

IMPRESA DA  
UNIVERSIDADE  
DE COIMBRA  
COIMBRA  
UNIVERSITY  
PRESS

# SERRAS DE XISTO DA CORDILHEIRA CENTRAL

LUCIANO LOURENÇO

A primeira parte do trabalho trata da análise geomorfológica e desenvolve-se por três capítulos, cada um deles versando, respectivamente, sobre o quadro morfoestrutural, as formas de relevo e os depósitos de cobertura.

A segunda parte, aparece mais voltada para o ambiente e denota preocupações mais geo-ecológicas, correspondendo aos capítulos quarto, dedicado à hidroclimatologia, principal causa da morfogênese e da evolução recente e atual das vertentes, e quinto, que versa sobre a intervenção antrópica e as alterações dos ecossistemas.

Esta segunda parte, centra-se no papel desempenhado pelo ser humano, enquanto principal responsável pela evolução das vertentes ao longo do último milénio, ressaltando-se a construção dos campos agrícolas, e nela se apontam algumas consequências do êxodo rural para a economia de subsistência, aliçada na complementaridade agro-silvo-pastoril que, até então, constituía a base de sobrevivência das comunidades serranas. Aborda, ainda, os incêndios florestais, salientando a sua contribuição para a aceleração da evolução atual das vertentes, mas cujas consequências não se confinam apenas aos aspectos geomorfológicos, pois interferem também do ponto de vista geo-ecológico, contribuindo para intensificar, ainda mais, a rápida mutação a que os espaços serranos estão a ser sujeitos.

Ge  grafias

I  
IMPRESA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
COIMBRA UNIVERSITY PRESS  
U

**EDIÇÃO**

Imprensa da Universidade de Coimbra  
Email: imprensa@uc.pt  
URL: [http://www.uc.pt/imprensa\\_uc](http://www.uc.pt/imprensa_uc)  
Vendas online: <http://livrariadaimprensa.uc.pt>

**ESTRUTURA EDITORIAL**

Luciano Lourenço  
João Luís Fernandes  
Adélia Nunes  
Fátima Velez de Castro

**COORDENAÇÃO EDITORIAL**

Imprensa da Universidade de Coimbra

**CONCEÇÃO GRÁFICA**

Imprensa da Universidade de Coimbra

**IMAGEM DA CAPA**

Aldeia de Foz d'Égua (Arganil)

**INFOGRAFIA DA CAPA**

Mickael Silva

**PRÉ-IMPRESSÃO**

Bookpaper

**EXECUÇÃO GRÁFICA**

Impressões Improváveis, Lda.

**ISBN**

978-989-26-1321-5

**ISBN DIGITAL**

978-989-26-1322-2

**DOI**

<https://doi.org/10.14195/978-989-26-1322-2>

**DEPÓSITO LEGAL**

442688/18

© JUNHO 2018, IMPRENSA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA

As serras de xisto do centro de  
Portugal : contribuição para o seu  
conhecimento geomorfológico e  
geo-ecológico / coord. Luciano Lourenço

I - LOURENÇO, Luciano, 1951-

ISBN 978-989-26-1321-5 (ed. impressa)

ISBN 978-989-26-1322-2 (ed. eletrónica)

CDU 551

IMPRESA DA  
UNIVERSIDADE  
DE COIMBRA  
**COIMBRA**  
UNIVERSITY  
PRESS

# **SERRAS DE XISTO DA CORDILHEIRA CENTRAL**

LUCIANO LOURENÇO

(Página deixada propositadamente em branco)

Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra em Julho de 1996 e defendida a 23 de Janeiro de 1997, tendo sido aprovada com distinção e louvor por unanimidade.

(Página deixada propositadamente em branco)

*À memória de meus Pais,*

sempre presente durante a realização deste estudo, o qual, em vida, tanto incentivaram. A eles, como bons paradigmas dos beirões-serranos, que na sua terra labutaram tenazmente por uma vida melhor e que, na procura dos necessários proventos, calcorrearam vezes sem conta os carreiros das serras, que tão bem conheciam. Aliás, o seu esforço, característico dos beirões serranos de rija têmpera, tantas vezes acompanhado de suor e, por vezes, até de lágrimas, só podia ser interrompido pela morte, prematura, que os impediu de poderem continuar a dar o seu valioso contributo para o engrandecimento da serra que tanto amaram.

(Página deixada propositadamente em branco)

*À Graça e ao João Nuno,*

a quem foram retiradas muitas horas de convívio familiar e que, apesar disso, se fizeram amigos da serra, tornando-se assim legítimos representantes de todos aqueles que, por afinidade ou não, prezam as Serras de Xisto.

(Página deixada propositadamente em branco)

*Aos Serranos,*

que, através de gerações sucessivas, foram moldando a paisagem, subtraindo aos fragedos as magras leiras que lhes serviram de sustento.

“No tempo das trovoadas [e não só!], a água empurra a terra de cultivo pelas encostas em ladeira, e lá têm os serranos de refazer o campo, suando, vertente acima, sob o peso das cestadas. Moirejam como formigas, tenazes, contrariando os elementos, a moldar a montanha com as mãos calosas, duras como raízes, certos de que a próxima borrasca de novo lhes roubará as jeiras. E tudo fazem obscura e simplesmente, constantes como forças naturais”.

(MÁRIO BRAGA, 1955, p. 58)

(Página deixada propositadamente em branco)

## SUMÁRIO

Resumos .....	15
Prefácio.....	23
Nota prévia.....	27
Agradecimento .....	31
Preâmbulo.....	37
Introdução .....	41

### CAPÍTULO 1

QUADRO MORFO-ESTRUTURAL .....	59
1.1. Apresentação geral .....	59
1.2. Base litológica .....	65
1.3. Tectónica.....	82
1.4. Unidades morfo-estruturais.....	107

### CAPÍTULO 2

FORMAS DO RELEVO .....	129
2.1. Formas culminantes.....	131
2.2. Níveis aplanados.....	147
2.3. Formas de erosão fluvial condicionadas estruturalmente.....	164

CAPÍTULO 3	
DEPÓSITOS DE COBERTURA .....	213
3.1. Metodologia de análise dos depósitos de vertente.....	214
3.2. Depósitos de vertente essencialmente xistosos.....	222
3.3. Depósitos associados às cristas quartzíticas.....	291
3.4. Considerações morfogenéticas e morfocronológicas sobre os depósitos	
— Síntese comparativa.....	308
CAPÍTULO 4	
HIDROCLIMATOLOGIA, PRINCIPAL CAUSA DA MORFOGÊNESE	
E DA EVOLUÇÃO RECENTE E ATUAL DAS VERTENTES.....	
4.1. Evolução recente das condições climáticas .....	323
4.2. Escoamento fluvial. Influência no escavamento dos vales .....	324
4.2. Escoamento fluvial. Influência no escavamento dos vales .....	347
CAPÍTULO 5	
INTERVENÇÃO ANTRÓPICA E ALTERAÇÃO DOS ECOSISTEMAS .....	
5.1. O Homem nas suas relações com o meio .....	407
5.2. Impacte ambiental dos incêndios florestais .....	408
5.3. Morfogênese e evolução atual das vertentes.....	442
5.3. Morfogênese e evolução atual das vertentes.....	468
SÍNTESE E CONCLUSÃO .....	531

## RESUMO

Esta dissertação visa contribuir para o conhecimento geomorfológico e geocológico das Serras de Xisto do sector ocidental da Cordilheira Central Portuguesa.

A primeira parte do trabalho trata, sobretudo, da análise geomorfológica e desenvolve-se por três capítulos, cada um deles versando, respetivamente, sobre o quadro morfo-estrutural, as formas de relevo e os depósitos de cobertura.

A segunda parte, em que há mais preocupações de quantificação, aparece mais voltada para o ambiente e denota preocupações mais geocológicas, correspondendo aos capítulos quarto, dedicado à hidroclimatologia, principal causa da morfogénese e da evolução recente e atual das vertentes, e quinto, que versa sobre a intervenção antrópica e as alterações dos ecossistemas.

Esta segunda parte, a mais atual, centra-se no papel desempenhado pelo ser humano, enquanto principal responsável pela evolução das vertentes ao longo do último milénio, ressaltando-se a construção dos campos agrícolas.

Apontam-se, também, as consequências do êxodo rural para a economia de subsistência, alicerçada na complementaridade agro-silvo-pastoril que, até então, constituía a base de sobrevivência das comunidades serranas.

Abordam-se ainda os incêndios florestais e salienta-se a sua contribuição para a aceleração da evolução atual das vertentes, mas cujas consequências não se confinam apenas aos aspetos geomorfológicos, pois interferem também do ponto de vista geocológico, contribuindo para intensificar, ainda mais, a rápida mutação a que os espaços serranos estão a ser sujeitos.

O ser humano, antes como interventor direto, e agora, na atualidade, por omissão e falta de intervenção, é o principal fator desencadeante e, ao mesmo

tempo, o motor da rápida evolução das vertentes serranas, na medida em que cria condições que alteram aquilo que seria a atuação normal dos processos erosivos naturais e, por conseguinte, aceleram a evolução das vertentes.

## **ABSTRACT**

### SCHIST MOUNTAINS OF THE CENTRAL RANGE

#### CONTRIBUTION TO THEIR GEOMORPHOLOGICAL AND GEO-ECOLOGICAL KNOWLEDGE

This thesis aims to contribute to the geomorphological and geo-ecological knowledge of the Schist Mountains in the western sector of the Portuguese Central Range.

The first part of this research deals with the geomorphological analysis and is developed in three chapters: the morpho-structural framework, the landforms and the alluvial deposits, respectively.

The second part, centred in the quantification of processes, is more focused on the environment and shows more geo-ecological concerns. It corresponds to chapters fourth and fifth; the former is dedicated to the hydro-climatology, which is the main agent of the morphogenesis and of the recent and current evolution of the slopes, whilst the latter addresses the human intervention and the ecosystems changes.

This second part, the current one, focuses on the role played by man, as the main responsible agent for the evolution of the slopes over the last millennium, in which the construction of agricultural fields is emphasized.

The consequences of the rural exodus to the subsistence economy were also analysed, based on the agro-ecological complementarity that, until then, was the basis of survival of mountain communities.

This research also covers forest fires, highlighting their contribution to the acceleration of the current evolution of the slopes, but whose consequences are not confined to the geomorphological aspects, since they also interfere in terms

of geo-ecological processes, by intensifying the already rapid mutation that is affecting mountainous areas.

The human being, before as a direct agent, and nowadays by omission and lack of intervention, became the main triggering factor and, at the same time, the motor of the rapid evolution of mountain slopes, as it creates conditions that change what would be the normal performance of natural erosion processes and, therefore, accelerate the evolution of the slopes.

## RESUMEN

SIERRAS DE ESQUISTO DE LA CORDILLERA CENTRAL  
CONTRIBUCIÓN PARA SU CONOCIMIENTO GEOMORFOLÓGICO E GEO-ECOLÓGICO

Esta tesis tiene como objetivo contribuir al conocimiento geomorfológico y geo-ecológico de las Sierras de Esquisto del sector occidental de la Cordillera Central Portuguesa.

La primera parte del trabajo trata, principalmente, con el análisis geomorfológico y se desarrolla en tres capítulos, cada uno dedicado, respectivamente, al marco morfo-estructural, a los accidentes geográficos y a los depósitos de cobertura.

La segunda parte, en la que hay más preocupaciones de cuantificación, parece más centrada en el medioambiente y denota preocupaciones más geo-ecológicas, corresponde a los capítulos cuarto, dedicado a hidroclimatología, principal causa de morfogénesis y de la evolución reciente y actual de las vertientes, y quinto, que trata de la intervención humana y de los cambios en los ecosistemas.

Esta segunda parte, la más reciente, se centra en el papel desempeñado por los seres humanos, como principales responsables por la evolución de las vertientes en el último milenio, haciendo hincapié en la construcción de las tierras agrícolas.

Se señalan, además, consecuencias del éxodo rural para la economía de subsistencia, fundada en la complementariedad agroecológica que, hasta entonces, era la base para la supervivencia de las comunidades de montaña.

Se tratan, también, los incendios forestales, poniendo de relieve su contribución a la aceleración de la evolución actual de las vertientes, pero sus

consecuencias no se limitan sólo a los aspectos geomorfológicos, pues también interfieren desde el punto de vista geo-ecológico, contribuyendo a intensificar, aún más, la rápida mutación que los espacios montañosos están experimentando.

El ser humano, interviniendo directamente antes y, ahora, en la actualidad, por omisión y falta de intervención, es el principal factor desencadenante y, al mismo tiempo, el motor de la rápida evolución de las pendientes, pues crea condiciones que cambian lo que sería la actuación normal de los procesos erosivos naturales y, por consiguiente, aceleran esa actuación.

## RÉSUMÉ

LES MONTAGNES DE SCHISTE DE LA CORDILLÈRE CENTRALE  
CONTRIBUTION À SA CONNAISSANCE GÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉO-ÉCOLOGIQUE

Cette thèse vise à contribuer à la connaissance géomorphologique et géo-écologique des montagnes de schiste du secteur occidental de la Cordillère Centrale Portugaise.

La première partie de l'ouvrage traite, principalement, de l'analyse géomorphologique et se divise en trois chapitres, traitant chacun, respectivement, sur le cadre morpho-structural, le relief et les dépôts de couverture.

La deuxième partie, dans laquelle il y a plus d'inquiétudes de quantification, semble plus axé sur l'environnement et dénote inquiétudes sur la géo-écologie, correspond aux chapitre quatrième, consacré à hydroclimatologie, la principal cause de la morphogenèse et de l'évolution récente et actuelle des versants, et cinquième, qui traite de l'intervention humaine et le changement de l'écosystème.

Cette deuxième partie, la plus récente, met l'accent sur le rôle joué par l'homme, comme le principal responsable de l'évolution des versants au cours du dernier millénaire, ressortant de la construction des terres agricoles.

Ils soulignent aussi les conséquences de l'exode rural dans l'économie de subsistance, basée sur l'agro-écologie de complémentarité qui, jusque-là, a servi de base pour la survie des communautés de montagne.

Une approche, aussi, aux feux de forêt soulignant sa contribution à l'accélération de l'évolution actuelle des versants, mais dont les conséquences ne se limitent pas seulement à la géomorphologie, car ils interfèrent aussi en termes géo-écologiques, contribuant à intensifier plus rapide la mutation que ces espaces montagneux sont en cours.

L'être humain, en intervenant directement avant et, maintenant, à l'heure actuelle, par défaut et manque d'intervention, il est le principal facteur déclenchant et, au même temps, le moteur de l'évolution rapide des versants montagneux, qui crée des conditions qui changent ce qui serait l'actuation normal des processus érosifs naturels et, par conséquent, accélèrent la progression des versants.

## PREFÁCIO

Tive o gosto de ser orientador e, depois também, um dos arguentes da tese de doutoramento de Luciano Fernandes Lourenço. Intitulada *Serras de Xisto da Cordilheira Central. Contribuição para o seu conhecimento geomorfológico e geoecológico*, foi defendida a 23 de janeiro de 1997, tendo tido a mais alta classificação.

Disse, nessa altura, que muito do que foi conseguido neste trabalho resultava de um bom conhecimento da área, que o Autor calcorreara desde menino na companhia dos seus mais próximos familiares. Efetivamente, já no início dos seus estudos universitários era fácil constatar a facilidade com que falava das Serras de Xisto da Cordilheira Central ou de outras que delas eram vizinhas. Em viagens de estudo, sentia-se o seu à vontade quanto à identificação dos locais. E tudo isto resultava de uma grande admiração pelas paisagens serranas e de um enorme respeito pelas problemáticas que nelas se escondiam. O conhecimento profundo da área de estudo facilita sempre o trabalho de campo, ou seja, aquilo que se considera mais importante na fase de arranque de uma investigação em Geografia Física, onde a Geomorfologia e a Geoecologia se apresentam desde logo como pontos fulcrais.

O primeiro capítulo da tese leva como título “Quadro morfo-estrutural”. Luciano Lourenço parte do geral para o particular. Enquadra a sua área no conjunto da Península Ibérica e trata da litologia e da tectónica das Serras, mas desde logo ilustra o texto com fotografias de pormenores rochosos. Faz a restituição de acidentes de falhas através de foto- interpretação, mas não deixa de mostrar, igualmente, com fotografias, autênticas provas de campo para o estudo que acabara de fazer em gabinete. Do mesmo modo, quando propõe as

unidades morfo-estruturais segue a divisão tradicional, mas também desce de escala, com a sua prática de terreno, mostrando subdivisões, plenas de lógica. O seu “esboço de localização e de síntese interpretativa do relevo regional” ressalta, como o melhor documento que podia ter feito para consulta do leitor.

Em sequência, o capítulo sobre as “formas do relevo” afigurava-se difícil, tanta a diversidade no conjunto da área, no entanto, Luciano Lourenço acaba por nos dar uma boa leitura do esboço geomorfológico, uma síntese bem conseguida sobre os tipos e os elementos de relevo estudados. Não menos difícil era o capítulo sobre os “depósitos de cobertura”, dada a sua variedade, todavia, o Autor oferece-nos uma apresentação original, dividindo-os em dois grupos – os depósitos vermelhos, que se encontram predominantemente em relação com vales fluviais, e os outros, sejam os que considera patelas, onde individualiza quatro tipos, sejam os depósitos relacionados com cristas quartzíticas, onde destaca “heterométricos amarelados”, “caóticos de blocos em corredor” e “escombeiras de gravidade”. Sublinhe-se o facto de fazer uma caracterização com base descritiva, servida por uma eficaz análise sedimentológica e uma boa ilustração fotográfica. A explicação genética dos depósitos também vai sendo anunciada até que culmina com a proposta de um quadro crono-estratigráfico para o modelado periglacial das serras que muito ajuda na sua compreensão.

O estudo de Geografia Física exige a compreensão do clima e da hidrologia. Luciano Lourenço trabalhou dados climáticos em séries longas, preocupando-se, em especial, com as precipitações tão importantes para explicar da melhor maneira o escoamento fluvial. E este, bem analisado, leva-o a propor para os rios serranos um “regime pluvial mediterrâneo-atlântico”. Está praticamente a anunciar o capítulo seguinte – “Intervenção antrópica e alteração dos ecossistemas”. Aí se mostram as vantagens dos espaços ocupados com agricultura e criação de gado tradicionais, em contraponto com as desvantagens do abandono de paisagens tão ricas em beleza, quão perigosas em situações de chuvas intensas e enxurradas. Aí se mostram riscos relacionados com as águas correntes, mas principalmente com os incêndios florestais que o Autor já vinha estudando desde há mais de década e meia.

Como disse na recensão crítica que publiquei sobre a versão policopiada da tese de Luciano Lourenço, ela “não é um estudo exaustivo e maçador das Serras de Xisto da Cordilheira Central, susceptível de afastar os leitores; bem pelo contrário, é um estudo que não esquece os grandes enquadramentos, mas que se preocupa mais com os factos concretos que marcam a geomorfologia, a hidroclimatologia ou a ecologia e que são exemplificativos da evolução multifacetada de um espaço que encanta todos quantos o visitam”.

FERNANDO REBELO

15 de Fevereiro de 2013

(Página deixada propositadamente em branco)

## NOTA PRÉVIA

A tese que, agora, se dá à estampa esteve para ser publicada, como era lógico e seria de esperar, logo após a sua discussão em janeiro de 1997.

Todavia, a sua publicação pela ex-Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, implicava que fosse inserida na Linha de Ciências Sociais e Humanas. Sem nada termos contra essa linha de investigação, entendemos que a forma como o tema é tratado não corresponde ao objeto de estudos dessas Ciências e, por isso, entendemos não a dever submeter para publicação.

Por outra parte, certos aspetos não tinham ficado suficientemente explícitos ou poderiam ser mais desenvolvidos, pelo que pensámos em melhorá-los. Entretanto, o tempo foi passando e a cartografia digital foi ganhando terreno, pelo que decidimos melhorar também a qualidade de apresentação de alguns mapas. No entanto, estes aspetos nunca foram uma prioridade nas diversas solicitações a que tivemos de dar resposta e, por conseguinte, o tempo passou sem que concluíssemos essas alterações, até porque outras diligências que efetuamos para garantir financiamento para essa publicação resultaram infrutíferas e, pelo menos uma delas, sem razão objetiva, o que contribuiu para alguma desmotivação.

Contudo, como os poucos exemplares policopiados rapidamente se esgotaram, fomos recebendo sucessivos apelos, sobretudo de alunos, mas também de instituições e colegas, para a edição deste trabalho, o mais veemente dos quais decorreu durante as provas de agregação, realizadas em Fevereiro de 2008 e que, de certo modo, nos obrigou a deixar de lado a pensada atualização dos aspetos antes mencionados, para dar prioridade à publicação.

Nesse sentido, foi então dado um impulso decisivo, com o objetivo de transformar os esboços geomorfológicos manuscritos em cartografia digital, mas fruto

de circunstâncias várias, essa tarefa acabou por não ser concluída e o projeto acabou uma vez mais por ser adiado. Expresso aqui o meu vivo agradecimento ao Dr. José Fialho e ao Mestre Adriano Nave, que tendo iniciado esse trabalho acabaram por não poder concluí-lo na totalidade.

Felizmente, alguns anos depois, a Mestre Sofia Fernandes dedicou-se a essa conclusão, um trabalho persistente e pacientemente executado, tanto no que respeita à transformação de parte da cartografia manuscrita para digital, como na reformatação do texto, dado que a aplicação em que a tese tinha sido formatada deixou, entretanto, de ser usada em termos gráficos, tendo sido substituída por outra que, embora permita a importação, desformata o texto, pelo que além da correção de gralhas que tinham escapado na primeira revisão e da redução substancial do número de anexos constantes da primeira versão, foi necessário formatar de novo todo o texto, pelo que a primeira edição digital muito ficou a dever à Mestre Sofia Fernandes e, por isso, não posso deixar de lhe estar profundamente reconhecido.

Deste modo, ainda que com mais de 15 anos de atraso, a investigação então efetuada ficou em condições de ser divulgada, tendo sido disponibilizada em formato digital, sobretudo para facilitar a sua consulta pelos estudantes. Três anos mais tarde foram, finalmente, reunidas as condições que permitam a sua publicação em versão impressa e, de novo, em versão digital, desta vez com a chancela da Imprensa da Universidade de Coimbra.

Contudo, não se procedeu a uma atualização do texto que ficou concluído em 1996, pelo que as designações de alguns organismos não correspondem às atuais, do mesmo modo que alguns dados estão desfasados no tempo, ressalva que não pode deixar de ser feita, para justificar a desatualização de alguma informação.

Por outro lado, como esta obra se incluiu numa série que possui um formato próprio, diferente daquele em que a tese fora anteriormente distribuída, tanto na versão policopiada como na digital, houve necessidade de proceder a nova paginação, pelo que se aproveitou essa oportunidade para também atualizar a grafia para o novo acordo ortográfico.

Este novo processo de edição, por ser muito trabalhoso, também acabou por se dilatar no tempo e, por isso, faz hoje precisamente 20 anos que esta dissertação

foi discutida em provas públicas. E será que se justifica publicar este trabalho 20 anos após a sua divulgação? Melhor do que ninguém, o leitor ajuizará!

Todavia, podemos adiantar que na componente geomorfológica, normalmente com uma evolução muito lenta, o trabalho mantém-se atual. Já no que respeita à dimensão humana e à componente ecológica, infelizmente, elas até se agudizaram, com a diminuição da população residente e com o agravamento dos problemas do mundo rural e que ganha particular acuidade nas áreas montanhosas, resultado do desinvestimento no interior do país, levado a efeito pelas sucessivas gerações de políticos do Portugal democrático, pelo que nestes aspetos muito do que se modificou até parece ter sido para pior, pelo que nos parece que este nosso modesto contributo ajudará o leitor a melhor conhecer as Serras de Xisto da Cordilheira Central.

Por isso, estamos muito gratos à Imprensa da Universidade de Coimbra que, através de uma equipa dedicada, altamente motivada e sempre muito empenhada, foi capaz de conciliar direção e artes gráficas, por forma a produzir um trabalho tão bem conseguido, sendo merecedora dos maiores encómios pelo elevado profissionalismo que colocou nesta edição.

LUCIANO LOURENÇO

Goulinho, 23 de janeiro de 2017

(Página deixada propositadamente em branco)

## AGRADECIMENTO

Como facilmente se depreenderá, o trabalho subjacente à elaboração desta dissertação não resultou exclusivamente do nosso esforço pessoal. No entanto, enumerar todos aqueles que nos apoiaram e incentivaram, ao longo dos anos em que decorreu essa nossa investigação, constituiria uma lista quase interminável. Estamos, pois, muito gratos a todos quantos de algum modo, voluntariamente ou não, contribuíram para a realização desse estudo. Todavia, de entre as pessoas e entidades que nos apoiaram, cabe-nos destacar aquelas que mais diretamente partilharam connosco a execução deste trabalho, esperando não cometer alguma imperdoável omissão.

O, entretanto extinto, Instituto Nacional de Investigação Científica subsidiou, em parte, o trabalho de campo, através de uma bolsa no país. A Faculdade de Letras, possibilitando a utilização do “velho” Land Rover, do então Instituto de Estudos Geográficos, colaborou também nessa tarefa.

Depois desta viatura ter sofrido uma avaria grave, numa fase crucial da nossa investigação de campo, beneficiámos do apoio de diversas entidades, as quais puseram à nossa disposição, alternadamente, uma viatura todo-o-terreno para que pudéssemos prosseguir com os trabalhos de campo. Aos responsáveis dessas instituições, tanto a nível nacional como regional, ao tempo respetivamente designadas por Serviço Nacional de Bombeiros, através da Inspeção Regional de Bombeiros do Centro e da Companhia de Bombeiros Sapadores de Coimbra, e por Instituto Florestal, através da Delegação Florestal da Beira Litoral, desejamos manifestar o nosso muito sincero e reconhecido agradecimento.

O trabalho de campo, nas suas múltiplas facetas, beneficiou ainda do apoio das Zonas Florestais de Arganil, Lousã e Sertã, bem como das Câmaras

Municipais de Arganil, Figueiró dos Vinhos, Góis, Lousã, Miranda do Corvo, Pedrógão Grande, Pampilhosa da Serra e Proença-a-Nova, às quais expressamos também a nossa gratidão.

Apoio e informações diversas foram-nos também facultados pelas Câmaras Municipais de Castanheira de Pera, Mação, Oleiros, Oliveira do Hospital, Penela, Sertã, Vila Nova de Poiares e Vila de Rei, para as quais vai também o nosso agradecimento.

Do mesmo modo, para a realização de variadas análises, contámos com a colaboração de diversos Laboratórios, nomeadamente, Laboratório de Geomorfologia, do Instituto de Estudos Geográficos, da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra; Laboratório de Sedimentologia, do Museu Laboratório Mineralógico e Geológico, e Laboratório do Grupo de Mecânica dos Fluidos, ambos da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

A cedência de elementos estatísticos inéditos ficou a dever-se aos então denominados Instituto de Meteorologia, Instituto Florestal, Instituto Nacional de Estatística, Direção-Geral dos Recursos Naturais, Direção Hidráulica do Mondego e Eletricidade de Portugal.

Do mesmo modo, a consulta ou reprodução de documentação cartográfica inédita e de fotografia aérea foi possível graças às facilidades concedidas pelos Serviços Geológicos de Portugal, Instituto Geográfico do Exército e Instituto Português de Cartografia e Cadastro de então.

A Força Aérea Portuguesa fotografou-nos verticalmente, na escala de 1/15 000, em voo especial, parte das folhas 222 e 233 da Carta Militar de Portugal e possibilitou-nos o reconhecimento da serra do Açor em voo de helicóptero.

A então Comissão Nacional Especializada de Fogos Florestais, financiando alguns dos nossos projetos de investigação, deu-nos um apoio crucial nos trabalhos de campo e abriu-nos portas que de outro modo estariam inacessíveis, tais como os reconhecimentos aéreos da região. Aos dirigentes, pessoal científico, técnico e operacional, de todas estas entidades, manifestamos o nosso profundo reconhecimento, pois sem o seu desinteressado apoio, não teria sido possível produzir este trabalho.

Aos Profs. Doutores Fernando Rebelo, A. Ferreira Soares, Suzanne Daveau, Ilídio do Amaral, Lúcio Cunha, Maria Sala, Bernard Valadas, A. L. Almeida Saraiva e A. Brum Ferreira que nos acompanharam ao campo e com os quais discutimos *in loco* muitos dos problemas que se nos colocavam, estamos gratos pelos muitos ensinamentos que nos transmitiram, fruto do seu conhecimento e experiência.

Ao nosso primeiro orientador, o saudoso Prof. Doutor Fernandes Martins, de cujo conhecimento científico e experiência de campo muito beneficiámos, antes da morte o arrancar prematuramente do nosso convívio, prestamos aqui uma sentida e singela homenagem. Para o nosso atual orientador, Prof. Doutor Fernando Rebelo, vai um agradecimento muito especial, em primeiro lugar, por ter assumido a orientação científica da nossa dissertação, após o falecimento do Prof. Doutor Fernandes Martins; depois, pelo apoio, disponibilidade, paciência e compreensão demonstradas ao longo da execução do trabalho e, finalmente, pela cuidada leitura crítica do manuscrito, pelas preciosas sugestões que nos fez e pelo constante encorajamento para acabarmos o trabalho, sobretudo nos momentos de maior desalento e desânimo, apesar das múltiplas tarefas da sua atividade profissional.

Ao Prof. Doutor A. Ferreira Soares, além da disponibilidade para nos acompanhar ao campo por diversas vezes e dos muitos ensinamentos que nele nos transmitiu, agradecemos as facilidades concedidas para utilização do Laboratório de Sedimentologia e a sua preciosa contribuição na identificação dos minerais de argila das amostras analisadas. Na sua qualidade de Diretor do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra, agradecemos a cedência de elementos meteorológicos inéditos, através dos seus diretos colaboradores, Eng. João Branco e Dr. António Alves, agradecimento que também lhes é devido, sobretudo pela amizade que nos dedicaram.

Aos geólogos, Prof. Doutor A. C. Almeida Saraiva e Dr. Júlio Fonseca Marques, com quem partilhámos muitas horas de campo, e ao Dr. Manuel Rodrigues Lapa, que muito nos ajudou na análise sedimentológica dos depósitos e na identificação dos minerais de argila, estamos gratos pela valiosa colaboração prestada.

Ao Prof. Doutor J. M. Pereira de Oliveira, agradecemos o incentivo e o apoio dados, especialmente na fase final do trabalho, bem como a sua atitude

sempre prestável, pronta para solucionar qualquer eventual problema, quer na sua anterior qualidade de Diretor do Instituto, quer na atual de Diretor do Centro de Estudos Geográficos.

Às Professoras Doutora Lucília Caetano, Presidente da Comissão Científica do Grupo de Geografia, e Doutora Fernanda Cravidão, Diretora do Instituto de Estudos Geográficos, estamos reconhecidos pelo apoio institucional emprestado.

Desejamos expressar ainda o nosso agradecimento ao Prof. Doutor Lúcio Cunha, que frequentemente nos acompanhou ao campo, muito nos apoiou nas análises sedimentológicas dos depósitos e com quem frequentemente discutimos muitos aspetos da evolução do relevo, bem como ao Prof. Doutor A. Campar de Almeida, pelo alento que nos incutiu, sobretudo na fase final. Do mesmo modo, ao Dr. Mário Matos, que colaborou no trabalho de campo, e a todos os outros colegas do Instituto de Estudos Geográficos que nos acompanharam, nos deram uma palavra de conforto e nos incutiram ânimo nos momentos de desalento, o nosso sincero obrigado.

Ao Prof. Doutor D. Xavier Viegas estamos gratos pelas facilidades concedidas para utilização das oficinas e laboratórios do Departamento de Engenharia Mecânica, no âmbito do projeto de investigação sobre incêndios florestais, em que colaborámos e onde, respetivamente, foram construídos aparelhos e se procedeu à quantificação da erosão verificada nas parcelas experimentais por nós instaladas, para esse efeito, nas Serras de Xisto.

Ao Prof. Doutor Jorge Paiva, agradecemos a identificação das espécies vegetais mencionadas e, sobretudo, a amizade que nos dispensa.

Estamos ainda reconhecidos aos nossos alunos, e aos muitos colegas professores, que, sendo naturais ou leccionando nas Escolas dos Ensinos Básico e Secundário das Serras de Xisto, se disponibilizaram para nos acompanhar durante os trabalhos de campo. Além de nos terem proporcionado agradáveis momentos de convívio, muito nos enriqueceram com os seus conhecimentos e as suas dúvidas da geografia local.

Pela colaboração especial que nos emprestaram, quer no tratamento laboratorial da quase totalidade das amostras de sedimentos, quer nos trabalhos de campo, é justo salientar o Dr. A. Bento Gonçalves, quem mais de perto e durante

mais tempo connosco colaborou, bem como as Dr.<sup>as</sup> Manuela Bento e Virginia Teles. Importante contributo nos trabalhos de campo foi também dado pelos Drs. Rui Monteiro, Sérgio Lopes, Hernâni Soares e João Boavida.

Ao Dr. Carlos Alberto Silva agradecemos, além da colaboração nos trabalhos de campo, a construção de aparelhagem específica, nomeadamente a dos perfiladores usados para a medição de microtopografias.

Ao Sr. Vasconcelos Machado, hidrologista aposentado da Direção Hidráulica do Mondego, estamos gratos pelas medições efetuadas na bacia hidrográfica do rio Ceira.

Aos irmãos Baeta, Guardas Florestais, e aos trabalhadores florestais que, na Serra do Vidual, procederam ao corte e limpeza de matos, para que tivéssemos acesso a formações rochosas e a depósitos de vertente, ou na Selada Cova, limparam e apuraram uma barreira para que pudéssemos identificar e quantificar as alternâncias de níveis no depósito, o nosso muito obrigado.

Para os funcionários da Faculdade de Letras que, direta ou indiretamente, possibilitaram a publicação desta obra, vai também o nosso agradecimento. De entre eles, pelo papel preponderante que desempenhou ao longo de todo o trabalho, cabe destacar o Sr. A. Bento Ferreira, entretanto aposentado, que na sua qualidade de motorista nos acompanhou vezes sem conta. Além de realçar as suas óptimas qualidades profissionais como condutor, é de justiça salientar também o companheirismo e a amizade que nos dedicou, acompanhando-nos sempre nas longas caminhadas que efetuámos e sem nunca colocar quaisquer entraves para saídas de madrugada e regresso a altas horas da noite, de modo a poder aproveitar ao máximo o período diurno, especialmente quando investigávamos nas áreas mais afastadas de Coimbra.

Ao Sr. Fernando Coroado, também já aposentado, agradecemos o desenho ou a montagem das figuras 25, 42, 82 e 87.

Indispensável foi também o valioso contributo dado pelo Victor Hugo, o técnico responsável pela apresentação do trabalho. Se, por natureza, já somos cuidadosos com a preparação dos trabalhos, com a ajuda do Victor Hugo quase é impossível deixar de ser minucioso nos mais ínfimos pormenores. A sua constância, tenacidade e paciência, associadas a profissionalismo exemplar, nunca se

regateando a esforços para resolver situações que pareciam de solução impossível, fazem dele um técnico altamente capaz e credenciado, tanto a nível de arranjo do texto, como de design e execução gráfica. A competência e o empenho postos na realização deste trabalho foram inultrapassáveis, pelo que é de toda a justiça realçar não só as suas excelentes qualidades e brio profissionais, mas também desejamos manifestar-lhe o nosso muito sincero reconhecimento e gratidão pela dedicação que colocou neste trabalho.

À Fátima Silva, responsável pelo processamento do texto dos terceiros e quarto capítulos, ao Paulo Rocha, que procedeu à formatação de grande número de apêndices, e ao Sr. Manuel Ferreira, que fez a revisão das provas, estamos gratos pelo cuidado posto na execução do respetivo trabalho e pelo desvelo manifestado sempre que procedemos a alterações.

Por fim, um agradecimento muito especial à Graça e ao João Nuno que, na respetiva medida, muito contribuíram para a concretização deste trabalho, não só pela compreensão e apoio dados sobretudo na fase final do trabalho, mas também por terem prescindido de muitos fins de semana de lazer, para nos acompanharem nos trabalhos de campo.

Não podemos terminar sem uma referência especial ao povo humilde, laborioso e hospitaleiro das Serras de Xisto, sempre disposto a partilhar connosco os seus parques proventos e a franquear-nos a porta de suas humildes casas. Sem muitas das informações que os serranos, generosamente, nos forneceram, teríamos tido maior dificuldade em efetuar o nosso estudo. Para eles e para todos os outros, aqui mencionados ou não, que de alguma forma contribuíram para a realização deste estudo, o nosso sincero e reconhecido muito obrigado, dito à moda da Beira-Serra: Bem-hajam.

## PREÂMBULO

*Criei-me nestes vales deleitosos,  
Refrigerio de calidos estios,  
Quente abrigo de invernos rigorosos,  
Labirinto de flores e de rios;  
De peixe, caça e frutos abundosos,  
De primor cheos, de ambição vasios,  
Que ambições e privanças que namoram  
Fogem dos vales, e nas cortes moram.*

BRAZ GARCIA DE MASCARENHAS, 1846, II vol., p. 165.

### PORQUÊ O ESTUDO DAS SERRAS DE XISTO?

Criei-me, como o poeta, num deleitoso vale das Serras de Xisto. Em tempos de criança subi vezes sem conta ao Alto da Senhora das Necessidades, no topo da Serra do Colcurinho<sup>1</sup> (quem me dera possuir ainda agora essa energia e agilidade!), donde “se vêem aldeias, se *sente* a serra inteira e tão junto de nós

---

<sup>1</sup> Como Nunes Pereira e Oliveira de Brito referem em nota infrapaginal, “Outros escrevem Colcorinho. O povo muitas vezes pronuncia Cocurinho e Cucurinho. A origem deste nome, segundo alguns provém de um general romano que se teria estabelecido no castro ou castelo que ali existiu [dele apenas se conservam vestígios da base da muralha, na vertente Sul, pois os seus materiais deverão ter sido usados na construção da capela e do patamar sobre o qual ela se eleva]. Em nossa opinião a palavra Colcurinho designa um monte elevado e aguçado” (1945, p. 9). Este último ponto de vista é também partilhado pelo Dr. Francisco Antunes que se tem dedicado ao estudo da toponímia da beira-serra, pois, segundo ele, Cocurinho poderá ter a mesma raiz de Cocuruto (comunicação oral). Na vertente Norte da Serra existe um lugar com povoamento muito antigo,

e tão desolada que não é possível olhá-la profundamente sem um princípio de curiosidade que já é também um princípio de amor”<sup>2</sup>.

Talvez que esses princípios, um misto de curiosidade e de amor, tenham despertado em nós inconscientemente, e, do mesmo modo, se tenham ido desenvolvendo e amadurecendo, ao ponto de termos iniciado a nossa investigação geomorfológica por uma área geográfica que nos é particularmente cara, pela sua afinidade, pois nela se enquadra a nossa aldeia natal. Como se isso não fosse razão suficiente, também motivações de ordem científica nos incentivaram a meter ombros a essa tarefa, pois tratava-se de uma área praticamente desconhecida da maioria dos geomorfólogos.

Deste modo, o nosso primeiro trabalho, apresentado como relatório final do Seminário de Geografia Física da Licenciatura em Geografia, teve por objetivo a caracterização de “A bacia hidrográfica do rio Alva a montante da Ponte das Três Entradas”, desiderato que não se chegou a concretizar pois, por orientação do falecido Prof. FERNANDES MARTINS, iniciámos o estudo pelas cabeceiras do Alva e a marcha rápida do tempo só nos permitiu analisar “O Alva a montante da Ponte das Três Entradas” (Relatório inédito), tendo-se deixado de fora o seu principal afluente, o rio Alvoco, em cuja bacia hidrográfica se insere, afinal, a nossa terra natal.

A continuidade lógica destas nossas primeiras investigações implicava, naturalmente, a prossecução dos trabalhos na área que não nos fora possível abordar anteriormente. Deste modo, como relatório final do Seminário de Geomorfologia, do Curso de Mestrado em Geografia Física e Regional da Universidade de Lisboa, apresentámos um trabalho sobre “As bacias hidrográficas do rio Alvoco e da ribeira de Pomares. Estudo geomorfológico” (Relatório inédito).

Prosseguindo o estudo, acabaríamos por vir a caracterizar toda a bacia de drenagem de “O rio Alva” (L. Lourenço, 1989). Foi no decurso desse trabalho que aumentou o nosso interesse pela parte mais desconhecida da sua bacia

---

hoje desabitado, também denominado Colcurinho, o qual, na nossa óptica, poderá ter dado o nome à Serra, subsistindo neste caso, a dúvida quanto à origem do topónimo que deu o nome ao lugar.

<sup>2</sup> A. Martins de Carvalho, *in Guia de Portugal*, vol. III, tomo I, 1984, p. 425.

hidrográfica, a correspondente às Serras de Xisto, e, por esse motivo, fomos sentindo a necessidade de também proceder ao seu estudo.

Deste modo, paulatinamente, o tal misto de curiosidade e de amor foi-se desenvolvendo e, como resultado de sucessivos alargamentos do campo inicial de investigação, surgiu, com naturalidade, a motivação para aprofundar os conhecimentos sobre áreas quase ignoradas.

O pouco conhecimento destas serras, em termos de geografia física, constituiu, sem dúvida, outra motivação aliciante, porventura não menos importante, mas muito mais comprometedora.

Tornou-se pois num verdadeiro desafio, devido sobretudo às dificuldades que acarretava, quer pela escassez de documentação de base, quer pela aparente monotonia e grande dimensão das Serras de Xisto da Cordilheira Central.

O resultado deste desafio surge agora, não como um trabalho definitivo sobre o assunto, pois, para se ficar com um completo conhecimento das Serras de Xisto será ainda necessário aprofundar muitos dos aspetos tratados. Por agora, apenas pretendemos apresentar uma visão de conjunto sobre a temática analisada, descendo, de quando em vez, ao pormenor, para justificar algumas facetas da problemática considerada. Deste modo, a nível da análise de pormenor, trata-se de um trabalho incipiente e, por esse motivo, incompleto e inacabado, pois muito mais haverá a dizer e a investigar, no futuro.

(Página deixada propositadamente em branco)

## INTRODUÇÃO

*Os montes são mestres mudos e  
fazem discípulos calados.*

GOETHE<sup>3</sup>

### Objetivo

*Encostado ao vale, paralelamente ao rio, há um amontoado de serranias que muita vez mudam de nome sem mudar de dorso e se alongam da Estrela à Lousã. Chamam-lhe a serra, nada mais.*

MARTINS DE CARVALHO (1984, p. 409-410)

O título deste trabalho é, quanto a nós, suficientemente elucidativo sobre o grande objetivo deste estudo, o de dar uma contribuição, em termos de geografia física, para o conhecimento geomorfológico e geoecológico das Serras de Xisto da Cordilheira Central.

Alcançar este objetivo geral passa pela definição de objetivos mais específicos de entre os quais salientamos, em primeiro lugar, a caracterização do quadro morfo-estrutural que constitui o suporte das Serras de Xisto. Em seguida, trata-se de definir e enquadrar as grandes formas de relevo, passando depois

---

<sup>3</sup> Citado por A. Girão, 1938, p. 8.

para situações mais concretas de morfogénese e de evolução, situando-as no contexto do Quaternário, para, por fim, considerarmos alguns aspetos atuais, sobretudo a nível da intervenção antrópica e das conseqüentes modificações dos ecossistemas.

Mais do que proceder a uma explanação teórica das formas do relevo e das suas justificações, teríamos preferido realizar um ensaio integrado sobre o meio físico, entendido como meio natural, desenvolvendo-se neste caso em ambientes agro-florestais. Do mesmo modo, teríamos preferido realizar o tratamento das Serras de Xisto sob as diferentes perspetivas geomorfológicas (estrutural, climática e dinâmica), estabelecendo e quantificando as respetivas relações com a climatologia, a hidrologia e a biogeografia (ecologia).

Porém, cedo constatámos que se tratava de uma tarefa demasiadamente audaciosa, muito difícil de ser levada a cabo, em tempo útil, por uma única pessoa, mercê da complexidade das variáveis em análise e sobretudo devido à extensão da superfície a tratar, cerca de 4 500 km<sup>2</sup>, a qual impossibilita uma análise circunstanciada dos diversos *items* em toda a área ocupada pelas Serras de Xisto, pelo que não nos foi possível desempenhar cabalmente este objetivo.

No entanto, quer esta perspetiva integrada, quer a necessidade do recurso à quantificação, estiveram sempre presentes ao longo do trabalho, pelo que, por vezes, alguns dos ensaios por nós efetuados denotarão essas preocupações.

Por outro lado, quer a aparente monotonia, a par da grande extensão da área a analisar, quer a falta de elementos sentida aos mais diversos níveis de análise, colocaram sérios entraves à investigação das Serras de Xisto. Este facto é, aliás, confirmado pela quase inexistência de estudos de geografia física sobre elas.

Apenas O. Ribeiro, nos anos quarenta, lhes dedicou alguns trabalhos, em particular à área situada a SE, como adiante veremos. Estamos convictos de que terá incentivado alguns discípulos a prosseguirem os seus estudos nesta área, mas nenhum deles parece ter aceitado o desafio.

Depois de um longo interregno, só mais recentemente S. Daveau retomou alguns desses aspetos. No entanto, continuava a faltar um trabalho que se de-

dicasse ao conjunto das Serras de Xisto, no qual se procurasse não só sintetizar e, na medida do possível, conciliar os conhecimentos anteriores, mas também desenvolver novos estudos de pormenor que permitissem apresentar uma visão, suficientemente expressiva, do conjunto do relevo das Serras de Xisto da Cordilheira Central de Portugal.

A investigação necessária foi-se desenrolando ao longo de vários anos e nem sempre em perfeita consonância com os objetivos delineados.

Com efeito, de início, estávamos sobretudo preocupados em posicionar as grandes formas de relevo relativamente aos grandes aplanamentos, numa postura da geomorfologia dita clássica.

Todavia, à medida que desenvolvíamos esse trabalho e que procurávamos, tanto na documentação de base, como no campo, elementos que nos permitissem estabelecer as possíveis ligações entre eles, S. Daveau publicava, como adiante veremos, alguns estudos sobre as serras, especialmente dedicados ao sector NW, pelo que tentámos conjugá-los com os anteriormente levados a cabo por O. Ribeiro, no sentido de tentar estabelecer a provável evolução geomorfológica das Serras de Xisto.

Desde logo, notámos sérias dificuldades nesta tentativa de correlação, porquanto o sector NW é mais elevado e estreito do que o sector SE, razão pela qual não só apresenta menos retalhos aplanados, mas estes também possuem um grau de conservação muito menor, pois, habitualmente, as suas superfícies encontram-se muito mais degradadas do que no sector SE.

Deste modo, depois do levantamento geral, decidimos enveredar por aspetos mais particulares e atuais da evolução das vertentes, procurando proceder à quantificação dos processos morfogenéticos, quer numa perspetiva mais atual da geomorfologia, quer no domínio da hidrogeomorfologia.

Com efeito, preocupados com a sua aplicabilidade, procurámos investigar aspetos geomorfológicos suscetíveis de terem aplicação prática, em especial aqueles que estão mais associados à evolução atual das vertentes, sobretudo na sequência de bruscas modificações no seu equilíbrio dinâmico, produzidas quer por intervenção antrópica, quer em resultado de fenómenos naturais mais ou menos violentos.

Um destes fenómenos que, nos dois últimos decénios, ganhou particular importância nas Serras de Xisto, tanto pela frequência como pela intensidade, diz respeito aos incêndios florestais. De facto, não só a imolação da vegetação pelo fogo e, como consequência, a falta de proteção do solo contra os agentes externos, mas também a posterior mobilização superficial dos solos para rearborização, têm interferido muito significativamente na evolução atual das vertentes, pelo que decidimos proceder à análise concreta de algumas dessas situações.

Assim, as diferentes medições que foram efetuadas para o efeito, constituem a componente mais aplicada deste trabalho. Do mesmo modo, os resultados obtidos serão aqueles que, neste estudo, permitirão que a geomorfologia possa ser aplicável. Com efeito, a quantificação realizada, não só pretende contribuir para a justificação das situações analisadas, em termos de evolução geomorfológica atual, mas também visa sugerir pistas concretas de aplicação, podendo ajudar a prever e a prevenir ou corrigir situações que, num futuro próximo, poderão vir a revelar-se catastróficas, em termos de equilíbrio do suporte físico, se, entretanto, nada for feito para as evitar.

## **Metodologia**

Ao longo da elaboração deste trabalho fomos recorrendo a diferentes métodos, de acordo com os objetivos a alcançar em cada uma das diferentes fases de execução, os quais serão descritos pormenorizadamente nos respetivos capítulos.

Em termos muito gerais, a metodologia seguida implicou trabalho de gabinete e de campo. De início, privilegiámos a recolha, análise e interpretação de documentos de base, bem como o trabalho de campo, e procedemos à análise do relevo e à elaboração da cartografia geológica e geomorfológica da área em estudo, com o intuito de discernir sobre as possíveis causas que estiveram na origem das principais formas de relevo. Para o efeito, recorreremos tanto à deteção remota, através da interpretação estereoscópica de fotografias aéreas verticais a preto e branco, como à observação direta, quer através de um voo de reconhecimento, efetuado em helicóptero da Força Aérea Portuguesa, quer a trabalho

de campo, tanto para o reconhecimento regional, como para observações de pormenor. Por fim, dedicámos maior atenção aos trabalhos de gabinete e de laboratório, deslocando-nos ao campo apenas quando era necessário confirmar alguma hipótese ou recolher alguns elementos em falta.

No campo procedemos a levantamentos detalhados do material rochoso, das formas de relevo e da cobertura vegetal. Do ponto de vista geológico, procurámos delimitar sobre a carta topográfica de Portugal, na escala de 1/25 000, os contactos entre os xistos e as outras formações rochosas, nomeadamente com os depósitos de cobertura de NW e de SE, com os quartzitos e com os granitos de Avô e de Vila Nova. Procurámos identificar, sempre que possível, a natureza desses contactos, verificando se eram normais ou se eram feitos por falha.

Já depois de efetuada grande parte destes levantamentos, tivemos acesso a minutas de campo inéditas levantadas tanto pela Prof<sup>a</sup>. S. Daveau, na área da Arganil, como pelo Prof. Portugal Ferreira, na área do Fundão, e ainda pelos Serviços Geológicos de Portugal, no Baixo Alva e na bacia de Sarzedas.

Do ponto de vista geomorfológico, com vista à interpretação dos depósitos de vertente, iniciámos a sua identificação (altitude, exposição, ...) na serra do Açor, tendo depois prosseguido para Este e SW, de modo a percorrer toda a área em estudo. Localizámos apenas os mais importantes e, em grande parte deles, recolhemos amostras para posterior tratamento laboratorial. Num dos mais espessos, na Selada da Cova, seleccionámos uma prumada onde se recolheram amostras em todos os níveis que pareciam existir.

Procurámos, ainda, determinar as situações que mais contribuem para a evolução atual das vertentes, quer através do estudo de alguns casos observados, quer tentando quantificá-las em parcelas experimentais. No primeiro caso, recorremos à fotografia aérea na escala de 1/15 000 e suas ampliações, bem como a ortofotomapas na escala de 1/10 000 e, ainda, a cartografia de pormenor, na escala de 1/1 000. No segundo caso, procedemos a visitas periódicas às parcelas, registando, em cada uma dessas parcelas, os valores da precipitação armazenada e da temperatura do ar, máxima e mínima, observada junto ao solo. Além disso, recolhia-se o material depositado nos coletores e media-se

a água da escorrência. Depois procedia-se à sua homogeneização e retirava-se uma amostra para posterior tratamento em laboratório.

Para avaliar a preparação do material e a sua movimentação superficial pintámos pedaços de rocha *in situ* e linhas-reta em material de escombrelras, acompanhando depois, periodicamente, a sua evolução para verificar eventuais desprendimentos ou deslocamentos de material rochoso.

Do ponto de vista hidrológico, procedemos à análise morfométrica da rede de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Alva e Ceira. Os levantamentos, efetuados sobre o mapa 1/25 000, foram muito demorados e, por esse motivo, não foi possível estendê-los às bacias do Zêzere e do Ocreza, de modo a cobrir toda a área estudada.

Por fim, no que respeita à caracterização da cobertura vegetal, procurámos identificar no campo duas situações. Uma delas diz respeito à inventariação das principais espécies vegetais presentes nas Serras de Xisto, tendo-se efetuado recolha de amostras ao longo de dois cortes transversais, previamente definidos, para posterior identificação dessas espécies. A outra, teve a ver com a cartografia das grandes manchas florestais anualmente destruídas pelo fogo, no intuito de assinalar as vertentes sujeitas a processos de evolução mais rápidos, resultantes dos desequilíbrios introduzidos em consequência dos incêndios florestais.

Sempre que possível, procurámos ilustrar as situações descritas através de figuras e de fotografias. Contudo, para não sobrecarregar o texto com demasiadas ilustrações, apenas considerámos algumas das que nos pareceram mais sugestivas.

Deste modo, nas figuras distribuídas ao longo do texto, tivemos a preocupação de referenciar os vários topónimos nele referidos. No entanto, para não adensar demasiado algumas delas, aqueles nem sempre foram mencionados na respetiva figura, pelo que, para a sua exata localização, poderá haver necessidade de recorrer a outros mapas distribuídos ao longo do texto ou, eventualmente, à Carta Militar de Portugal, na escala de 1/25 000.

De igual modo, procurámos quantificar diversas situações, cujos valores estão expressos em Tabelas e Quadros, distribuídos ao longo do texto.

## Localização da área

As Serras de Xisto em estudo localizam-se na parte ocidental do mais importante conjunto montanhoso português, a Cordilheira Central. De orientação geral NE-SW, elevam-se sobre a plataforma do Mondego, situada a Noroeste, e sobre a superfície de Castelo Branco, localizada a Sueste, desenvolvendo-se por cerca de 2 954 km<sup>2</sup> de extensão (fig. 1).

Como veremos, estes relevos correspondem a um *horst* complexo, motivo porque a sua delimitação não se escuda apenas em critérios topográficos e litológicos, mas assenta fundamentalmente em aspetos tectónicos, os verdadeiros responsáveis pelo soerguimento destas serras e, por isso mesmo, pela existência das suas formas salientes.

Com efeito, do ponto de vista geológico, os limites das Serras de Xisto são, tanto a Norte como a Sul, essencialmente de natureza tectónica. Todavia, esses limites aproximam-se, quer a ocidente quer a oriente, dos contactos entre formações litologicamente distintas, ou seja, granitos a nascente e grés a poente, além de também possuírem uma componente de natureza tectónica. Por conseguinte, estes limites são simultaneamente marcados pela diferenciação litológica e por importantes acidentes que, a ocidente, põem em contacto dois conjuntos morfo-estruturais muito diferentes: a Orla Ocidental e o Soco Hercínico, e, a oriente, separam a serra da Maunça, xistosa, da serra da Gardunha, granítica.

Do ponto de vista topográfico, individualizam-se dois grandes conjuntos montanhosos que se encontram separados pelo fosso do médio Zêzere (fig. 1).

Contrariamente a esta disposição geral do relevo e perpendicularmente a ela, desenvolve-se outro tipo de formas, constituído pelas cristas quartzíticas que, nalguns locais, se elevam bem acima dos xistos, formando verdadeiras serras, como sucede, por exemplo, com a de maior nomeada, a serra do Muradal<sup>4</sup> (912 m).

---

<sup>4</sup> O. Ribeiro (1943, p. 7) opta pelas denominações de *Moradal* ou de *Mouradal*. Porque, atualmente, também na região, lhe ouvimos atribuir as duas versões, talvez por a "versão erudita" ter começado a entrar na terminologia popular, é difícil saber qual dos topónimos é mais popular. No entanto, porque a serra emerge da paisagem envolvente como um verdadeiro *muro* (cf. J. Da Silveira, 1952, p. 64-8 e A. Girão, 1952, p. 68-73), parece-nos preferível a grafia de *Muradal*.

## Individualização das Serras de Xisto

Para procedermos à delimitação das Serras de Xisto, a par dos critérios de natureza física descritos, tivemos em linha de conta outros aspetos, de ordem toponímica e de carácter regional que, pela sua natureza geo-humana, entendemos ser de considerar, pois apresentam elementos complementares que contribuem para uma melhor individualização da área em estudo.

Com efeito, o povoamento das serras foi-se fazendo gradualmente e, por isso mesmo, a importação de nomes importantes exteriores às serras (Viseu, Leiria, Fundão, Sabugal...) ou a sua repetição (Arganil, S. Gião), bem como o uso de diminutivos (Covãosinho, Lobatinhos, Pocinhos), e, sobretudo, a existência de frequentes complementos (Velho, Novo; Cimeiro, Fundeiro; de Cima, do Meio, de Baixo; Grande, Pequeno) denotam, em parte, o modo como se foi processando o povoamento das serras<sup>5</sup> e, como tal, poderão contribuir para ajudar a estabelecer os seus limites. Além disso, do ponto de vista topográfico, alguns deles (Cimeiro, Fundeiro; de Cima, do Meio, de Baixo), constituem um bom indicador da sua posição relativa, no vale ou na vertente e, indiretamente, expressam os acentuados declives, ajudando a traduzir a ideia de movimentação do relevo.

---

<sup>5</sup> A propósito da charneca, paisagem dissecada que, em termos de povoamento, tem muitas analogias com a generalidade das Serras de Xisto, O. Ribeiro (1949, p. 91), refere que "as boas terras de que dispõe cada lugar são exíguas, pelo que uma parte da população é obrigada a arrotear uma porção da charneca [neste caso, também os vales e, por vezes, até as encostas da montanha] e aí permanece enquanto duram as colheitas. Muitas destas instalações temporárias convertem-se em instalações definitivas, conservando o nome do lugar inicial. Os diminutivos são frequentes (Sesmos, Sesminhos), do mesmo modo que os complementos indicam ao mesmo tempo a posição relativa e o parentesco destes estabelecimentos: Bogas Cimeiras [de Cima], Bogas do Meio, Bogas Fundeiras [de Baixo]". Outras vezes indicam o(s) seu(s) primeiro(s) proprietário(s) (Casal do Calvo, Casal da Santana, Rebaixa dos Faustinos, Rebaixa dos Tomés) ou, ainda, o santo protetor (Aldeia Nova de S. Domingos, Pereiro de S. Domingos e Serra de S. Domingos). Por vezes os complementos chegam mesmo a gerar certa confusão na identificação dos lugares, pelo facto de serem sinónimos como ocorre no concelho da Sertã com as aldeias de Mosteiro Cimeiro, Mosteiro Fundeiro, Mosteiro de Cima e Mosteiro de Baixo, que formam dois grupos distanciados entre si cerca de cinco quilómetros. Sem dúvida que um estudo aprofundado sobre a toponímia das Serras de Xisto, revelaria muitos aspetos interessantes sobre o modo como se processou o seu povoamento.

De entre os muitos exemplos possíveis para ilustrar estes aspetos toponímicos, escolhemos três dos mais significativos, porque contêm outros complementos de uso menos frequente. Um deles, é o das vizinhas povoações de Amioso, Amiosinho, Amioso do Senhor, Amioso Cimeiro e Amioso Fundeiro, todas elas da Freguesia de Álvares<sup>6</sup>, concelho de Góis.

Outro caso curioso, que também escapa um pouco à lógica geral, é dado pelas Aldeia Cimeira, Aldeia Metade, Aldeia Fundeira e Aldeia de Mulheres, da freguesia do Carvalhal, concelho da Sertã. O último exemplo escolhido apresenta complementos em parte diferentes dos até agora considerados e observa-se no Coentral, onde, além desta localidade, se situam as povoações do Coentral das Barreiras, Coentral da Cruz, Coentral do Fojo e Coentral Grande, todas elas do concelho de Castanheira de Pera<sup>7</sup>.

Para confrontar até que medida estes elementos poderiam contribuir para ajudar a individualizar as Serras de Xisto, procedemos à representação cartográfica automática dos lugares com os complementos mais significativos, através das suas coordenadas militares (Apêndice I). A individualização por este processo não se apresenta muito rigorosa, pois lugares com estes complementos também se encontram fora dela e, como tal, não são exclusivos da área em estudo, além de que a recolha não foi exaustiva, principalmente porque alguns topónimos não figuram nas Cartas Militares<sup>8</sup>. Contudo, de certa forma, a relativa concentração de alguns deles ajuda a delimitar as Serras de Xisto (fig. 2).

---

<sup>6</sup> Álvares, etimologicamente, significa filho de Álvaro. Mais uma vez a toponímia parece revelar a lógica do povoamento das Serras de Xisto dado que, situada na outra margem do rio Zêzere, existe a povoação de Álvaro, sede de freguesia, do concelho de Oleiros. Com o decorrer dos tempos, o significado etimológico foi-se perdendo e, atualmente, é vulgar ouvir-se pronunciar Alvares.

<sup>7</sup> Depois de alguma polémica gerada em torno da grafia deste topónimo, atualmente prevalece a tendência de escrever Pera, sem acento circunflexo, em vez de Pêra, com acento, apesar de nem todos os linguistas serem unânimes nesta decisão (K. Barreto, 1989, p. 36-7).

<sup>8</sup> A listagem dos topónimos considerados consta do Apêndice I. Não inclui, por exemplo, a diferenciação local entre Balocas de Cima e Balocas de Baixo, as quais, na Carta Militar de Portugal, apenas são indicadas por Balocas.

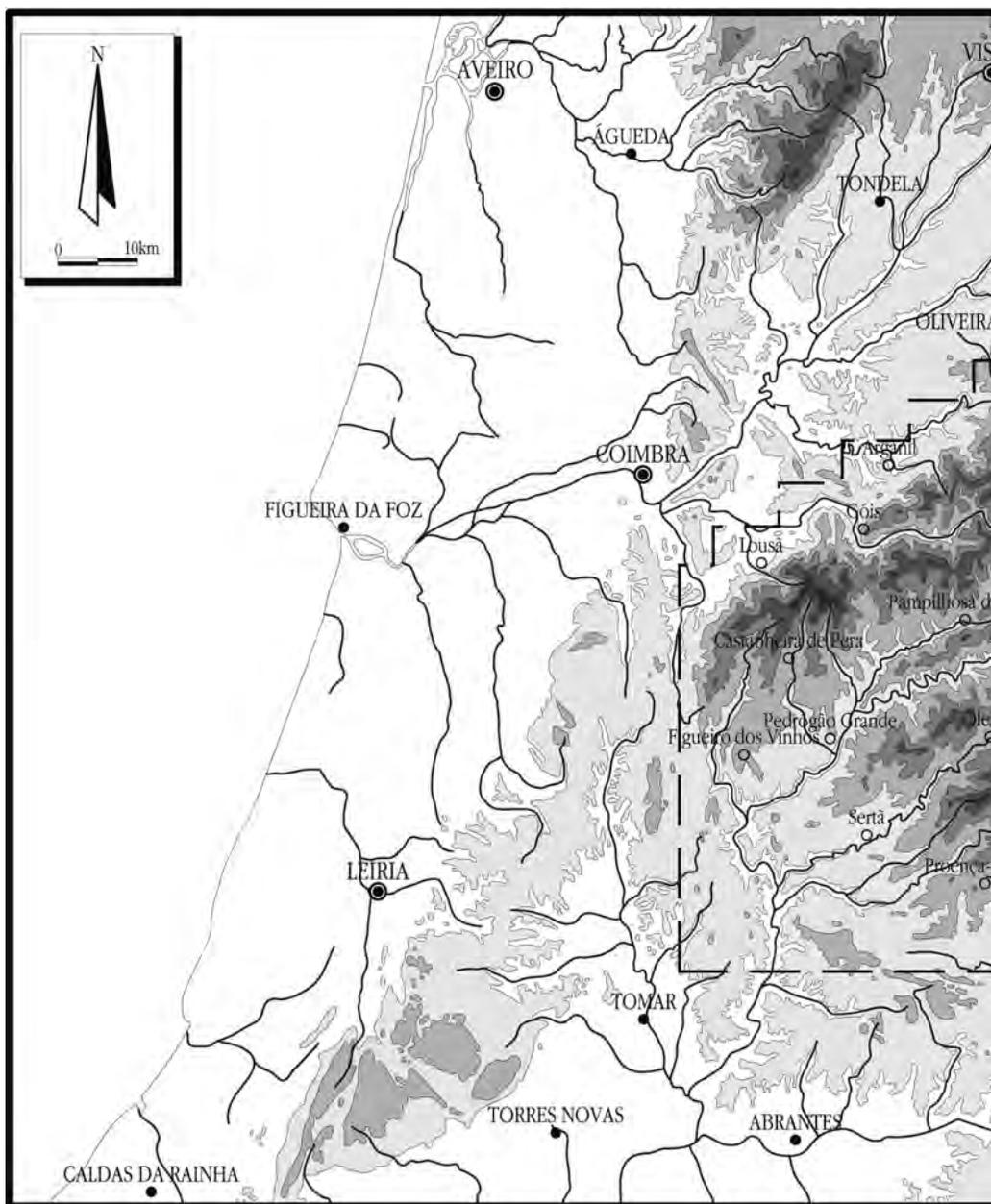
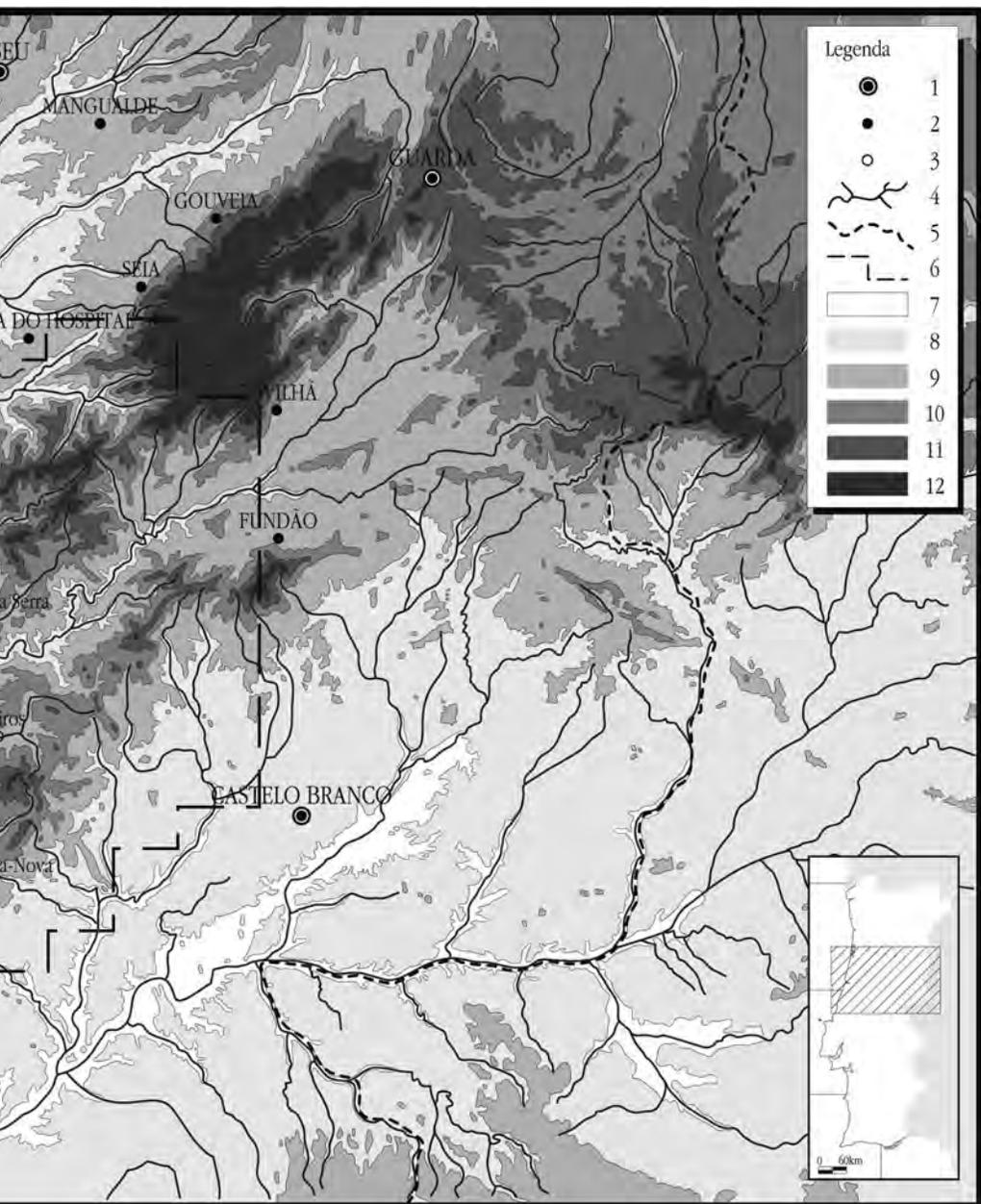


Fig. 1 – Esboço hipsométrico e de localização. 1 – Capitais de distrito; 2 – Outras  
 5 – fronteira; 6 – limite da área analisada; 7 – altitudes de 0 a 200 metros; 8 – de 200 a 400;



1 – cidades; 2 – Sedes de concelho situadas dentro da área analisada; 3 – Sedes de concelho situadas dentro da área analisada; 4 – rede hidrográfica; 5 – de 0 a 400 metros; 6 – de 400 a 600; 7 – de 600 a 800; 8 – de 800 a 1000 e 9 – superior a 1000 metros.

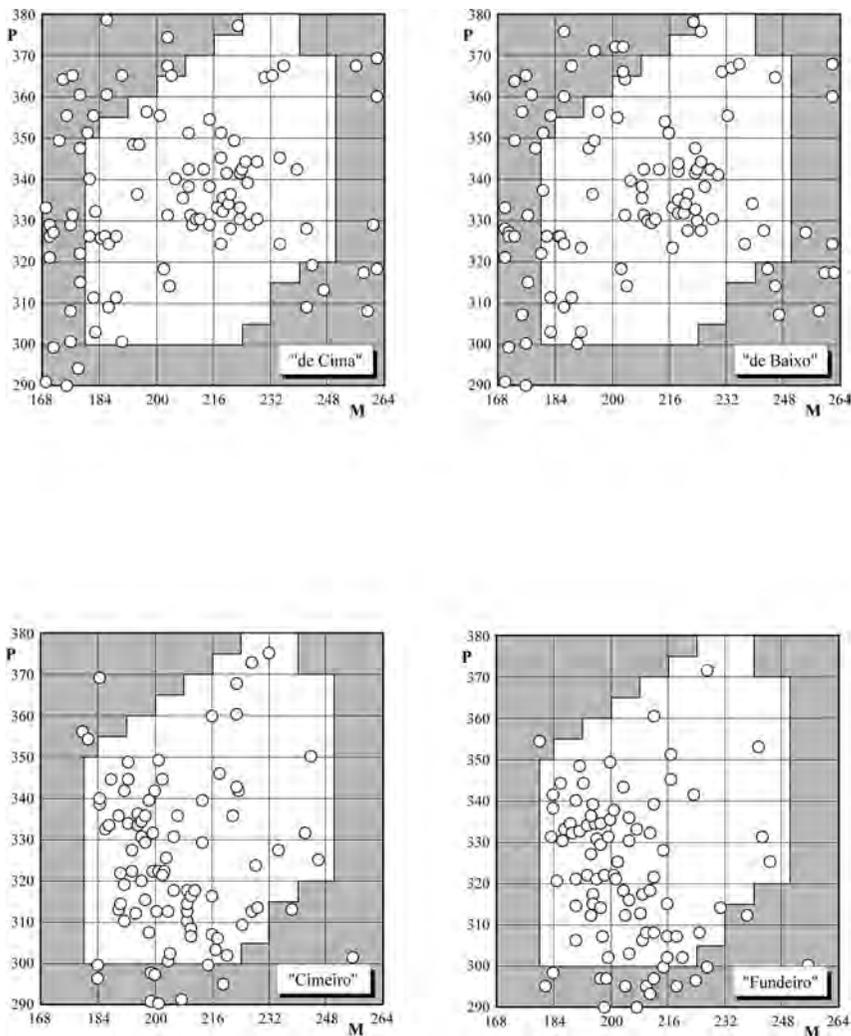
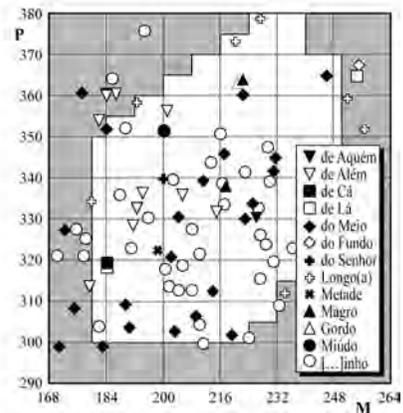
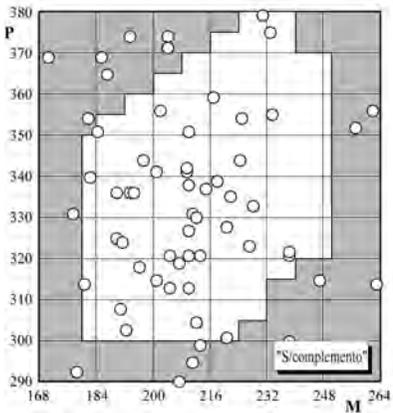
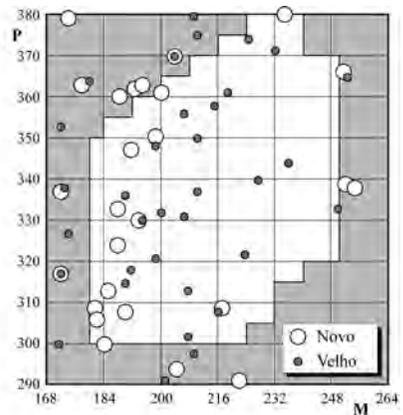
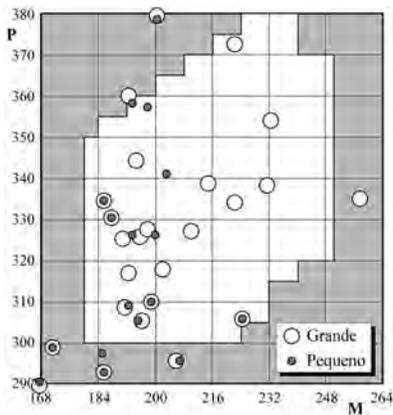


Fig. 2 – Delimitação das Serras de Xisto por critérios de ordem toponímica.

Com efeito, os adjetivos mais frequentemente encontrados foram os de “de Baixo” e “de Cima”, que se repetem, respetivamente, 103 e 101 vezes. São ainda vulgares os de “Cimeiro” e de “Fundeiro”, que aparecem 91 vezes cada. Além destes, os que têm mais significado são os nomes terminados em ...inho, de que registámos 35 ocorrências, e os adjetivos “Velho/Novo” e “Grande/Pequeno”, respetivamente com 34, 27, 21 e 16 efetivos.



Coordenadas Militares: M – distância à Meridiana; P – distância à Perpendicular.

Alguns desses complementos concentram-se dentro da área montanhosa, em especial a ocidente, tais como os de “Cimeiro/Fundeiro”, ou no centro, como sucede com os “de Cima/de Baixo”. Os outros apresentam uma maior dispersão que, no entanto, evidencia uma tendência para maior concentração nas áreas ocidental e central.

Os diferentes critérios usados para a delimitação das Serras de Xisto mostram uma grande unidade nas suas características físicas e humanas, pelo que constituem uma sub-região bem individualizada no Centro de Portugal, quase coincidente com a designada por “Zona do Pinhal Interior”<sup>9</sup>. Contudo, os seus limites não apresentam uma perfeita correspondência com os das Serras de Xisto, sobretudo porque a definição da região-plano assenta numa diversificada conjuntura de interesses, de cariz essencialmente económico e administrativo, que muitas vezes se sobrepõe aos limites de natureza física.

Aliás, a definição desta sub-região não tem sido tarefa fácil. Por isso, a que mais se aproximou das Serras de Xisto foi a apresentada no primeiro trabalho sobre o tema, *Zona do Pinhal. Contribuição para um seu estudo* (CCRC, s/d), em que a Zona do Pinhal era constituída por 17 concelhos, distribuídos por quatro Agrupamentos. Englobava os municípios de Arganil, Góis, Pampilhosa da Serra e Tábua pertencentes ao Agrupamento de Arganil; Alvaiázere, Ansião, Castanheira de Pera, Figueiró dos Vinhos e Pedrógão Grande, do Agrupamento de Figueiró dos Vinhos; Lousã, Miranda do Corvo, Penela e Vila Nova de Poiares, do Agrupamento da Lousã e, finalmente, Oleiros, Proença-a-Nova, Sertã e Vila de Rei, do Agrupamento da Sertã.

Pouco tempo depois, no “Programa de Desenvolvimento da Região Centro”, vol. III, (CCRC, 1986) era acrescentado o concelho de Penacova, do Agrupamento de Coimbra que, mais tarde, seria retirado.

No “Programa Operacional do Pinhal Interior”(IERU, 1990), além dos 17 concelhos iniciais, foram acrescentados os municípios de Oliveira do Hospital, do Agrupamento de Seia, e de Mação, do Agrupamento de Abrantes. A sub-região “Pinhal” passou a denominar-se “Pinhal Interior”, por sua vez subdividido em “Pinhal Interior Norte” e “Pinhal Interior Sul”, formados, respetivamente, pelos concelhos referidos situados a Norte e Sul do rio Zêzere, de acordo com

---

<sup>9</sup> Aliás, esta denominação começa a perder significado uma vez que o pinhal tem vindo a ser consumido pelos sucessivos incêndios florestais e, muitas vezes, foi substituído por outras espécies florestais, de crescimento mais rápido, pelo que esta área, tantas vezes referida na comunicação social, como “a maior mancha contínua de pinheiro bravo da Europa” há anos que, certamente, deixou de o ser.

a Nomenclatura de Unidades Territoriais para Fins Estatísticos (NUTS), definida pelo Decreto-Lei nº 46/89, publicada no Diário da República de 15 de Fevereiro de 1989 (fig. 3-A).

Para comprovarmos as dificuldades que as serras impõem ao seu esgarçamento, analisámos outras divisões de índole administrativa, e verificámos que apenas o rio Zêzere se impõe como único limite constante em quase todas essas delimitações.

A divisão das Serras de Xisto apenas é possível em termos civis, pois do ponto de vista físico é difícil individualizar, além do vale do Zêzere, outros limites que interrompam a sua unidade. Pelo contrário, do ponto de vista administrativo foram estabelecidas diversas divisões, de tal modo que as Serras de Xisto se desenvolvem pelos distritos de Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Leiria e Santarém (fig. 3-B).

No contexto florestal, repartiam-se pelas Administrações Florestais de Arganil e Lousã, da Circunscrição Florestal de Coimbra, e pelas Administrações de Gouveia, Covilhã, Castelo Branco e Sertã, da Circunscrição Florestal de Viseu<sup>10</sup> (fig. 3-C).

Em termos agrícolas, distribuem-se pelas Regiões Agrárias da Beira Litoral, da Beira Interior e do Ribatejo e Oeste, através de sete Zonas Agrárias (fig. 3-D).

Num contexto regional, a Cordilheira Central constitui um conjunto com características muito próprias que a individualizam das plataformas sobre as quais se levanta. Devido a este facto, as últimas divisões regionais do país apresentaram-na como uma região ou, pelo menos, como uma sub-região autónoma. No entanto, não foi sempre assim. Com efeito, as primeiras tentativas de divisão regional compartimentaram-na em três conjuntos que se distribuíam pela Beira Litoral, Beira Central e Beira Meridional (Barros Gomes, 1878) ou pela Beira Litoral, Beira Alta e Beira Baixa (A. Girão, 1933).

---

<sup>10</sup> Logo depois de ter sido redigido este parágrafo, os limites das regiões florestais foram adaptados às NUTS, passando a ser coincidentes com os das regiões agrícolas, aprovados pela Portaria 493/93. As divisões florestais passaram a compreender "a nível regional e local, respetivamente, as delegações florestais e as zonas florestais" (§ 1, art. 5.º, Dec.-Lei 100/93), cujos limites foram aprovados pela Portaria nº 492/93 do Ministério da Agricultura. Depois disso, novas alterações foram introduzidas.

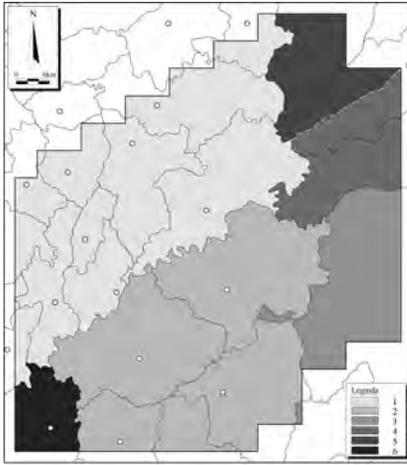


Fig. 3-A – Divisão Regional da área estudada (NUTS): 1 – Pinhal Interior Norte; 2 – P. Int. Sul; 3 – Beira In t. Sul; 4 – Cova da Beira; 5 – Serra da Estrela; 6 – Vale do Tejo.

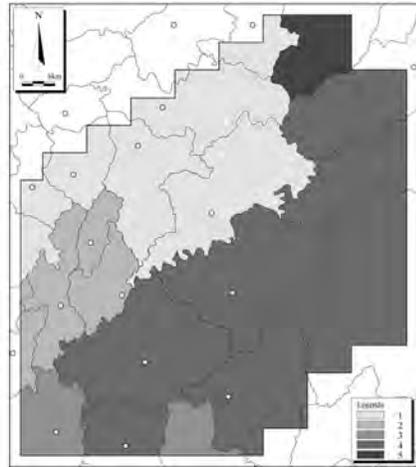


Fig. 3-B – Divisão Distrital: 1 – Coimbra; 2 – Leiria; 3 – Santarém; 4 – Castelo Branco; 5 – Guarda.

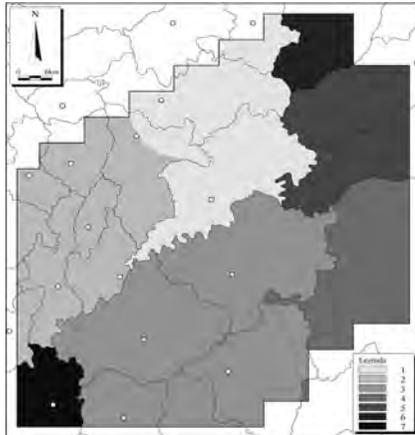


Fig. 3-C – Divisão Florestal: Circunscrição Florestal (C.F.) de Coimbra: 1 – Administração Florestal (A.F.) de Arganil; 2 – Lousã; C.F. de Viseu: 3 – A.F. de Sertã; 4 – Castelo Branco; 5 – Covilhã; 6 – Gouveia; C.F. de Marinha Grande: 7 – A.F. de Leiria.

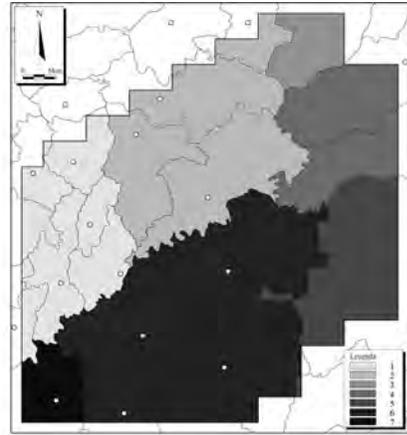


Fig. 3-D – Divisão Agrícola. Região Agrária da Beira Litoral; Zonas Agrárias: 1 – Pinhal, 2 – Beira Serra. Região Agrária da Beira Interior; Zonas Agrárias: 3 – Alto Mondego, 4 – Cova da Beira, 5 – Campo e Tejo, 6 – Pinhal. Região Agrária do Ribatejo e Oeste: 7 – Zona Agrária de Tomar.

Aliás, esta última divisão regional corresponde, com ligeiras modificações, à divisão provincial que esteve muito em voga durante quase todo o século XX e que, ainda hoje, se encontra muito arreigada no modo de expressão da população em geral.

Nessa divisão, as Serras de Xisto distribuíam-se pelas três Beiras. Com efeito, as áreas correspondentes, grosso modo, aos concelhos de Oliveira do Hospital e Seia, pertenciam à sub-região do “Alto Mondego”, Beira Alta. As superfícies correspondentes aos concelhos de Arganil, Góis, Lousã, Miranda do Corvo e Penela, integravam-se na sub-região do “Baixo Mondego”, Beira Litoral. Todas as outras áreas das Serras de Xisto pertenciam à Beira Baixa, distribuindo-se pelas “Terras do Zêzere ou Baixo Zêzere”, correspondentes aos concelhos de Castanheira de Pera, Ferreira do Zêzere, Figueiró dos Vinhos, Pampilhosa da Serra e Pedrógão Grande, pela “Cova da Beira”, concelhos da Covilhã e Fundão, e pela “Charneca”, concelhos de Oleiros, Proença-a-Nova, Sertã e Vila de Rei.

O primeiro autor a considerar a Cordilheira Central como um conjunto regional independente foi H. Lautensach (1937), tendo-o designado por “Serras Centrais Divisórias”, que separavam a “Beira Alta” da “Beira Meridional”.

Do mesmo modo, O. RIBEIRO integrou as Serras de Xisto na “Cordilheira Central”, a sub-região mais meridional do Norte Atlântico, designação que, quanto a nós, traduz de modo mais eficaz a realidade regional e que, segundo aquele autor, “deve à sua massa e altitude o poder ligar-se ainda às regiões atlânticas, de que forma uma espécie de promontório. Todavia, à excepção das áreas mais elevadas, uma vegetação mediterrânea, de sobreiros, medronheiros e estevas, reveste o boleado monótono das encostas de xisto, que hoje se cobrem de oliveiras. [...] Do alto das suas cumieiras avista-se o plano imenso que lhe vem morrer no sopé; para Oeste, outros relevos, de formas bojudas, aparecem de novo no horizonte: são as serras calcáreas descarnadas, que já pertencem a outro mundo” (1945, p. 224-225).

Mais recentemente, em 1984, J. de Pina Manique e Albuquerque preparou para o Atlas do Ambiente a caracterização eco-fisionómica das Regiões Naturais de Portugal tendo incluído, salvo raras franjas marginais, a totalidade das Serras

de Xisto na região que designou por “Beira-Serra”, a qual, quanto a nós, deveria chamar-se antes Beira Serrana. Se, com alguns ajustes de pormenor, podemos considerar correta a inclusão das Serras de Xisto nesta Região, já os limites propostos para as suas diferentes sub-regiões nos merecem menos confiança, entre outras razões, como adiante veremos, sobretudo pelo demasiado apego à altimetria e pouco espírito geográfico.

Sem pretender entrar em polémica, como sucedeu no passado com outro geógrafo (A. Girão, 1954), apenas um exemplo revelador da falta desse sentido geográfico. No referido mapa, a serra do Muradal aparece incluída na sub-região do Cabeço Rainha e, pasme-se, a sub-região correspondente às serras do Zibreiro-Maunça é designada por Muradal!

Como procurámos demonstrar, a aparente unidade das Serras de Xisto é acompanhada, mercê da sua situação geográfica, de uma certa diversidade que, por isso, coloca algumas dificuldades ao traçado de alguns limites, constituindo uma região de transição, charneira entre dois mundos fisicamente diferentes, especialmente nos domínios climático, hidrológico e vegetal, que melhor refletem as características atlânticas das áreas situadas a Norte e as mediterrâneas das regiões localizadas a Sul.

## CAPÍTULO 1

### QUADRO MORFO-ESTRUTURAL

*L'impression commune qui se dégage [...] est que le relief du Haut Portugal résulte d'un duel original entre l'érosion et les délocations tectoniques, celles-ci orientant et limitant souvent l'action de celle-là.*

PIERRE BIROT, 1945, p. 152.

#### 1.1. Apresentação geral

*A serra corre de Nordeste a Sudoeste, como imensurável raiz de outra cordilheira que rompesse longe do seu tronco. Belo monstro de xisto e de granito com a terra a encher-lhe os ocos do esqueleto, ondula sempre: contorce-se aqui, alteia-se acolá, abaixa-se mais adiante, para se altear de novo, num bote de serpente que quisesse morder o Sol. Ao distender-se, forma altivos promontórios, dos quais se pode interrogar o infinito, e logo se ramifica que nem centopeia de pesadelo, criando, entre as suas pernas, trágicos despenhadeiros e tortuosas ravinas, onde nascem rios e as águas rumorejam eternamente.*

FERREIRA DE CASTRO, 1979, p. 61.

### 1.1.1. Enquadramento nas unidades morfo-estruturais da Península Ibérica

Do ponto de vista morfo-estrutural, as Serras de Xisto da Cordilheira Central de Portugal situam-se na unidade designada por Maciço Ibérico<sup>11</sup> (H. Lautensach *et al.*, 1967, p. 31), ocupando a parte centro-ocidental da Península (fig. 4) e constituindo, segundo A. Ribeiro *et al.* (1979, p. 9), o fragmento mais contínuo do soco hercínico europeu. É composto por formações ante-mesozóicas, onde predominam rochas granitóides e xistentas, estando cobertas, de onde em onde, por pequenos retalhos de formações continentais, bastante mais recentes (D. Thadeu, 1958, p. 5 e 1965, p. 7).

Do ponto de vista meramente estrutural, é patente o nítido domínio da orogénese hercínica, que imprimiu uma orientação geral às camadas situada próximo de N60°W, no complexo xisto-grauváquico, e oscilando, no Ordovícico, pelos N20°/60°W (J. Perdigão, 1971, p. 525), sendo possível reconhecer, no pormenor, três fases principais de deformação (Gama Pereira, 1987, p. 121), como adiante veremos.

### 1.1.2. Zonas paleogeográficas e tectónicas — A zona Centro-Ibérica

Do ponto de vista paleogeográfico e tectónico, as Serras de Xisto localizam-se na zona Centro-Ibérica que, segundo A. Ribeiro (1984a, p. 145), constitui a ossatura do orógeno Varisco Ibérico, entre um ramo NE, com vergência predominante para NE, e um ramo SW, com vergência predominante para SW (fig. 5).

Do ponto de vista estratigráfico, a zona Centro-Ibérica caracteriza-se pela discordância do quartzito armoricano (Arenigiano) sobre uma sequência de

---

<sup>11</sup> Maciço Antigo Ibérico e Soco Varisco ou Hercínico são outras formas comuns de designar esta unidade. Ultimamente tem-se preferido a denominação Maciço Hespérico (Julivert *et al.* 1972, p. 9 e seg.), designação que foi proposta por Hernández-Pacheco (1934, citado por O. Ribeiro, 1940, p. 315).

tipo Flysch (Câmbrico e Precâmbrico superior), denominada “Complexo Xisto-Grauváquico”<sup>12</sup> (A. Ribeiro *et al.*, 1979, p. 15).

O metamorfismo regional que afeta esta zona é plurifacial e está compreendido entre o tipo Barroviano e o tipo de Baixa Pressão (A. Ribeiro *et al.*, 1979, p. 17). O seu grau de metamorfismo é muito variável, desde quase nulo, na parte mais alta da epizona — zona da clorite —, até elevado, na catazona — zona da silimanite<sup>13</sup> (Julivert *et al.*, 1972, p. 20).

### 1.1.3. Aspectos geomorfológicos da Cordilheira Central

Do ponto de vista geomorfológico, as principais formas que, atualmente, se observam nas Serras de Xisto, ficaram a dever-se a aspectos litológico-estruturais ou resultaram, em grande parte, de deformações do Soco Varisco. Os aspectos litológico-estruturais refletem-se sobretudo nos alinhamentos dos relevos com a orientação geral da cadeia hercínica, como é o caso das cristas correspondentes

---

<sup>12</sup> Este Complexo foi assim designado por Carrington da Costa (1950, p. 11) e por Carlos Teixeira (1955). Também é conhecido por “Formação ou Série schistosa da Beira” (Nery Delgado, 1905), “Xistos das Beiras” (Schermerhorn, 1956), “Hispaniano” (C. Teixeira, 1979), embora nem sempre estas denominações sejam correspondentes. Equivalem à “Série de Valdelacasa ou de Valcasa” ou ao “Alcudiano” de Espanha.

<sup>13</sup> Barrow dividiu os xistos pelíticos do Sueste das “Scottish Highlands” em seis zonas, de acordo com o seu grau de metamorfismo, traduzido pelo aparecimento de um mineral caraterístico em cada uma delas (Cox, 1978, p. 42). As zonas e as respetivas associações mineralógicas identificadas pelo autor foram as seguintes:

<i>Zona</i>	<i>Associação Mineralógica</i>
Clorite .....	quartzo-moscovite-clorite-albite
Biotite.....	quartzo-moscovite-clorite-biotite-albite
Granada (almandina).....	quartzo-moscovite-clorite-biotite-granada-albite ou oligoclase*
Estaurolite .....	quartzo-moscovite-biotite -granada-oligoclase-estaurolite
Distena .....	quartzo-moscovite-biotite-granada- oligoclase-distena
Silimanite .....	quartzo-moscovite-biotite-granada- oligoclase-silimanite

\* plagioclase sódica, contendo 10-30 % do termo final anortite (cálcica).

O conhecimento destas diferentes associações mineralógicas revela-se importante na medida em que a identificação de alguns destes minerais em depósitos formados posteriormente, a partir dos xistos, pode ajudar a esclarecer a sua origem, deixando-se assim de lado outras hipóteses porventura mais descabidas.

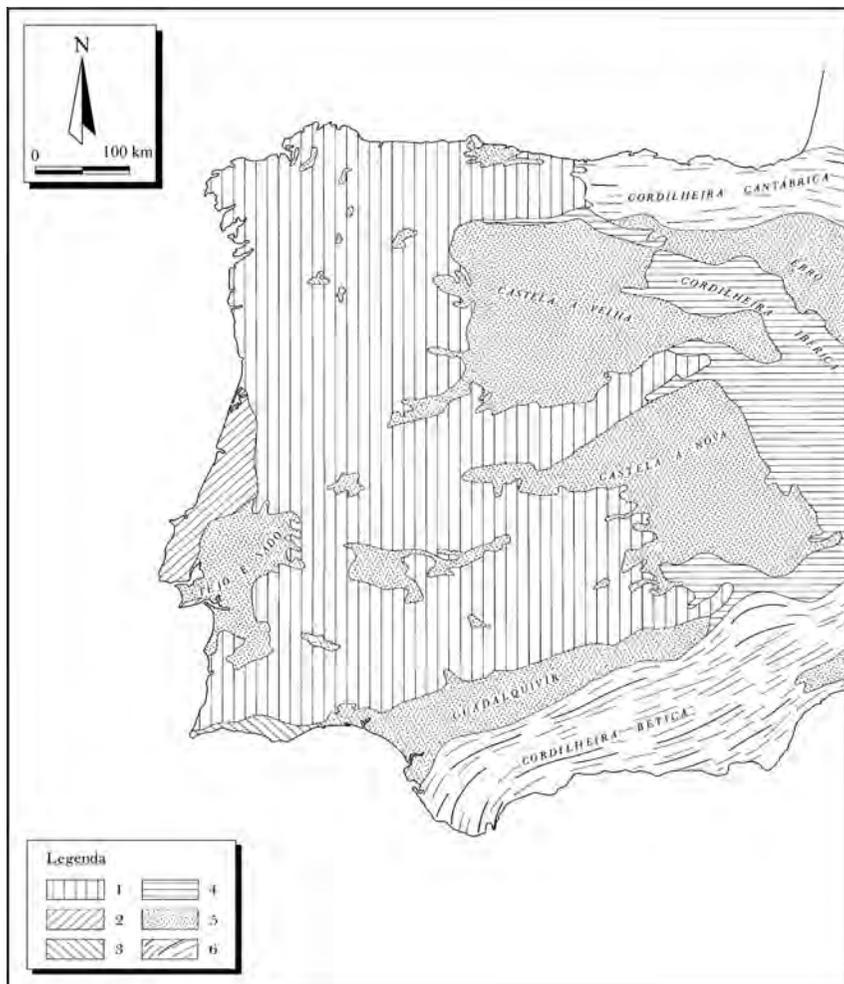


Fig. 4 – Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica, segundo H. Lautensach (1967), adaptado e simplificado. 1 – Maciço Hespérico; 2 – Orla ocidental; 3 – Orla meridional; 4 – Orla oriental; 5 – Bacias terciárias; 6 – Cordilheiras Alpinas.

aos afloramentos quartzíticos do Ordovício, enquanto que as deformações do Soco, provocadas durante a orogenia alpina, são essencialmente cisalhantes, e foram seguidas de desnivelamento ou desligamento de blocos (G. Soares de Carvalho, 1984, p. 136).

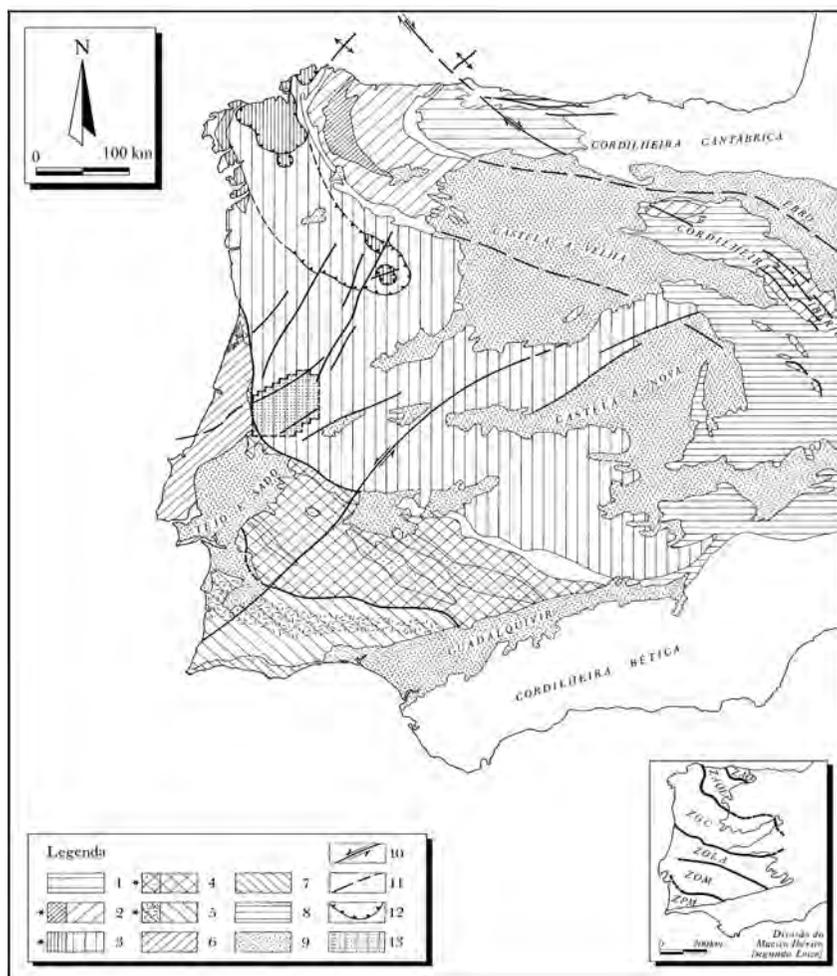


Fig. 5 – Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico, segundo a Carta Tectónica da Península Ibérica e Baleares, simplificada. 1 – Zona Cantábrica; 2 – Zona Astúrico-Occidental Leonesa (\* Precâmbrico); 3 – Zona Centro Ibérica (\* Precâmbrico); 4 – Zona de Ossa Morena (\* Precâmbrico); 5 – Zona Sul Portuguesa (\* Faixa piritosa); 6 – Orla ocidental; 7 – Orla meridional; 8 – Orla oriental; 9 – Bacias Terciárias; 10 – Desligamentos; 11 – Falhas; 12 – Cavalgamentos; 13 – Área estudada.

O desnivelamento dos blocos, com a consequente formação de *horsts* e *grabens*, ao conhecido estilo germânico, ter-se-á ficado a dever a duas famílias de

grandes fraturas do Soco, do final do Paleozóico, que estão relacionadas com deformações tardi-hercínicas e que rejugaram no ciclo alpino. Uma destas famílias apresenta uma orientação geral ENE-WSW, a orientação bética, normal à compressão alpina, que reagiu através de falhas inversas, responsáveis pela formação de importantes relevos alinhados segundo aquela direção (G. Soares de Carvalho, 1984, p. 136).

Com efeito, a Cordilheira Central apresenta-se como um *horst* compressivo, orientado subparalelamente à Cordilheira Bética, delimitado por acidentes paralelos que provocaram o cavalcamento do Soco sobre a Cobertura Cenozóica, tanto a NNW como a SSE (fig. 6).

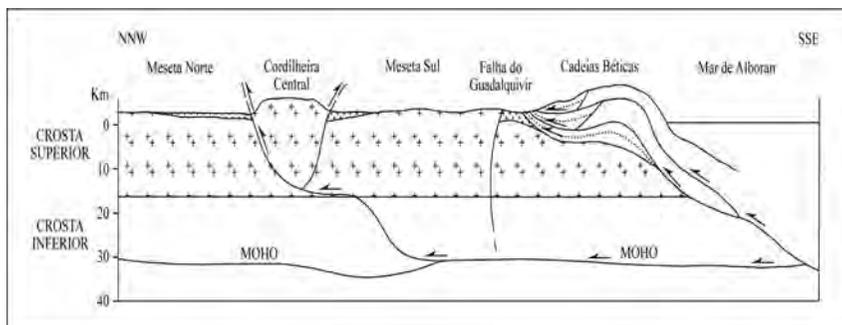


Fig. 6 – Esquema elucidativo da reativação alpina do Soco Varisco Ibérico, segundo A. Ribeiro (1988), com ligeiras modificações. Deslocamento no Moho e estrutura “de ressalto” da Cordilheira Central induzidos pela compressão das Cadeias Béticas.

Este facto mostra que o Soco terá sido reativado durante a compressão Miocénica a Quaternária, através de acidentes frágeis, de orientação bética, por rejogo de antigos desligamentos tardi-variscos com aquela orientação (A. Ribeiro, 1988, p. 10).

A parte ocidental desta grande unidade de relevo é constituída pelas Serras de Xisto que se encontram muito dissecadas, por um lado, devido à fragilidade das rochas que as constituem e, por outro, como resultado da apertada rede de fraturas que as atravessam.

Grande parte das suas grandes formas foi minuciosamente descrita por S. Daveau *et col.* 1985/6. Segundo eles, a Cordilheira Central impõe-se “pela

sua continuidade de conjunto, pelo seu carácter retilíneo e rigidez do seu rebordo Noroeste, e pela sua elevada altitude” (1985/6, p. 75).

As serras que a constituem, dominam as bacias sedimentares de Noroeste e de Sueste, entre as quais se elevam. Os seus cimos conservam-se mais ou menos aplanados, mantendo uma altitude relativamente constante, por vezes ao longo de vários quilómetros.

O entalhe vigoroso da rede de drenagem faz com que a descida dessas cumeadas se faça rapidamente. Com mais frequência, processa-se por meio de esporões, formados à custa de uma sucessão de patamares escalonados e ligados entre si por sectores com declives mais acentuados. Outras vezes, é feita através de vertentes convexo-retilíneas que, em certas circunstâncias, ainda se conservam quase perfeitamente regularizadas.

## 1.2. Base litológica

*O xisto brotava por toda a parte, como grama em jardim abandonado. A rocha negra, com reflexos de chumbo, amarela nas bordas, empinava-se no chão, em camadas compactas, semelhante livros nunca desfolhados. Lascas de lousa cobriam a terra, faziam as paredes das casas, enchumacavam o corpo dos muros. E até os homens pareciam esculpido na fraga, tal a rudeza das feições, o escuro dos fatos e da pele curtida do sol.*

MÁRIO BRAGA, 1955, p. 92.

O título escolhido para este trabalho é bem sugestivo quanto ao suporte litológico predominante na área em estudo e que, naturalmente, consiste em rochas xistosas, de origem metamórfica, com estrutura foliácea e grão fino.

Por vezes, estas formações são perfuradas por rochas de natureza magmática que, localmente, metamorfixaram a rocha encaixante. Outras vezes, sobre as formações dominantes de carácter xisto-grauvacóide, repousam estreitas e alongadas bandas de rochas quartzíticas (fig. 7), bem evidenciadas pela topografia, porquanto proporcionam grandiosas formas salientes.

### 1.2.1. Rochas metamórficas

A quase totalidade das formações rochosas em análise é constituída por rochas mais ou menos afetadas por metamorfismo regional e, nas proximidades dos granitos, também por metamorfismo de contacto.

Desconhece-se em que medida atuaram os diferentes graus de metamorfismo regional pois, salvo raras exceções, não foram identificadas, até agora, as isógradas correspondentes à separação entre as distintas zonas, à semelhança do que foi feito, por exemplo, para o Noroeste da Península (Capdevilla, 1969, citado por Portugal Ferreira, 1972, p. 34). Essa identificação seria útil na diferenciação das várias fácies apresentadas pelos xistos e poderia ajudar a compreender os seus diferentes comportamentos geomorfológicos. Mesmo nos locais onde se realizaram levantamentos geológicos de pormenor (fig. 8) essas zonas não foram identificadas, continuando a figurar com a designação genérica de xistos e grauvaques, atribuídos ao Complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico.

A datação pormenorizada do Complexo é ainda mal conhecida, apenas se sabe com segurança que é ante-Ordovícico. Algumas contribuições recentes têm ajudado à sistematização do posicionamento relativo dos diferentes grupos. De momento, aceita-se que o Grupo do Douro seja de idade Câmbrica (M. Bernardo de Sousa, 1984 e 1985) e que o Grupo das Beiras seja mais antigo, com idade Precâmbrica Superior (Gama Pereira *et al.*, 1983), ou seja equivalente ao Grupo do Douro, mas correspondendo a uma fácies mais profunda (A. Ribeiro, 1984a). Entre o Complexo xisto-grauváquico e a base do Ordovícico foi cartografada uma formação vulcano-sedimentar, com contactos discordantes, tanto na área do Sardoal-Mação (“Série Intercalar” de Nabais Conde, 1966), como na região de Figueiró dos Vinhos (“Formação de Amarelos” de Gama Pereira, 1987).

Em termos de metamorfismo regional, este autor verificou que nos metasedimentos do Complexo xisto-grauváquico da região por ele estudada, não se ultrapassava a “sub-fácies da albite-clorite-biotite (?) da fácies dos xistos verdes” (Gama Pereira, 1987, p. 97-100), o que atesta a presença de um grau de metamorfismo suave.

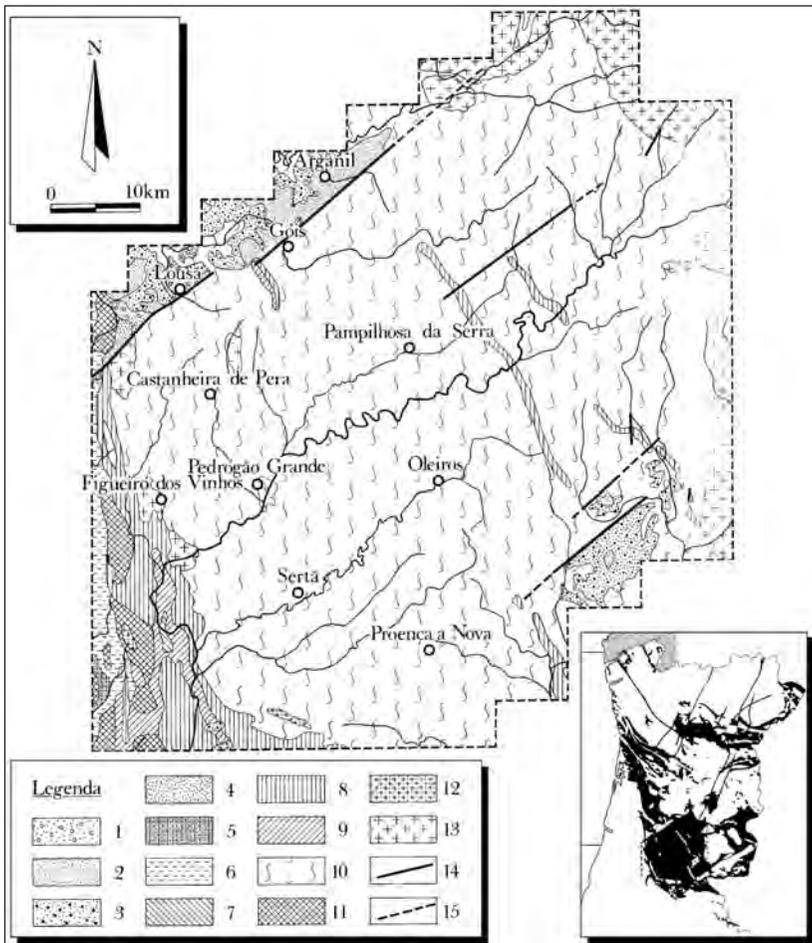


Fig. 7 – Esboço litológico das Serras de Xisto, segundo a Carta Litológica de Portugal do Atlas do Ambiente (1:1 000 000), com ligeiras modificações. Em cartela: Localização da área nos afloramentos ante-Silúricos (excepto os de Barrancos), adaptados de C. Teixeira (1981, p. 73 e 83). 1 – Areias e cascalheiras (Plistocénico); 2 – Areias, calhaus rolados, arenitos pouco consolidados e argilas (Plio-Plistocénico); 3 – Cascalheiras de planalto, arcoses da Beira Baixa, arenitos e calcários (Paleogénico-Miocénico); 4 – Arenitos e arenitos arcósicos (Cretácico); 5 – Calcários, calcários dolomíticos, calcários margosos e margas (Jurássico); 6 – Grés vermelhos (de Silves), conglomerados, margas e calcários geralmente dolomíticos (Jurássico-Triásico); 7 – Xistos argilosos, grauvaques e arenitos (Carbónico marinho e Devónico); 8 – Quartzitos (do Devónico ao Ordovícico); 9 – Xistos e Grauvaques (Silúrico e Ordovícico); 10 – Xistos e Grauvaques (Complexo Xisto-Grauváquico) (do Câmbrico ao Precâmbrico); 11 – Xistos, anfíbolitos, micaxistos, grauvaques, quartzitos, rochas carbonatadas e gneisses (Precâmbrico); 12 – Gabros e pórfiros graníticos; 13 – Granitos e rochas afins; 14 – Falhas; 15 – Falhas prováveis.

Para as antiformas precâmblicas de Arega e do Beco, bem como para os maciços gneissicos da Orla o mesmo autor elaborou uma carta metamórfica onde individualizou as diferentes litologias e fácies metamórficas respetivas (Gama Pereira, 1987, p. 240). Para a área centro-norte da antiforma de Arega foi ainda mais longe, propondo mesmo uma zonografia metamórfica pré-Hercínica, através da individualização das zonas da clorite, da biotite (subdividida em três sub-zonas), da granada-estaurolite e da silimanite (Gama Pereira, 1987, p. 243). Comparando a carta metamórfica com a da zonografia pré-Hercínica, observa-se uma relação direta entre os micaxistos e a zona da biotite, bem como entre os filitos e os filonitos com a zona da biotite, o que deixa antever a importância desta identificação para a cartografia das diferentes litologias, por sua vez essenciais para a explicação de formas diferentes em materiais aparentemente análogos. Contudo, a sua inexistência para a maior parte da região por nós analisada não nos permitirá considerar estes aspetos.

Pelo contrário, o metamorfismo de contacto aparece normalmente bem cartografado através da representação das auréolas metamórficas onde são individualizados, com maior ou menor detalhe consoante a escala do mapa, os limites das corneanas e dos xistos mosqueados.

#### **1.2.1.1. Rochas predominantemente xistosas**

Esta designação genérica engloba todos os afloramentos de xistos cristalinos pertencentes ao Complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico, formados a expensas de metamorfismo regional, bem como as séries derivadas por metamorfismo de contacto, que sempre têm sido cartografadas em associação, constituindo o conjunto petrográfico mais extenso na área analisada (fig. 7).

Do ponto de vista litológico, atendendo às grandes dimensões da mancha estudada, seria de esperar encontrar-se uma grande variedade de rochas, o que na realidade não sucede. Em regra, as camadas aparecem muito inclinadas e parecem repetir-se, quer devido a dobramentos (fot. 1), quer devido a falhas. Genericamente, parecem predominar os xistos argilosos, variando desde os ar-

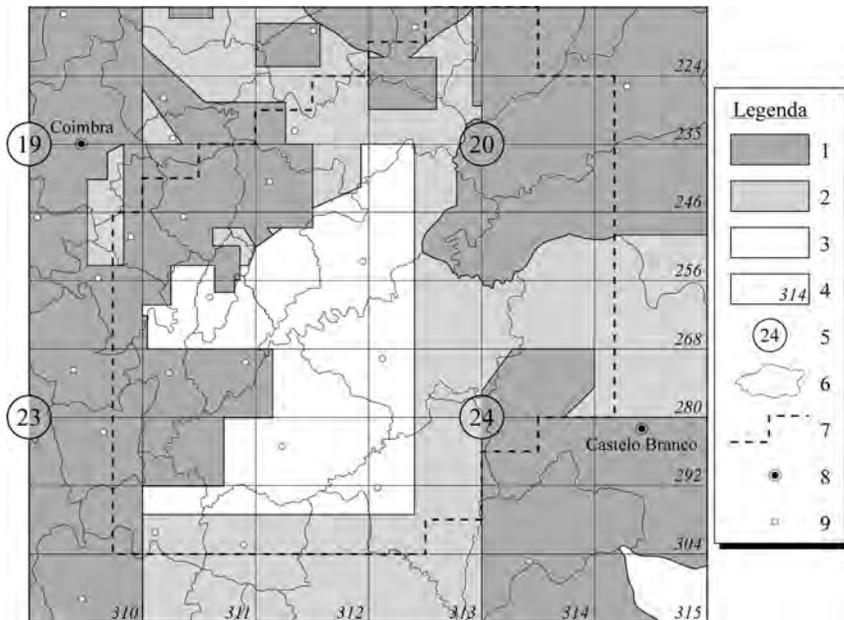


Fig. 8 – Esquema simplificado da cartografia geológica existente para a área em estudo (adaptado de F. MOITINHO DE ALMEIDA, 1976, e atualizado). 1 – Até 1:50 000; 2 – 1:51 000 a 1:499 000; 3 – 1:500 000; 4 – Identificação das folhas da Carta Militar de Portugal 1:25 000; 5 – Idem, Carta de Portugal 1:100 000; 6 – Limite de concelho; 7 – Limite da área estudada; 8 – Capital de distrito; 9 – Sede de concelho.

gilosos finos, por vezes micáceos, até aos argilo-gresosos. É frequente encontrar gauvaques, em bancadas espessas, alternantes com xistos argilosos e, por vezes, com quartzitos (fot. 2). Outras vezes, intercaladas nas rochas do Complexo referido, aparecem bancadas de conglomerados, constituídos por elementos quartzosos, bem rolados (J. E. N., 1968, p. 35).

Uma classificação mais pormenorizada, feita na área Nordeste, correspondente à mancha de Erada<sup>14</sup>, permitiu identificar filitos quártzicos, xistos quartzo-

<sup>14</sup> Esta mancha, que se prolonga para Sul e para Ocidente, é, do ponto de vista litológico, semelhante à sua congénere de Valhelhas-Manteigas (C. Teixeira, 1981, p. 126).

-micáceos, metagrauvaques, filitos<sup>15</sup> e filitos quártzicos mosqueados, xistos micáceos mosqueados e corneanas (C. Teixeira *et al.*, 1974, p. 20). Os autores não fizeram a distinção entre rochas afetadas por metamorfismo regional e rochas que sofreram metamorfismo de contacto, pelo que estas últimas só serão referidas quando se proceder à caracterização das auréolas metamórficas de contacto.

De acordo com a obra citada (p. 20), os filitos quártzicos apresentam cor cinzenta, xistosidade bem marcada e são essencialmente constituídos por minerais filíticos (sericite, moscovite e clorite), quartzo e grafite. Caracterizam-se por certa abundância de quartzo e pela granularidade da rocha, que varia de fina a muito fina.

Os xistos quartzo-micáceos, grauvacóides ou não, possuem também tonalidade cinzenta e são formados essencialmente por quartzo e minerais micáceos — moscovite, sericite, clorite e biotite.

Os metagrauvaques resultaram de grauvaques que foram metamorfizados, apresentando uma matriz quartzo-micácea, essencialmente constituída por minerais filíticos (predomina a moscovite, seguida da sericite e da clorite), englobando cristais de quartzo angulosos (C. Teixeira *et al.*, 1974, p. 21).

No entanto, apesar desta diversidade, os xistos originam tipos de paisagem semelhantes, caracterizadas pela monotonia das formas arredondadas. Só onde a tectónica atuou mais intensamente surgem formas mais espetaculares e com maiores declives. Em diversos pontos, provavelmente onde os xistos foram mais intensamente metamorfizados, formam-se pequenas cristas que se destacam na paisagem, lembrando ao longe bancadas de quartzitos (C. Teixeira *et al.*, 1974, p. 35), imprimindo ao relevo o característico aspeto dos xistos ruinformes (fot. 3). Quando ocorrem intercalações de quartzito, ainda que em delgadas bandas, regista-se uma maior resistência local aos agentes erosivos, constituindo soleiras de rocha dura que a rede fluvial, muitas vezes, tem dificuldade em franquear.

---

<sup>15</sup> Filitos ou filádios são os equivalentes metamórficos dos sedimentos argilosos.



Fot. 1 – Aspeto dos xistos dobrados em sinclinal, observáveis na barreira da estrada nacional n.º 112, à saída da Pampilhosa da Serra em direção ao Orvalho, km 26.



Fot. 2 – Pormenor de bancadas xisto-grauvacóides muito dobradas, na Serra da Lousã, na margem direita, do rio Alhedá, a Norte do Gondramaz.



Fot. 3 – Aspeto de pormenor de xistos ruiniformes, com direção N50°W, na serra do Cabeço Rainho, a Norte de Ermida (Sertã).

#### 1.2.1.2. *Rochas características das auréolas metamórficas de contacto*

Nas áreas de contacto, entre as massas graníticas e as rochas do Complexo xisto-grauváquico, nos extremos das auréolas metamórficas, observam-se xistos mosqueados, os quais, à medida que se avança para a área mais interna, vão passando gradualmente a corneanas, essencialmente pelíticas e quartzíticas.

Os filitos e filitos quártzicos mosqueados são rochas de textura xistenta fina. A sua composição mineralógica é essencialmente constituída por micas brancas — sericite e moscovite —, biotite, clorite e quartzo. Os filitos quártzicos mosqueados apresentam, naturalmente, quartzo em maior abundância.

Os xistos quartzo-micáceos mosqueados são fundamentalmente constituídos por quartzo e minerais micáceos — moscovite, sericite, biotite e clorite.

As corneanas pelíticas são constituídas por quartzo, moscovite, biotite, cordierite e andaluzite, enquanto que as corneanas quartzo-micáceas são formadas por quartzo e minerais micáceos — moscovite, biotite, sericite e clorite (C. Teixeira *et al.*, 1974, p. 22-23).

Os trabalhos de geologia desenvolvidos nos últimos anos nestas áreas permitiram uma melhor caracterização do metamorfismo de contacto, em especial através das contribuições de F. Coelho (1967) que, no plutonito do Coentral, demarcou a orla de corneanas situada entre o granito e os xistos metamórficos, e de V. Costa *et al.* (1971), que cartografaram a área envolvente do plutonito do Fundão, correspondente às corneanas e micaxistos.

As contribuições mais recentes, aperfeiçoaram estas delimitações, através de representações mais pormenorizadas, apresentando as zonografias das auréolas metamórficas identificadas através dos minerais que as caracterizam. Luís Neves demarcou, para o plutonito de Avô, tanto os limites das corneanas como os do metamorfismo de contacto, além da zonografia dos minerais de metamorfismo — biotite, clorite e andaluzite (1985, mapa extra texto).

Gama Pereira delimitou nos plutonitos de Figueiró dos Vinhos, da Bouçã e de Pedrógão Grande, as zonas com andaluzite-cordierite<sup>16</sup> e com clorite-biotite (1987, p. 99).

Elsa Gomes (1990) retomou o estudo do plutonito do Coentral, tendo precisado os seus limites, em particular no que se refere à auréola metamórfica de contacto, substancialmente diferente da apresentada, em 1967, por F. Coelho. Apesar de apenas ter sido cartografada em toda a sua extensão do lado Nascente, por em todas as outras direções se prolongar para fora da área estudada, a autora aponta pistas que permitem atribuir-lhe, para ocidente, uma extensão muito superior à suposta e que denota a proximidade do granito, ainda não aflorante.

Deste modo, na área por nós estudada, apenas a mancha de Vila Nova não aparece com os limites da sua área de metamorfismo cartografados com grande detalhe.

---

<sup>16</sup> Estes minerais, cordierite e andaluzite, encontram-se quase sempre muito alterados, respetivamente para clorites (por pinitização) e para micas brancas (por sericitização). Normalmente, a cordierite parece acompanhar as zonas mais distais das auréolas, enquanto a andaluzite e a moscovite parecem estar nas zonas mais proximais dos granitóides (Gama Pereira, 1987, p. 98-100).

A importância da cartografia geológica das auréolas metamórficas de contacto é grande para a compreensão das formas de relevo, pois aí as rochas são mais duras e, por esse motivo, mais resistentes à atuação dos agentes morfogenéticos, imprimindo na paisagem, em regra, formas de relevo salientes. Um dos mais belos exemplos desta estreita relação encontra-se no limite NE das Serras de Xisto, em grande parte já fora da área estudada (v. cap. 2.2.2.).

Outras vezes, como sucede, por exemplo, na área a ocidente do Coentral, o granito ainda nem sequer aflora mas já é possível reconhecer a sua existência em profundidade, devido aos efeitos do metamorfismo de contacto. As alterações produzidas são testemunhadas pela existência de porfiroblastos que atingem dimensões de um centímetro e mais nos metassedimentos que lhe servem de cúpula e que nunca se observam nos bordos e zonas mais inferiores dos corpos graníticos (Gama Pereira, 1987, p. 100).

### 1.2.1.3. *Rochas essencialmente quartzíticas*

Os quartzitos ocorrem especialmente a Ocidente da área analisada, onde se localiza o afloramento com maior largura. Também afloram no interior das Serras de Xisto, em manchas alongadas e estreitas, orientadas NW-SE, nomeadamente nos "Penedos de Góis", num afloramento que se estende dos "Penedos de Fajão" à serra do Muradal e, ainda, noutras pequenas manchas (fig. 2).

Em regra, onde é possível observar bons cortes, os quartzitos assentam discordantemente sobre os xistos ou contactam anormalmente com eles, através de falhas (fot. 4).

Como Fernando Rebelo observou nas serras de Valongo (1975, p. 7-8), também no Centro de Portugal, os quartzitos são, no conjunto, as rochas duras responsáveis pela existência de cristas alongadas que, normalmente, se erguem acima dos relevos circundantes, constituídos por xisto.

Todavia, nem sempre se elevam acima dos xistos, apesar da sua dureza, como nem sempre estas formas são constituídas exclusivamente por quartzitos

duros. Por vezes, nos afloramentos mais importantes (Fajão a Sarnadas de São Simão e Espinhal a Envendos) associam-se-lhes outros materiais petrográficos, nomeadamente grauvaques, conglomerados, quartzitos xistóides, leitões de xisto grosseiro, xistos argilosos, xistos argilo-areníticos e arenitos.

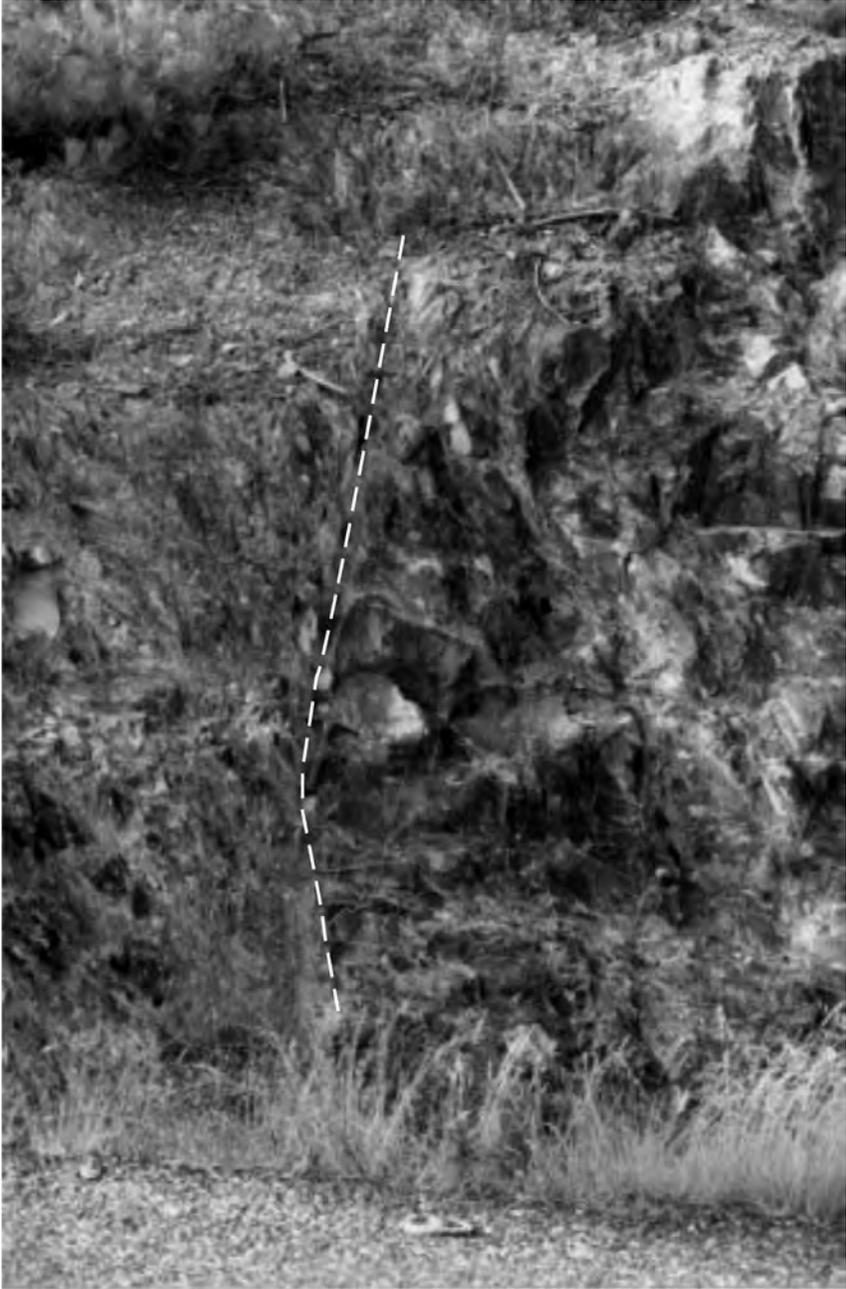
Estratigraficamente, os materiais da base, tanto grauvaques como conglomerados, pertencem ao Tremadociano. Os quartzitos em bancadas espessas e os quartzitos xistóides são do Arenigiano. Os xistos argilosos correspondem ao Lanvirniano e ao Landeiliano, mas a sua separação não é nítida. Os argilo-arenitos e os arenitos, com intercalações de rocha dolerítica, têm sido considerados do Caradociano (C. Teixeira *et al.*, 1974, p. 329-332).

No afloramento do Espinhal, segundo os mesmos autores, está ainda representado o Silúrico e, na região de Dornes, também o Devónico (1974, p. 410-411). O Silúrico é essencialmente constituído por xistos, na maior parte grafitosos, mas encontra-se também calcário cristalino, negro, estando representados todos os andares desde o Landoveriano ao Ludloviano. O Devónico é constituído por calcários, xistos e arenitos pertencentes ao Coblenciano<sup>17</sup> (1974, p. 445).

No afloramento de Fajão, a série inicia-se pelo conglomerado de base, seguindo-se quartzitos em bancadas espessas do Arenigiano inferior. Sucedem-se quartzitos e grés em bancadas delgadas, com intercalações de quartzito xistóide muito micáceo ou de xistos negros, atribuídos ao Arenigiano superior. A série continua com xistos negros ou cinzento-escuros, argilosos, do Lanvirniano, xistos acinzentados e gresosos, por vezes micáceos, claros, do Landeiliano, grés e quartzitos, claros, em bancadas, grés fino, negro, com disjunção esferoidal, rocha brechóide e brecha ferruginosa, do Caradociano (J. Perdigão, 1971, p. 527-529).

---

<sup>17</sup> Estudos detalhados de estratigrafia, paleontologia e paleogeografia foram realizados em algumas destas formações. Nery Delgado (1908) descreveu o Ordovícico dos Penedos de Góis. Nabais Conde (1966) analisou as direções das correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa-Mação. J. Perdigão (1971) caracterizou a paleontologia e a estratigrafia do Ordovícico dos afloramentos do interior das Serras de Xisto e do Devónico de Dornes (1979). Cooper e Romano (1982) estudaram as bancadas do Ordovícico inferior compreendido entre Dornes e Figueiró dos Vinhos.



Fot. 4 – Contacto anormal entre xistos e quartzitos, na vertente ocidental da serra do Muradal, visível na barreira da estrada, a oriente de Vilar Barroco.

Ainda segundo o mesmo autor, nos afloramentos de Unhais-o-Velho e de Salgueiro do Campo, apenas estão presentes os quartzitos em bancadas espessas do Arenigiano inferior e os quartzitos e grés, em bancadas delgadas, por vezes xistóide e muito micáceo, com intercalações de xisto negro, do Arenigiano superior (1971, p. 530-531).

Estes xistos, arenitos e calcários foram considerados juntamente com os quartzitos porquanto lhes estão intimamente associados, quer do ponto de vista geológico, quer principalmente numa perspetiva morfológica, pois apenas dão pequenos retoques às majestosas formas que os quartzitos proporcionam.

### **1.2.2. Rochas magmáticas**

Cabe distinguir, sobretudo pela extensão que ocupam, mas também, como consequência, pelas formas topográficas que proporcionam, dois grandes conjuntos de rochas resultantes da consolidação de magmas, que passamos a designar por plutónicas e filonianas.

#### **1.2.2.1. Rochas plutónicas**

Os extensos afloramentos de granito que se desenvolvem a Norte e a Nascente prolongam-se muito para fora da área estudada, situando-se no exterior das Serras de Xisto, pelo que não nos mereceram uma análise detalhada.

Contudo, os metassedimentos do Complexo xisto-grauváquico são frequentemente perfurados por granitóides<sup>18</sup> que, na Carta Geológica de Portugal

---

<sup>18</sup> A maior parte dos plutonitos que afloram na área estudada — Vila Nova, Coentral, Figueiró dos Vinhos, Bouçã e Pedrógão Grande — localiza-se nas proximidades da sutura que separa a zona Centro-Ibérica da zona de Ossa-Morena. Os restantes situam-se a NE das Serras de Xisto. O plutonito do Fundão, o mais oriental, cuja influência muito se estende para fora da área estudada, localiza-se entre os granitos da Covilhã, a Norte, e os da serra da Gardunha, a Sul. O outro plutonito, o de Avô, é o mais setentrional, encontrando-se imediatamente a Sul da grande mancha de granito das Beiras (fig. 7).

1/500 000 (1972), foram cartografados como granitos predominantemente alcalinos, de duas micas, e granitos predominantemente calco-alcalinos, biotíticos, sendo considerados, respetivamente, ante-Vestefalianos e pós-Estefanianos.

Nos granitos denominados alcalinos apenas foi enquadrado o plutonito de Vila Nova, pois todos os outros foram incluídos no grupo dos calco-alcalinos, pós-Estefanianos.

Contribuições de diversos autores, posteriores à edição do referido mapa, vieram alterar a posição cronológica destes granitóides. Com efeito, além da classificação referida, baseada em aspetos químico-petrográficos, outras têm sido tentadas para enquadrar os granitos da zona Centro-Ibérica, fundamentando-se em critérios de natureza geológica, geocronológica e estrutural (N. Ferreira *et al.*, 1988, p. 40).

De modo geral, todos os autores que têm trabalhado neste tema reconheceram o importante papel que a orogenia hercínica desempenhou no passado geológico da zona Centro-Ibérica e, como tal, esta orogenia passou a constituir um importante referencial para a localização das rochas granitóides no tempo, tanto mais que, pelo menos na área em estudo, mesmo os plutonitos mais antigos, ante-hercínicos, terão sido retomados por aquela orogenia.

A classificação proposta por N. Ferreira *et al.* (1988, p. 42) baseia-se, fundamentalmente, no período de instalação dos granitóides, relativamente aos principais acontecimentos da orogenia hercínica que se identificam através das suas relações geométricas, texturais e mineralógicas.

De acordo com esta classificação, os plutonitos de Figueiró dos Vinhos, Bouçã, Pedrógão Grande, Vila Nova e Coentral enquadram-se nos granitóides pré-orogénicos, com idades compreendidas entre 482 e 582 MA e fácies gneissicas, com textura plano-linear correspondente à atuação de, pelo menos, duas fases de deformação.

O plutonito do Fundão, na parte oriental da área em estudo, integra-se nos “percursores intermédios a básicos” dos granitos sin-orogénicos biotíticos Tardi F<sub>3</sub> (3.<sup>a</sup> fase orogénica)<sup>19</sup> que se encontram imediatamente a Norte. Ainda mais

---

<sup>19</sup> As três fases orogénicas estão apresentadas com mais detalhe no ponto 1.3.1., sobre as Características gerais das deformações.

para Norte e, também, para Sul do plutonito do Fundão, desenvolvem-se outros granitóides sin-orogénicos biotíticos mas Tardi a Pós F<sub>3</sub>.

Por fim, o plutonito de Avô pertence já aos granitóides sin-orogénicos de duas micas, Sin F<sub>3</sub>.

Os granitóides tardi a pós-orogénicos, biotíticos com plagioclase cálcica, não se encontram representados na área correspondente às Serras de Xisto.

À parte de alguns ajustamentos de pormenor, esta classificação estava de acordo com a generalidade das idades atribuídas aos diversos plutonitos pelos autores que, até então, se tinham ocupado do seu estudo.

Antes disso, M. Serrano Pinto (1984) fez uma síntese da geocronologia proposta pelos diferentes autores para os granitóides caledónicos e hercínicos da zona de Ossa-Morena e da área de fronteira entre ela e a zona Centro-Ibérica. Posteriormente, em 1988 e em colaboração com outros especialistas, preparou uma síntese geocronológica dos granitóides do maciço Hespérico, ano em que também N. Ferreira *et al.* procederam ao estudo dos granitóides da zona Centro-Ibérica e ao seu enquadramento geodinâmico.

Praticamente em simultâneo com estes trabalhos, Gama Pereira (1987) procedia a novas datações dos granitóides de Figueiró dos Vinhos e de Pedrógão Grande e concluía que eram mais antigos do que até então se pensava.

Elsa Gomes (1990, p. 23-4), na mesma linha de pensamento, que, afinal, reflete as tendências da escola geológica coimbrã, no que concerne à interpretação da implantação dos granitóides situados nas proximidades da sutura que separa a zona Centro-Ibérica da zona de Ossa Morena, aceita como mais provável a hipótese das idades obtidas para a moscovite representarem idades por defeito e considera que a implantação do plutonito do Coentral teria tido lugar no Pré-Câmbrico/Câmbrico inferior, tendo como base o valor de 555 MA que obteve para a moscovite. Deste modo, estaria relacionado com a fase final da orogenia Cadomiana e os reajustamentos sofridos depois, durante a 1.<sup>a</sup> fase Hercínica, seriam marcados pelo valor médio de 372 MA, da biotite.

Fazendo a síntese destes trabalhos, no que concerne à área em estudo, e acrescentando os plutonitos de Avô e do Fundão, ficamos com as últimas datações dos granitos presentes nas Serras de Xisto do Centro de Portugal (Tabela I).

Deste modo, paulatinamente, diversas contribuições foram fazendo luz sobre o posicionamento dos granitóides, cujo conhecimento, tanto da época de formação, como das características petrográficas e químicas, é importante para a compreensão quer das alterações que introduziram nos metassedimentos do Complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico quer, sobretudo, das alterações que, depois de exumados, foram sofrendo por meteorização.

#### 1.2.2.2. *Rochas filonianas*

São inúmeros os filões que interseçam os metassedimentos do Complexo xisto-grauváquico e que, pelas suas reduzidas dimensões, raramente são cartografáveis. Os mais frequentes são de quartzo de exsudação, de rochas básicas e de microgranito (pórfiros) que, normalmente, se orientam segundo quatro direções principais: NW-SE e NNW-SSE ou de NE-SW e NNE-SSW.

Os filões de quartzo, geralmente branco ou leitoso, mostram-se, por vezes, acinzentados. Pelas suas características de dureza, embora sejam pouco extensos, provocam pequenas formas de relevo saliente. Quando muito numerosos, endurecem localmente os xistos, podendo imprimir um certo vigor à paisagem, como sucede, por exemplo, nos Penedos Altos e nos Cabeços do Caratão e do Monte Redondo (fot. 5).

Pelo contrário, os filões de rocha básica apresentam-se, quase sempre, muito alterados e, por isso, passam facilmente despercebidos, confundindo-se com os xistos que os rodeiam. Contudo, quando são mais importantes, identificam-se com relativa facilidade, como sucede nas serras do Colcorinho e da Lousã. Por exemplo, no lugar da Camareira (Aigra Nova – Serra da Lousã), numa barreira da estrada é bem visível a disjunção esferoidal (fot. 6), característica de alguns pontos dos filões de rocha básica que, quando está presente, ajuda a identificar.

Também de rocha básica alterada aflora, em Vasco Esteves de Cima (Sul de Loriga), uma pequena massa que, como a generalidade dos filões de rocha alterada, não se salienta na paisagem xistenta que os circunda.

TABELA I – Datações recentes dos granitóides aflorantes nas Serras de Xisto

Classificação segundo N. FERREIRA <i>et al.</i> (1988)	Grupo de Idade	Idade em M. A.	Método e material datado	Litótipo e localização geral	Referência bibliográfica
	285 Estefaniano	≈ 285	K - Ar, biotite	Granito monzonítico do Fundão	PORTUGAL FERREIRA <i>et al.</i> (1985)
		295±5	K - Ar, biotite	Granito porfíroide da Covilhã	
Sin-orogénicos	305 Vestefaliano	296±6	K - Ar, biotite K - Ar, moscovite	Granito de Avó	NEVES & MACEDO (1986)
		306±6	K - Ar, moscovite	Granito de bordadura de Avó	
		302±15	K - Ar, biotite	Tonalito do Fundão	PORTUGAL FERREIRA <i>et al.</i> (1985)
	440 Ashgiliano	433±27	Rb - Sr, rocha total	Granito de Pedregão Grande	ABRANCHES & CANILHO (1981/82)*
	500 Tremádociano	506±14	Rb - Sr, rocha total	Granito do Coentral e de Vila Nova	
Pré-orogénicos	555 Câmbrico inf./Pré-Câmbrico	497 A 555	K - Ar, moscovite	Granito do Coentral	ELSA GOMES (1990)
		341 A 403	K - Ar, biotite		
		524±10	K - Ar, biotite K - Ar, moscovite	Granito de Figueiró dos Vinhos	GAMA PEREIRA (1987)
		570±10			
		568±10	K - Ar, biotite K - Ar, moscovite	Granito de Pedregão Grande	
526±12					
530±9					
549±10					
580±11					

Além destes filões, por vezes aparecem pórfiros graníticos, anexos aos plutonitos não aflorantes, sendo mais frequentes no Sul da área estudada. Pela sua dimensão, destacamos o que constitui a ossatura da serra da Melriça<sup>20</sup>, se

<sup>20</sup> A serra da Melriça constitui o centro geodésico nacional, por lá ter sido colocado o primeiro vértice, a partir do qual se procedeu ao levantamento topográfico do território nacional.

bem que, para nós, o localizado na serra do Chiqueiro, a Norte das Roçadas (Pampilhosa da Serra), assumia particular significado. Seria provavelmente mais um pequeno pórfiro granítico a passar despercebido e sem merecer qualquer menção especial se não fosse o facto da sua localização coincidir com o sítio onde Décio Thadeu (1949, p. 15) menciona a existência de “grés do Buçaco”<sup>21</sup>.

Como o autor refere, “o grés não aflora” (1949, p. 15). Esse motivo, bem como o eventual desejo de encontrar depósitos que testemunhassem o soerguimento das Serras, poderão ter contribuído para a confusão. O aspeto macroscópico do “depósito” (fot. 7) suscitou-nos algumas dúvidas quanto à sua génese, pelo que recolhemos algumas amostras que foram identificadas por M. Bernardo de Sousa (comunicação oral) como elementos dum pórfiro granítico, opinião que está mais de acordo com a nossa suposição, baseada nas observações feitas durante uma visita ao interior das minas da Panasqueira, onde observámos granito (ainda não aflorante) e ao qual, dada a sua proximidade, se poderá associar a existência deste pórfiro. Deste modo, a existência de “grés do Buçaco” no interior das Serras de Xisto parece não se confirmar.

### 1.3. Tectónica

*Tradicionalmente la formación del Sistema Central [...] se ha atribuido al movimiento diferencial de bloques; [...] la fracturación alpina del Sistema Central se sobrepone a un sistema de fracturas tardihercínicas, de tal manera que es difícil deslindar su papel en la formación del relieve.*

VEGAS, VÁZQUEZ E MARCOS, 1986, p. 24.

---

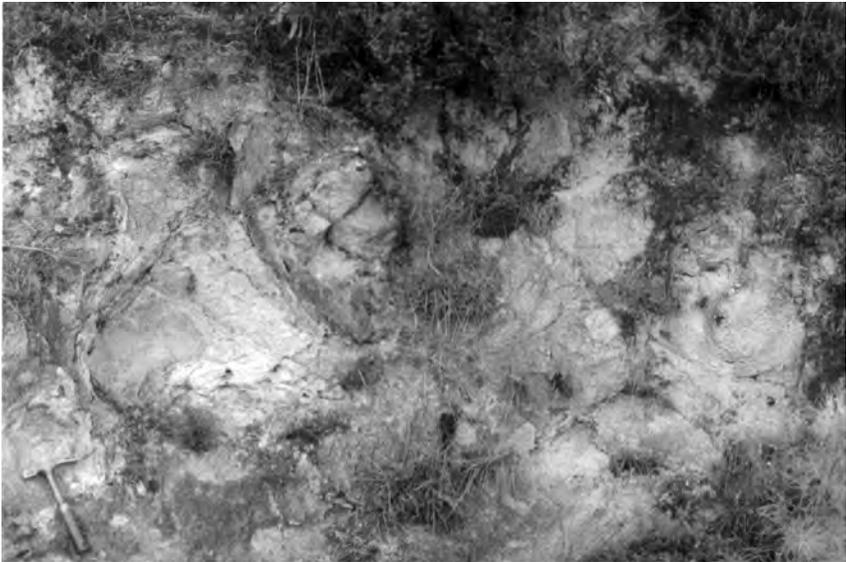
<sup>21</sup> Foi, aliás, esta descrição que nos aguçou a curiosidade para procurar o depósito que, a confirmar-se a sua existência, constituiria uma prova cabal do aplanamento Eocénico e do posterior levantamento da Cordilheira Central.



Fot. 5a – Pormenor dos filões de quartzo, em grande número mas pouco espessos, observáveis na barreira da estrada de Selada das Eiras para o Monte Redondo, a Oeste do Caratão (Teixeira – Arganil).



Fot. 5b – Microformas de relevo, salientes em função da dureza e quantidade de filões de quartzo.



Fot. 6 – Disjunção esferóidal no filão de rocha básica que atravessa a serra da Lousã, visível numa barreira estrada no lugar da Camareira.



Fot. 7 – Aspeto macroscópico do afloramento do pórfiro granítico das Roçadas.

A formação das Serras de Xisto ficou a dever-se, essencialmente, à atuação das forças tectónicas, através de sucessivas orogenias cujas marcas se encontram mais ou menos gravadas na paisagem, conforme a importância de que se revestiram e consoante o tempo em que se fizeram sentir.

Até há pouco, a cartografia geológica do Complexo xisto-grauváquico caracterizava-se pela monotonia da mancha esverdeada onde raramente se assinalava a componente de natureza tectónica.

Foi, sobretudo, depois da contribuição de Conde e Santarém (1976) e dos recentes progressos da Neotectónica, devidos especialmente aos estudos de A. Ribeiro e J. Cabral, que culminaram na publicação da Carta Neotectónica (1989), que a situação se alterou.

A cartografia geológica pormenorizada, na escala de 1:50 000, também passou a beneficiar desta interpretação e, por conseguinte, as edições mais recentes, como por exemplo as folhas 15-A (Vila Nova de Foz Côa) e 15-B (Freixo de Espada à Cinta), já estão repletas de falhas, tendo-se assinalado não só as visíveis, mas também as prováveis, as ocultas, as prováveis ocultas, as de desligamento e de carreamento, as fraturas fotointerpretadas e as zonas de cisalhamento. Nestas cartas, foram ainda marcadas as isógradas de metamorfismo, do mesmo modo que se individualizaram as diversas séries dentro do Complexo xisto-grauváquico, pelo que o aspeto destes mapas e, por conseguinte, a sua informação é completamente diferente da publicada nas cartas antes editadas.

A inexistência de cartografia deste tipo para a nossa área de estudo constituiu mais um obstáculo para a tarefa que nos propusemos executar. Contudo, à luz destes novos conceitos e com base na interpretação da fotografia aérea vertical a preto e branco, bem como da cartografia geológica existente, publicada e inédita, elaborámos um modelo de interpretação tectónica para as Serras de Xisto, que constitui um somatório das diversas contribuições nesta matéria, acrescido das nossas próprias observações, fundamentadas em critérios geomorfológicos e fotogeológicos.

Antes de passarmos propriamente à sua apresentação, vejamos alguns aspetos da tectónica dominante na região.

### 1.3.1. Características gerais das deformações

A interpretação tectónica conjunta do relevo das Serras de Xisto da Cordilheira Central cedo foi definida, se bem que, no pormenor, nunca tenha sido realizado esse trabalho de conjunto. Todavia, algumas contribuições, tanto de carácter regional como local, procuraram esclarecer alguns desses aspetos<sup>22</sup>.

Dos diferentes autores que analisaram os efeitos da tectónica nesta área ou na limítrofe, apenas referimos dois dos mais recentes. Com efeito, A. Brum Ferreira (1978), ao ocupar-se das montanhas do Norte e Centro da Beira, situou as diferentes fases orogénicas no tempo e relacionou-as com as grandes linhas de deformação por elas produzidas. Mais recentemente, L. C. Gama Pereira (1987) veio clarificar alguns destes aspetos, deduzidos do estudo do setor ocidental das Serras de Xisto.

As suas observações permitiram confirmar que o Complexo xisto-graváquico já tinha sido dobrado e erosionado antes da deposição do Ordovícico, como a nítida discordância angular entre as duas formações deixa deduzir. Além disso, confirmou-se ter sido a orogenia hercínica, nas suas diferentes fases, aquela que marcou mais profundamente a geologia do Maciço Ibérico. Assim sendo, parece-nos lógico analisar o comportamento de cada uma dessas fases e, ao mesmo tempo, observar as deformações que produziram.

Segundo L. C. Gama Pereira (1987), a deformação hercínica exerceu a sua influência sobre um conjunto metassedimentar suavemente estruturado e

---

<sup>22</sup> O. Ribeiro foi o autor que mais estudos dedicou à área serrana, tendo-se ocupado particularmente da morfologia da Beira Baixa (1939, 1942a, 1943a, 1943b, 1949a, 1949b, 1949c e 1951). No entanto, a sua contribuição mais extensa, "O enigma do Zêzere", a que tivemos acesso, ficou inédita. D. Thadeu desenvolveu alguns estudos na área das Minas da Panasqueira (1949, 1951a e 1951b), cabendo-lhe o mérito de, neste domínio, ter cartografado pela primeira vez parte da falha de Cebola, a única que, durante muitos anos, foi marcada nas formações ante-Ordovícicas dos mapas geológicos relativos às Serras de Xisto. Mais recentemente, S. Daveau desenvolveu importantes trabalhos de geomorfologia e de sedimentologia na vertente oposta, mais precisamente nas bacias de Lousã e de Arganil (1972, 1973, 1985/6), tendo ressaltado o papel da tectónica para o soerguimento das serras, fonte fornecedora do material de alguns dos depósitos existentes na bacia, chegando mesmo a dedicar um artigo à deformação tectónica recente do conjunto das Serras de Xisto (1985).

deformado, não tendo afetado de modo homogêneo todo o Complexo xisto-grauváquico, pois foram por ele identificadas áreas onde a deformação foi mais intensa. Verificou ainda que, nalguns sectores, a deformação varisca mais importante acentuou o dobramento ante-hercínico, tendo sido, por isso, homoaxial com esta deformação. Em contrapartida, noutros sectores, não se apresenta coaxial, pelo que roda os dobramentos anteriores.

Tais factos permitiram-lhe concluir que, depois da fase hercínica mais importante, se formaram corredores onde a deformação foi mais intensa e onde ficaram impressas as deformações secundárias. Interpretou estas como sendo fases tardias, com carácter cisalhante e dependentes da rotação das tensões principais (Gama Pereira, 1987, p. 120-121).

Em face destas observações, Gama Pereira entendeu que durante as três fases de deformação hercínica terão surgido três sistemas principais de fracturação que, idealmente, concebeu como um sistema Riedel<sup>23</sup>. Deste modo, durante a 1.<sup>a</sup> fase, as tensões principais terão estado numa direção média N35°E, tendo gerado uma deformação que redobrou outra anterior de direção geral NE-SW. A orientação geral do dobramento terá ficado com direção N55°W, nesta 1.<sup>a</sup> fase.

Posteriormente, a provável existência de profundas zonas de fraqueza, com orientação N80°E, terão favorecido uma deformação semidúctil, cisalhante, com esta direção. Ainda de acordo com o modelo de Riedel, as direções R e R' serão, respetivamente, N65°-70°E esquerdas e N5°E direitas. Além destas, poderão observar-se outras fraturas, do tipo P e X, respetivamente, N85°W esquerdas e N25°W direitas e, ainda, fraturas de tração, T, com direção N35°E (fig. 9-a).

Segundo o autor, o predomínio dos sistemas de fraturas N65°E, esquerdas, e N10°W, direitas, terá modificado rotacionalmente a deformação associada à direção N55°W, que marca o dobramento da 1.<sup>a</sup> fase, para direções N40°W e N70°W (fig. 9-b).

---

<sup>23</sup> O modelo proposto por Riedel consiste, essencialmente, num sistema de fracturação entre direções N65°E e N85°W, esquerdas, conjugado respetivamente com direções N25°W e N5°E, direitas (Bles e Feuga, p. 98-102).

Entretanto, tanto a fracturação N10°W, direita, como a fracturação N65°E, esquerda, começaram a ser significativas e as direcções das fraturas de tração passaram a situar-se, respetivamente, pelas direcções N50°E e N20°E, direcções que assinalam a 2.<sup>a</sup> fase de dobramento.

Por fim, o autor considera que a 3.<sup>a</sup> fase da deformação hercínica, de direcção N20°W, terá terminado com uma compartimentação em blocos, com direcção ≈N60°-70°W, tendo sofrido uma movimentação diferencial esquerda, ligeiramente oblíqua à direcção da estratificação, e com uma componente de cavalgamento que, por vezes, é importante.

Em função de novas compressões<sup>24</sup>, a rede de fraturas criada por estas três fases sofreu novos ajustamentos mantendo-se, apesar de tudo, como principal responsável pelos grandes alinhamentos do relevo atual.

### **1.3.2. Orientações tectónicas dominantes**

A malha de fraturas obtida a partir da observação estereoscópica de fotografias aéreas, na escala aproximada de 1/26 000, permitiu identificar as principais direcções tectónicas.

A reconstituição da rede por este método, não só não mostra a totalidade das fraturas, mas também não permite visualizar algumas das eventualmente mais importantes, aquelas que orientam os principais tramos da rede hidrográfica (S. Daveau, 1969, p. 45). Contudo, do emaranhado da rede de fraturas, é possível destacar, com relativa facilidade, as suas principais direcções, tanto porque apresentam maior continuidade, como porque são em maior número. No campo, são particularmente visíveis as fraturas com direcção N65°-70°E e N60°-70°W.

---

<sup>24</sup> De modo geral, todos os autores que se têm ocupado do estudo do Sistema Central Castelhana costumam distinguir duas ou três fases paroximais hercínicas — F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> e F<sub>3</sub> — e uma ou duas tardihercínicas — F<sub>4</sub> (Sans-Herráiz, 1988, p. 29-31).

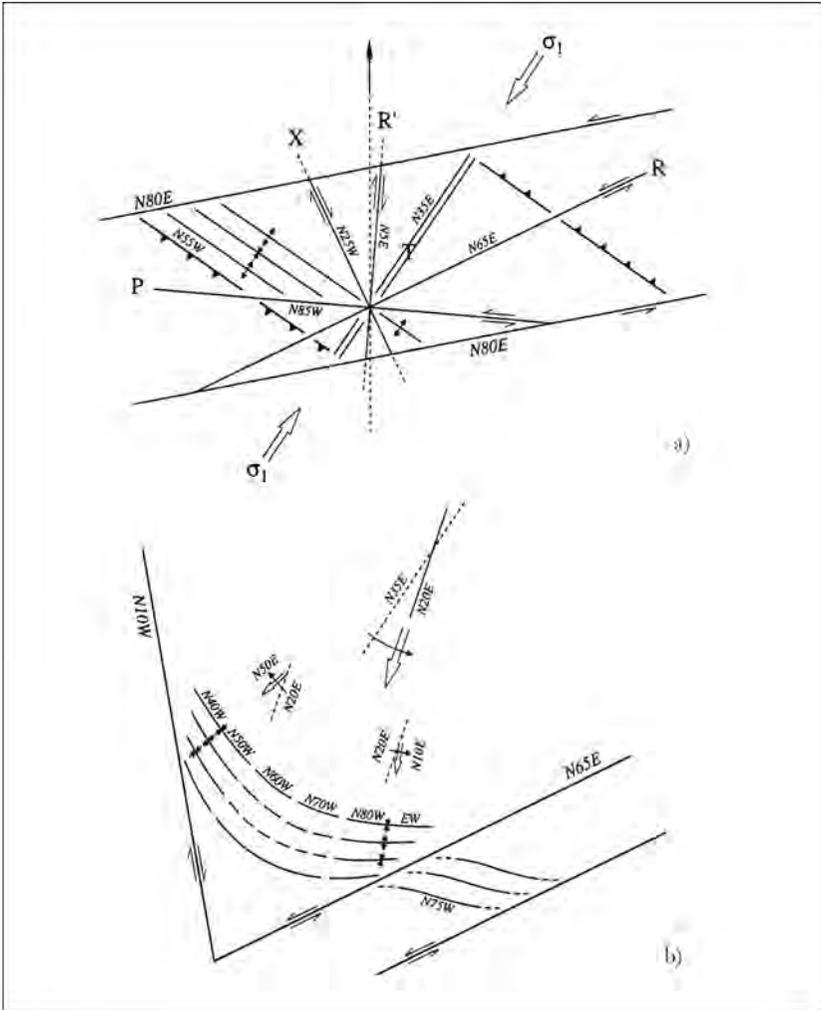


Fig. 9 – Distribuição das fraturas que podem surgir numa zona de cisalhamento, segundo o modelo de Riedel (adaptado de Gama Pereira, 1987, p. 122). R e R' – fraturas de Riedel; P e X – fraturas de Skempton; T – fraturas de tração;  $\sigma_1$  – direção das tensões.

Com efeito, as direções estruturais mais frequentes e mais importantes na modelação do relevo das Serras de Xisto são as de NE-SW (R, na fig. 9a)<sup>25</sup>,

<sup>25</sup> Localmente, pode evoluir para uma direção próxima de ENE-WSW (N65°-70°E).

WNW-ESE (N60°-70°W) e N-S (R', na fig. 9a). Com menor peso na atual evolução do relevo, mas de igual modo frequentes, são as direções de NNE-SSW, NNW-SSE e E-W (fig. 10).

A orientação predominante, que determina o alinhamento geral do relevo, é de NE-SW. Está particularmente bem materializada pelas falhas que delimitam as Serras de Xisto tanto a NE como a SW. Outros alinhamentos com análoga orientação permitem a individualização das subunidades, destacando-se, de entre eles, o grande acidente de Cebola, já mencionado, que separa as serras da Lousã–Açor do fosso do médio Zêzere (fot. 8).

Outros acidentes que, de igual modo, desempenharam um papel importante na evolução do relevo, foram os de WNW-ESE que, não só delimitam as serras a SW, mas também contribuem para a individualização transversal de algumas unidades. Como os anteriores, serão referidos com mais detalhe quando procedermos à definição das subunidades e à análise das suas formas (caps. 1.4. e 2).

A terceira das orientações, com direção sensivelmente meridiana (N-S), aparece quase sempre bem marcada na paisagem, através de formas vigorosas, impressas nos vales de fratura que a seguem e anda preferencialmente associada à fracturação NE-SW.

Aliás, são essas formas de relevo, de traçado bem retilíneo, que contribuem para acentuar o papel e a importância que a fraturação desempenha na génese deste tipo de vales.

Depois do trabalho de M. Feio e R. Soeiro de Brito (1950), sobre “os vales de fratura no modelado granítico português”, diversos autores se têm preocupado em realçar o importante papel que as fraturas desempenham na justificação de certas formas do relevo de Portugal, particularmente no que concerne à orientação da rede hidrográfica e dos respetivos vales<sup>26</sup>.

---

<sup>26</sup> Sem a preocupação de mencionar todos os trabalhos que, depois do referido, abordam o tema, apontamos alguns daqueles onde foi desenvolvido com mais pormenor ou onde os exemplos de vales de fratura são mais belos ou abundantes: F. Rebelo (1975); A. Brum Ferreira (1978); G. Coudé-Gaussen (1981) e S. Daveau (1985).

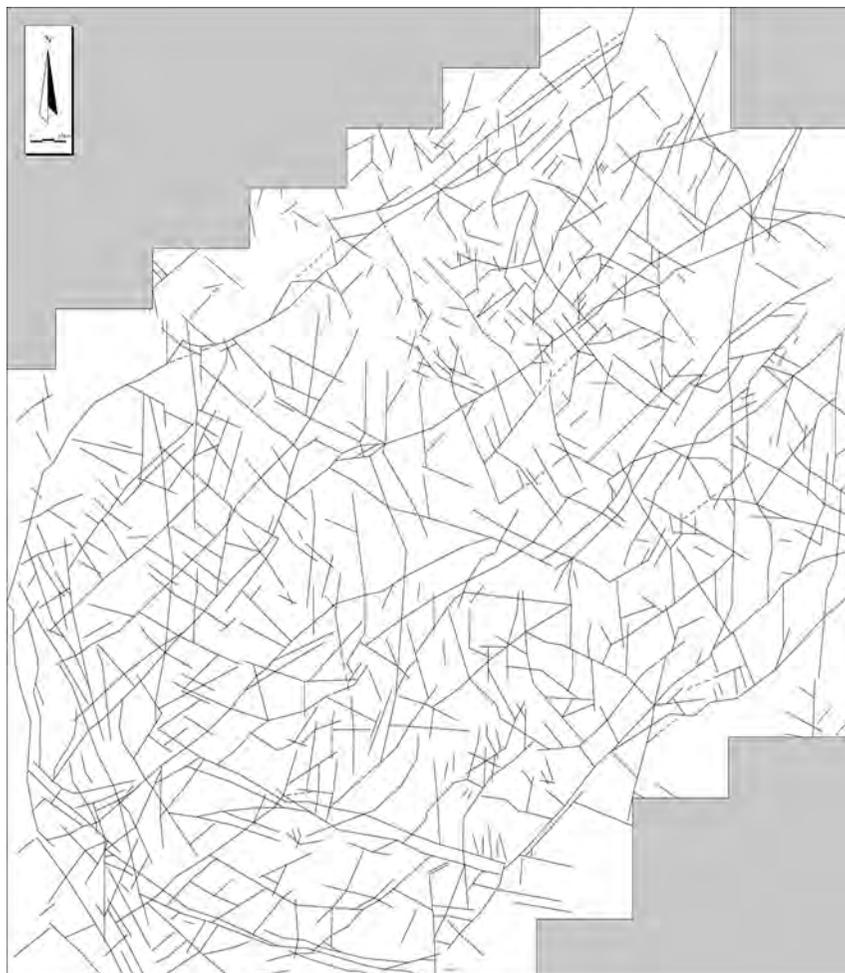


Fig. 10 – Rede de fraturas. Esboço obtido por fotointerpretação.

Se é certo que, muitas vezes, a tendência é para tudo explicar através da tectónica, atitude que não pode ser aceite, também não é menos verdade que, numa área profundamente afetada por falhas e fraturas, dificilmente se poderão explicar muitas das belas formas das Serras de Xisto sem o recurso a justificações de natureza tectónica. A frescura que muitas delas apresentam, não nos deixa qualquer dúvida quanto à sua idade muito recente e, por conseguinte, só poderão ser explicadas em íntima ligação com a Neotectónica.

### 1.3.3. Neotectónica e suas relações com o relevo

Se, até há pouco, os geólogos portugueses eram, de modo geral, reticentes, quando não mesmo totalmente avessos, à aceitação da importância da Neotectónica como fator preponderante na explicação de algumas formas de relevo, foi sobretudo depois dos trabalhos individuais de A. Ribeiro (1982, 1984b e 1988) e de J. Cabral (1986a e 1986b) e do seu trabalho conjunto (J. Cabral e A. Ribeiro, 1989) que a Neotectónica deixou de ser tão questionada e passou a ser aceite como elemento fundamental na explicação de certas formas de relevo.

O seu principal papel parece residir na reativação de acidentes antigos que, não só durante o Neogénico, mas também durante o Quaternário, soergueram a Cordilheira Central, através de falhas inversas, de orientação NE-SW a ENE-WSW (Cabral e Ribeiro, 1989, p. 7). Outras direções que também se observam com muita frequência estão orientadas de NNE-SSW a N-S e de NW-SE a WNW-ESE<sup>27</sup>.

Se o rejogo quaternário dos acidentes é indubitável, também o levantamento de blocos, feito principalmente ao longo destas direções, é confirmado tanto pelas formas vigorosas de muitos vales, como pelo recente encaixe da rede de drenagem que, não só originou uma sucessão de terraços fluviais escalonados, mas também deixou suspensos os vales de alguns afluentes, ou ainda originou importantes rupturas de declive, traduzidas mesmo em pequenas quedas de água. Estes aspetos serão analisados, com mais detalhe e com exemplificação adequada, nos capítulos seguintes.

Apesar da constatação destes movimentos, em muitos dos acidentes torna-se difícil marcar com precisão a importância quer do deslocamento vertical quer da componente horizontal, razão porque optámos pela sua simples representação, sem quaisquer dessas indicações (fig. 10).

---

<sup>27</sup> Estas orientações estão também presentes nas serras espanholas da Cordilheira Central, como desde há muito é conhecido e tem sido reafirmado nos estudos geomorfológicos mais recentes (Sainz-Donaire, 1979, Bullón-Mata, 1988 e Sanz-Herráiz, 1988).

Mesmo assim, a rede de fraturas mostra que as grandes formas de relevo se alinham preferencialmente segundo a direção NE-SW, se bem que no pormenor também apareçam formas alinhadas segundo outras direções como, por exemplo, N-S.

Apesar de, em muitas falhas, não ser possível indicar o vetor do movimento, isso não significa que não possa ser assinalado naquelas em que se conhece pelo menos uma das suas componentes (horizontal ou vertical). Como é sabido, desde há muito que, quer a SE<sup>28</sup>, quer a NW<sup>29</sup>, foram identificados cavalgamentos dos xistos sobre os depósitos com que contactam anormalmente. Por isso, agora preferimos salientar outros aspetos, menos conhecidos, que ilustram o importante papel da componente horizontal a que, na maioria das situações observadas, está associada uma fraca componente vertical e que, no conjunto podemos designar de vetor sub-horizontal, quase sempre associado à direção N65°E. Dos numerosos exemplos que seria possível apresentar, seleccionámos quatro dos que considerámos mais significativos e que correspondem a espelhos de falhas com estrias perfeitamente visíveis (fots. 9 a 12)<sup>30</sup>.

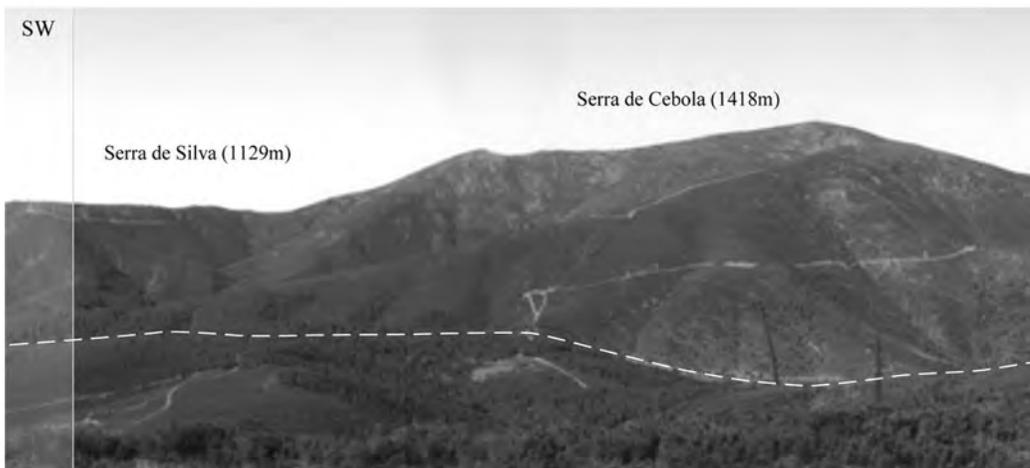
Se, com base em critérios geomorfológicos, simplificarmos a rede de fraturas fazendo sobressair apenas aquelas que parecem ser fundamentais para a explicação do relevo e, além disso, lhes adicionarmos geologia e hipsometria, obteremos o quadro morfo-estrutural em que assenta a diferenciação das principais unidades morfológicas das Serras de Xisto e que vamos passar a analisar.

---

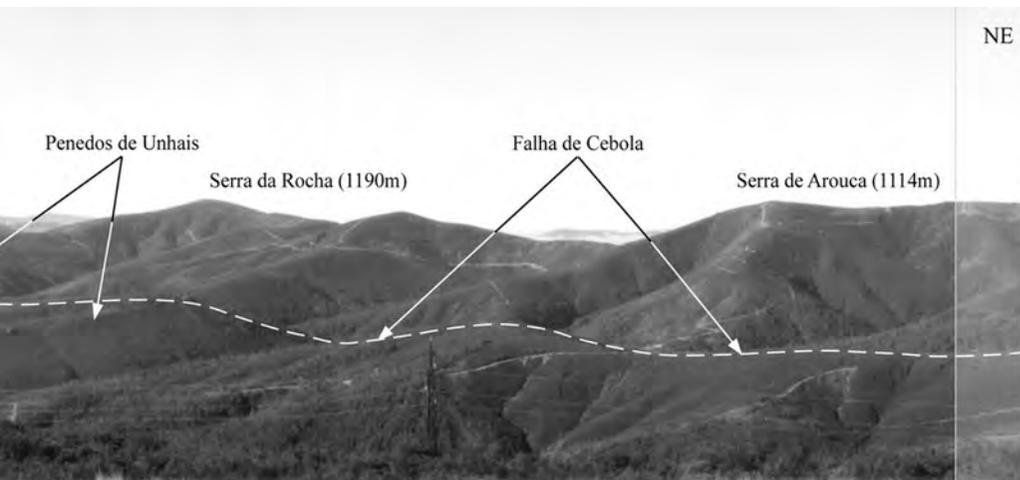
<sup>28</sup> O. Ribeiro demonstrou o cavalgamento dos xistos sobre os “grés” que “se observa muito bem no caminho de Sarzedas para Sesmos e Pomar” (1942, p. 129).

<sup>29</sup> S. Daveau *et col.* (1985/6) referem-se frequentemente ao cavalgamento da falha da Lousã. Particularmente sugestiva é a figura 35 (p. 259) onde interpretam o cavalgamento da Portela do Carvalhal, comparando-o com um corte de Nery Delgado (1895-8) e ilustrado também pela fotografia XI-A, onde mostram com muita clareza o cavalgamento dos xistos sobre um depósito típico de “raña”. Do mesmo modo sugestivas são a figura 8 (p. 94) e a fotografia III-C que ilustram o cavalgamento dos xistos sobre os “grés do Buçaco”, nas Levedagas, parte ocidental da bacia da Lousã, local que tivemos o privilégio de visitar acompanhados pela autora.

<sup>30</sup> Apenas nas situações em que as caixas de falha foram postas a descoberto recentemente, por intervenção humana, se encontram espelhos bem conservados. Como, em regra, os xistos se erosionam com facilidade, é difícil encontrar espelhos de falha neste tipo de rocha porque, uma vez exumados, rapidamente se degradam e só muito raramente se conservam. Por outro lado, a frescura que alguns deles apresentam, indiciam um rejeito de blocos relativamente recente.



Fot. 8 – Aspeto geral da falha de Cebola, tomado do interflúvio



■ – área de sobreposição fotográfica.

situado entre os rios Unhais e Zêzere.



Fot. 9 – Aspeto de pormenor da falha de Cebola. Barreira da Estrada Nacional n.º 2, situada 1 km a SW da ponte sobre a ribeira da Mega. São visíveis estrias indicadoras de um movimento sub-horizontal. A direção é N65°E.



Fot. 10 – Pormenor de um espelho de falha, junto da Estrada Florestal da Panca, na serra do Colcorinho. As estrias indicam também um movimento sub-horizontal com leve componente vertical.



Fot. 11 – Vestígios de um espelho de falha com patine quartzosa. Uma vez retirada a película quartzosa, a superfície de falha degrada-se muito facilmente, através da exploração das linhas de fragilidade pelos agentes erosivos.



Fot. 12.– Pormenor de espelho de falha, observável na serra da Lousã, junto ao km 18,4 da Estrada Nacional n.º 236. O movimento continua a ser essencialmente sub-horizontal, com ligeira componente vertical.

#### **1.3.4. Importância das cristas quartzíticas como testemunho da movimentação tectónica**

As principais direções dos alinhamentos quartzíticos são, como vimos, de orientação hercínica. Contudo, os acidentes transversais, de direção NNE-SSW, poderão ser mais antigos, tendo ressoado posteriormente por diversas vezes.

Os efeitos destes rejogos conservam-se durante muito tempo nos quartzitos, devido à sua dureza, pelo que a interpretação das suas formas de pormenor pode ajudar a precisar as características gerais da movimentação dos principais blocos constituintes das Serras de Xisto, já que nestes materiais se torna mais difícil seguir as falhas.

A este propósito, referindo-se à falha de Cebola revelada por Décio Thadeu (1949), Orlando Ribeiro afirmava: “é provável que uma pesquisa minuciosa ou o acaso propício permitam encontrar outros acidentes. Enquanto se não fizer esse trabalho moroso e de incertos resultados, a disposição das cristas de quartzite permite demonstrar a existência de um jogo de blocos e, portanto, a de deslocações” (1949c, p. 82).

Com efeito, quando procedemos ao trabalho minucioso do levantamento da rede de fraturas e à identificação das falhas, quer no campo, quer através da interpretação estereoscópica de fotografias aéreas, as cristas quartzíticas revelaram-se sempre um ótimo auxiliar. Por vezes, constituíram mesmo um elemento fundamental para discernirmos, através da movimentação refletida pelas cristas, a importância relativa das principais falhas, uma vez que nos xistos essas manifestações se degradam com muito mais facilidade, pelo que raramente se conservam por longos períodos.

O alargamento ou a abertura de novas estradas proporcionou-nos o “acaso propício” para, no campo, procedermos à identificação de espelhos de falha que, apenas alguns anos após a sua exumação, já se encontram muito degradados, podendo mesmo vir a ficar irreconhecíveis a breve trecho.

Nestas circunstâncias, só as cristas quartzíticas permitem identificar com alguma segurança as características das movimentações sofridas. Efetivamente, os perfis longitudinais das cristas testemunham “as deformações da superfí-

cie culminante da montanha, ela mesma derivada do arrasamento eocénico” (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 257).

A partir da Carta Militar de Portugal na escala de 1/25 000, procedemos ao levantamento detalhado dos perfis longitudinais das cristas quartzíticas situadas no interior das Serras de Xisto e perpendiculares ao seu desenvolvimento geral, para, através delas, analisar as características gerais do soerguimento.

Embora as grandes linhas desta movimentação tenham sido apresentadas por O. Ribeiro (1949a e 1949c) pensamos que o complexo jogo de blocos, sentido particularmente ao longo do alinhamento que dos Penedos de Fajão se estende até à serra do Muradal, encerra a chave para a sua explicação e, por esse motivo, merece ser analisado com algum pormenor.

Aliás, os cavalgamentos dos xistos sobre os depósitos de cobertura das bacias de Lousã-Góis-Arganil, situadas a NW, estudados minuciosamente por S. Daveau *et col.* (1985/6), são aqui apresentados sucintamente, para poderem ser comparados com os da bacia de Sarzedas, situada a SE, onde também se observam, se bem que com menor espetacularidade.

Com efeito, a menor altitude e, também, a menor altura dos quartzitos a SE, possibilitaram menor afluxo de material, o qual também poderá estar relacionado com chuvadas mais espaçadas e menos abundantes, logo, as acumulações que constituem depósitos de cobertura (fig. 11-C), se bem que importantes pela extensão que cobrem, são bem menos possantes do que as situadas a NW (fig. 12) e, por conseguinte, os cavalgamentos são menos vistosos.

A análise dos perfis longitudinais das três cristas localizadas a SE (fig. 11-B, C e E), permite ilustrar esta situação e, sobretudo, a complexidade da rede de falhas que soergue os blocos e que se comporta de modo ligeiramente diferente ao longo das três cristas.

Na verdade, a falha principal que separa as Serras de Xisto da Bacia Marginal SE é de tal modo importante que, em grande parte da sua extensão, é constituída por duas falhas paralelas, situadas muito próximas uma da outra. A sua imponência é ainda mais marcada devido ao facto de ser(em) explorada(s) por pequenas ribeiras, sempre muito encaixadas em profundos vales em V, cujas formas são inexplicáveis pelos respectivos caudais, como sucede, por exemplo,

com a ribeira das Cabeças (fig. 11-E) que separa a serra da Venda, formada por quartzitos, das serras setentrionais, constituídas por xistos.

A serra da Venda, termo NW da crista quartzítica, apresenta também a particularidade de se encontrar separada da serra das Talhadas por um colo xistoso, cuja quebra de continuidade no material quartzítico nos parece difícil de explicar sem, uma vez mais, recorrer à tectónica. Na nossa opinião terá resultado de um pequeno *horst*, com desligamento horizontal, que, localmente, terá soerguido os quartzitos, facilitando a sua destruição. Contudo, não nos foi possível encontrar nos xistos quaisquer provas que nos tivessem permitido confirmar esta hipótese, a qual se nos afigura como a explicação mais lógica, uma vez que se enquadra no contexto da movimentação tectónica regional.

Mas, avançando para NE, deparamos com a crista quartzítica mais imponente que, quase ininterruptamente, se estende dos Penedos de Fajão à serra do Muradal. Pela sua extensão, é sobretudo ao longo dela, onde as marcas deixadas pela atuação das diversas fases orogénicas se encontram mais bem conservadas.

Comparando-a com a crista antes descrita, passa-se exatamente o inverso, face à posição dos quartzitos em relação à falha principal, pois, enquanto as serras da Venda e das Talhadas se desenvolvem para SE da falha, a serra do Muradal ergue-se a NW dela. No entanto, antes de procedermos à análise da movimentação tectónica que afetou esta crista, vejamos o comportamento das falhas na bacia marginal.

Começamos por notar a bifurcação do grande acidente em três outros principais, que possibilitam a descida, por escadaria tectónica, das Serras de Xisto para a Bacia de Sarzedas. O acidente de NW continua a ser o de maior expressão morfológica e continua desdobrado nas duas falhas paralelas, responsáveis pelo relativo soerguimento da serra do Muradal.

O acidente situado na posição intermédia, explorado pela ribeira de Ficalho (fig. 11-C), assinala a passagem do primeiro patamar, limpo de depósitos, para o segundo degrau, onde se eleva a serra da Magarefa<sup>31</sup> que, pela sua génese,

---

<sup>31</sup> Nas Cartas Militar (1/25 000) e Corográfica (1/50 000) de Portugal, aparece designada por Magarefe.

O. Ribeiro identificou como “relevo postiço” (1949a, p.72). O acidente mais meridional, marca a descida para a bacia de Sarzedas, *stricto sensu*, que, topograficamente, se apresenta como uma colina desde a qual se domina uma ampla região envolvente e constitui um óptimo local para observação da escadaria que acabámos de descrever.

Mais para NE, uma nova crista quartzítica é atravessada e deslocada por estes acidentes e tem a particularidade, quando comparada com as anteriores, de apresentar quartzitos de um e outro lado das duas falhas que, no conjunto, constituem o principal acidente, permitindo avaliar a importância da respetiva rejeição. Esta falha soergue a serra da Pedragueira, a qual termina por outro acidente que eleva, ainda mais, as serras já talhadas em xisto (Cabeça Gorda, Zibreiro...), e, ao mesmo tempo, abate e bascula para SE o bloco da Cesta. Aliás, esta é outra das particularidades da tectónica regional que, em regra, se apresenta basculante<sup>32</sup> (fig. 11-B).

Por sua vez, o acidente central conjuga-se com outro, de direção meridiana, e também se subdivide. No conjunto, além de um pequeno abatimento e do basculamento do bloco da Medronheira, acompanhado de deslocamento para Norte, estas falhas provocam o levantamento das serras do Brás e de S. Brás, encontrando-se esta basculada para NW, ao contrário do que normalmente sucede.

Por fim, os acidentes mais meridionais abateram e bascularam para SE a serra do Lobo, ao mesmo tempo que soergueram a crista do Salgueiro. De modo geral, todos estes acidentes apresentam rejeições pouco importantes. Com menor significado ainda, em termos de movimentação vertical, mas com importante papel no basculamento e rejogo de pormenor dos blocos, são os inúmeros acidentes que, paralelamente aos descritos, interseam os quartzitos e se revelaram fundamentais para a construção das formas que atualmente exibem.

Retomando a interpretação tectónica do alinhamento principal no ponto em que foi interrompida, verificamos que a serra do Muradal é formada, essencialmente, por um *horst* complexo, passível de ser subdividido em quatro

---

<sup>32</sup> Nos afloramentos quartzíticos, pela sua direção, o basculamento que se observa com mais frequência é para SE. Porém, nos xistos, os blocos encontram-se muitas vezes basculados para SW, ou em ambos os sentidos, com uma resultante próxima do sentido Norte-Sul.

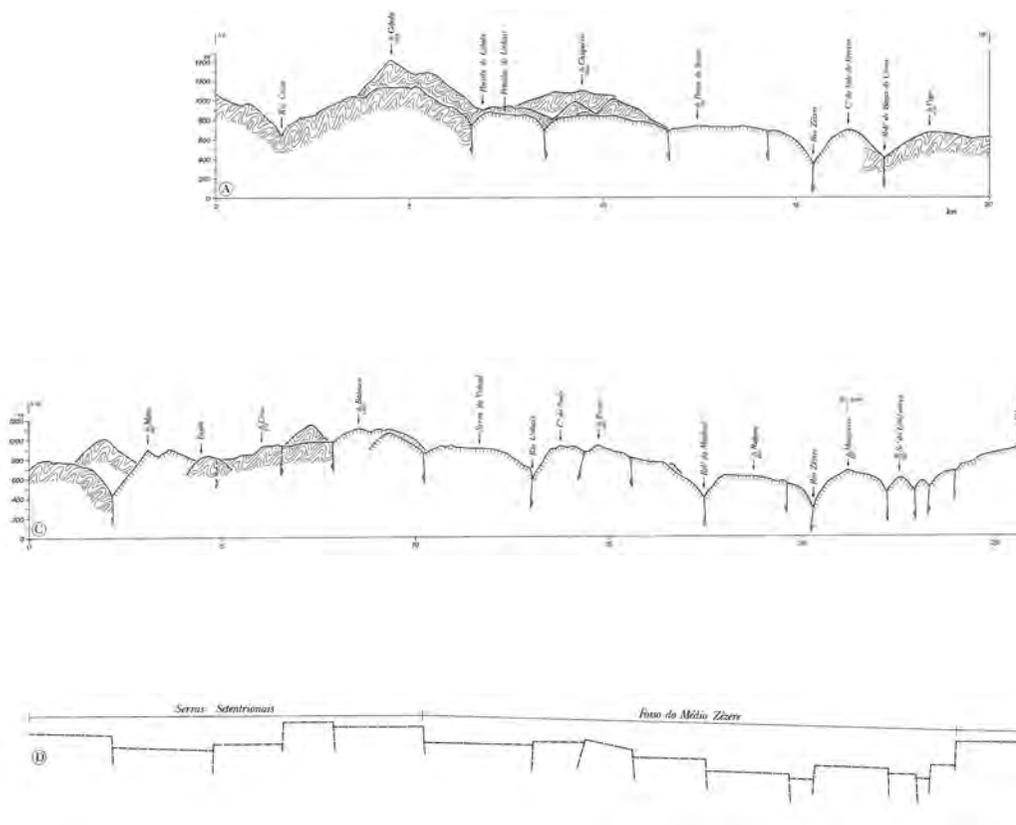
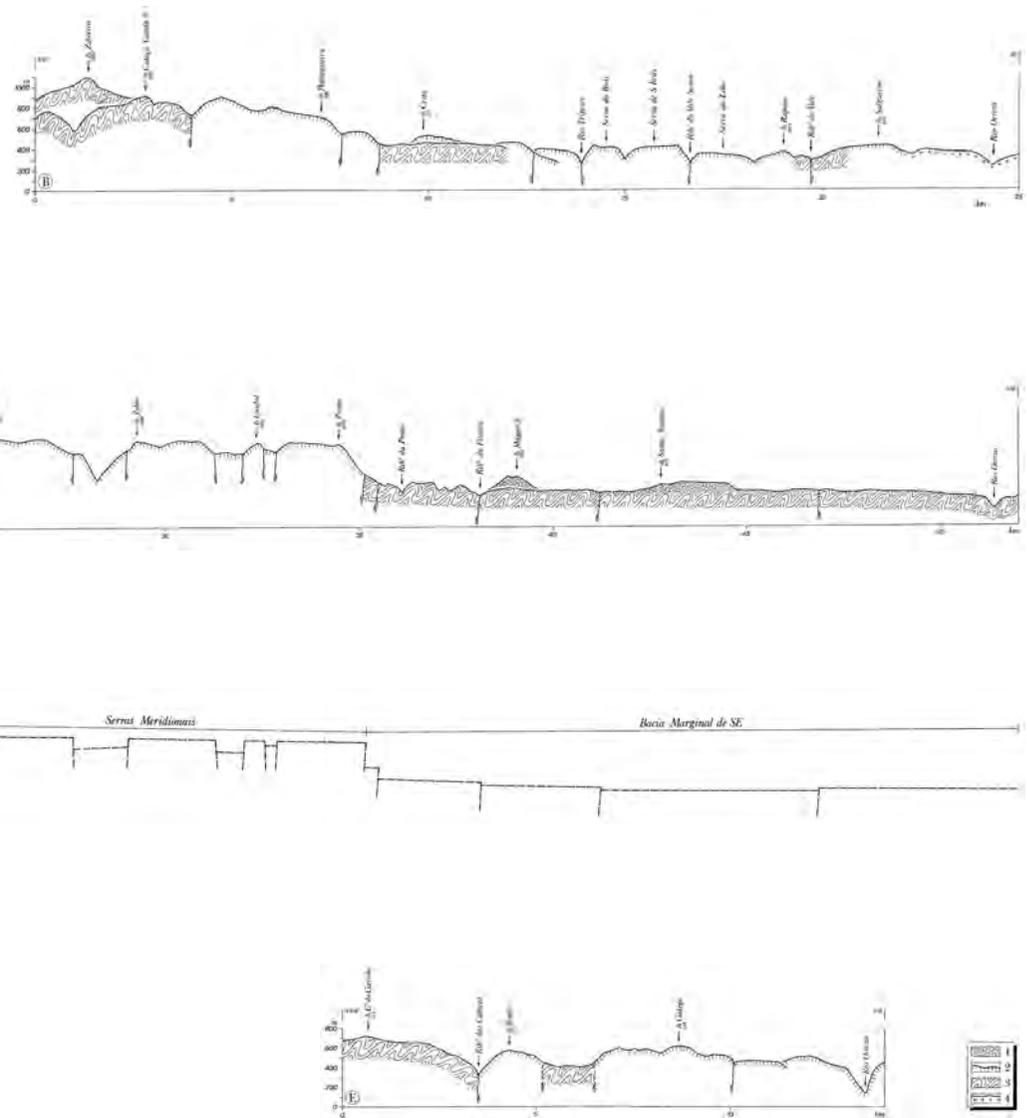


Fig. 11 – Perfis longitudinais das cristas quartzíticas: A – dos Penedos de Unhais-o-Velho ao Penedos de Fajão à Serra do Muradal; D – Esboço interpretativo da movimentação de blocos ao cobertura; 2 – quartzitos;



Cabeço do Vale do Pereiro; B – da Serra da Pedraqueira à Serra de Salgueiro do Campo; C – dos longo da crista representada em C; E – da Serra da Venda à Serra das Talhadas. 1 – depósitos de 3 – xistos e grauvaques; 4 – granitos.

mais pequenos, naturalmente separados por *grabens*, de reduzidas dimensões (fig. 11-C). Todo o conjunto se apresenta ligeiramente basculado para SE, como se confirma pelas cotas dos vértices geodésicos e se visualiza através da representação esquemática que acompanha o perfil (fig. 11-D).

Neste esquema indicam-se as grandes unidades morfo-estruturais que se definem no capítulo seguinte e apresenta-se uma interpretação conjunta, muito simplificada, que visa ilustrar a movimentação relativa sofrida pelos principais blocos de quartzito que individualizámos ao longo da crista.

O deslocamento de pequenos blocos é particularmente visível na área onde a crista é atravessada pelo rio Zêzere, a qual corresponde a um *graben*, dentro do qual se elevam dois *horsts*. Destes, o mais pequeno localiza-se a SE e origina os cabeços do Mosqueiro e do Vale do Pereiro, com este já situado na crista secundária<sup>33</sup> que se desenvolve a nascente. O outro, bastante mais complexo, proporciona as formas mais salientes e espetaculares, materializadas quer nos cabeços do Picoto e do Soito, quer na serra do Vidual, localizados respetivamente a Sul e a Norte do rio Unhais, o qual franqueia a crista através de um impressionante vale em garganta, que, por isso mesmo, foi aproveitado para a construção da barragem de Santa Luzia.

A crista secundária correspondente a este sector, embora ligeiramente soerguida em relação à serra do Machialinho, apenas localmente, nos Penedos de Unhais<sup>34</sup>, ganha alguma importância, pois as maiores altitudes encontram-se na serra do Chiqueiro que, por serem já moldadas em xisto, atestam a importância da movimentação tectónica para o soerguimento das Serras de Xisto. Esta crista ainda permite ressaltar a importância da rejeição da falha de Cebola, que a limita a Norte, interrompendo a continuidade do afloramento quartzítico.

---

<sup>33</sup> F. Rebelo chamou cristas secundárias “às que, pela extensão e altitude são, sem dúvida, de pouca importância no conjunto do relevo, embora no pormenor possam, às vezes, ganhar um relativo interesse” (1975, p. 38). Em contraponto, denominou por cristas principais as “que originaram os relevos salientes mais importantes, em altitude e extensão, certamente pela sua dureza e, na maior parte dos casos, pela espessura do afloramento” (p. 22).

<sup>34</sup> Os Penedos de Unhais constituem uma preciosa miniatura de um verdadeiro *graben*, limitado por quatro falhas, pertencentes a dois sistemas ortogonais de falhas paralelas. Mantêm-se conservados precisamente porque se encontram numa fossa tectónica, aliás um pouco à semelhança do que sucede com os Penedos de Fajão, como, em seguida, teremos oportunidade de confirmar.

Tanto os abatimentos que acompanharam a formação deste complexo *graben*, como o basculamento geral dos blocos para SE, proporcionaram a instalação de uma rede de drenagem que, no conjunto, constitui o principal sistema coletor do interior das Serras de Xisto, muito adaptada, quer à rede de fraturas quer ao basculamento dos blocos, que, por ser concordante com ele, acaba por originar uma bacia de drenagem muito assimétrica<sup>35</sup>.

Prosseguindo a análise, chegamos ao sector mais setentrional da crista, onde esta alcança a sua maior altitude (1107 e 1106 m, nos pontos culminantes da serra do Batouco). Mais para NW, os quartzitos desaparecem, excepto no pequeno afloramento dos Penedos de Fajão, onde também num pequeno *graben* se conserva uma dobra sinclinal deitada, que sofreu uma ligeira rotação relativamente à direcção geral do afloramento, e em cuja falha setentrional se instalou o rio Ceira, cavando um vale muito profundo, em forma de V.

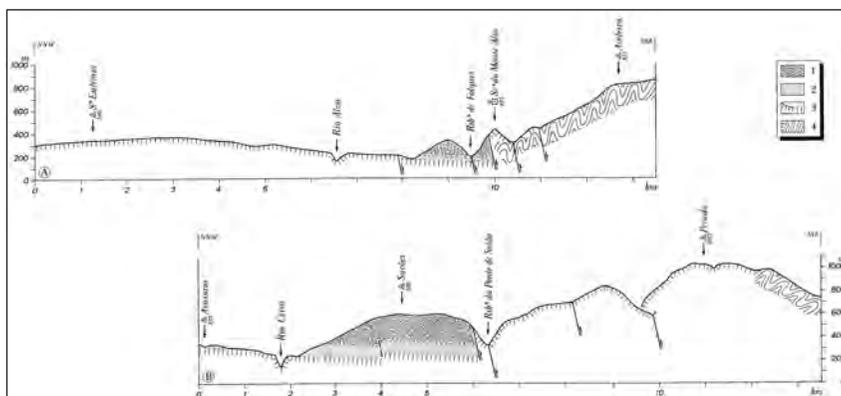
É ainda neste sector que encontramos as maiores altitudes das Serras de Xisto (Cebola – 1418 m e S. Pedro do Açor – 1340 m), respetivamente a Sul e Norte do rio Ceira.

No “prolongamento das formações da mesma índole interrompida em Fajão” (C. Teixeira, 1981, p. 305) encontra-se, a NW das Serras de Xisto, novo afloramento quartzítico, o qual forma um pequeno relevo, a serra da Moita (369 m), estendendo-se para fora da área representada no perfil, não constituindo uma verdadeira crista topográfica, assemelhando-se mais “ao dorso de um cetáceo, como que a emergir da Plataforma” (L. Lourenço, 1989, p. 34-35), sobre a qual se ergue.

Uma antiga ligação deste afloramento com o de Fajão não é difícil de aceitar, tanto mais que, já no compartimento levantado, mesmo a ESE do Monte Alto (fig. 12-A) e mais a Sul, imediatamente a Oeste das Torrozelas, se encontram vestígios do afloramento, onde os quartzitos apenas assumem significado local, dando o seu cunho característico à forma do relevo.

---

<sup>35</sup> O índice de assimetria, ou seja, a relação existente entre as áreas situadas em cada uma das margens do coletor principal, não foi calculado. No entanto, a simples observação direta não deixa dúvidas quanto à maior extensão da margem direita do Zêzere, relativamente à sua margem esquerda, no percurso que descreve no interior deste fosso.



4 – xistos e grauvaques.

Neste caso, mais do que a sua importância em termos de forma, interessa sobretudo o seu significado como testemunho da movimentação tectónica nas suas duas principais componentes, vertical e horizontal.

Se, ao longo dos afloramentos quartzíticos, há inúmeras provas do soerguimento das Serras de Xisto, os testemunhos perceptíveis dos deslocamentos horizontais são menos frequentes, pelo que estes vestígios assumem particular significado para confirmação do deslocamento esquerdo, de acordo com o modelo de RIEDEL apresentado em 1.3.1.

Outro vestígio que, do mesmo modo, identifica a movimentação esquerda da falha da Sobreira Formosa, também situado no compartimento levantado, localiza-se a NW da serra da Venda e a NE do lugar de Pena Falcão, o qual, como o de Torrozelas, pela sua reduzida dimensão, não é possível cartografar em mapas de pequena e média escala. A sua importância, em termos de formas de relevo, é também insignificante, limitando-se a dar localmente o recorte característico dos quartzitos.

Além disso, este vestígio permite acalentar a hipótese da continuidade do afloramento para NW, o qual entroncaria, muito provavelmente, com o

que, a Norte das Serras de Xisto, se estende dos Penedos de Góis até à serra do Buçaco.

Aliás, a favor desta hipótese está também o facto de este afloramento ainda conservar uma importante massa rochosa no compartimento levantado, materializada pelos Penedos de Góis (1027 m).

A conservação desta mole rochosa no compartimento levantado (fig. 12-B) permite atestar ainda, de forma muito nítida, o indubitável soerguimento das Serras de Xisto.

Deste modo, os afloramentos quartzíticos não só permitem testemunhar a movimentação relativa dos blocos que os constituem, mas também importam como elemento de comparação com as maiores altitudes encontradas nos xistos e que só nos parece possível interpretar como resultantes da atuação tectónica.

#### 1.4. Unidades morfo-estruturais

*Resta a possibilidade de o Zêzere se ter estabelecido num verdadeiro fosso, abatimento intermédio que separe em dois horsts secundários o horst principal da Cordilheira.*

O. RIBEIRO, 1949c, p. 81.

Tanto a análise da documentação cartográfica como a observação direta no campo, desde cedo nos apontavam três grandes conjuntos de relevo que, no seu todo, constituem as Serras de Xisto da Cordilheira Central.

Tratava-se, então, de os individualizar, assinalando os respetivos limites. Como sucede quase sempre que pretendemos estabelecer divisões, surgiram dificuldades de vária ordem. Se bem que os limites correspondentes aos extremos NW e SE fossem desde há muito conhecidos, por coincidirem com as falhas da

Lousã e da Sobreira Formosa<sup>36</sup>, cabia definir com precisão os correspondentes ao conjunto central, de que apenas uma parte do extremo NW estava identificada, coincidindo com a falha de Cebola<sup>37</sup>. Procedemos, pois, à identificação desta divisória bem como de outras que permitiram delimitar as Serras Setentrionais, o Fosso do médio Zêzere e as Serras Meridionais, as três grandes unidades das Serras de Xisto (fig. 13).

Em termos de superfície, estas unidades apresentam acentuadas diferenças, pois enquanto que as Serras Meridionais se desenvolvem por uma extensão de 1 343 km<sup>2</sup>, o Fosso do médio Zêzere apenas apresenta cerca de metade dessa área, 618 km<sup>2</sup>, ao passo que as Serras Setentrionais ocupam uma posição intermédia, com 993 km<sup>2</sup> (Tabela II). Também, em termos altitudinais e de declives, se registam diferenças significativas, como veremos a seguir, cabendo o primeiro lugar às Serras Setentrionais, tanto no que se refere às maiores altitudes, como no que concerne aos declives mais acentuados.

#### 1.4.1. Definição das subunidades

As três grandes unidades morfo-estruturais que acabámos de definir resultaram essencialmente do soerguimento das Serras de Xisto, feito segundo uma direção NE-SW que, naturalmente, teve diferentes velocidades nas várias áreas e de que resultou uma compartimentação secundária que subdivide essas unidades.

Por conseguinte, as Serras Setentrionais aparecem divididas em três subunidades que resultam do relativo abatimento do bloco central, com a cota máxima de 1029 m na serra das Caveiras, em relação aos compartimentos ocidental,

---

<sup>36</sup> Foram descritas com muita minúcia por C. Freire de Andrade (1937, p. 223-4) embora no seu "Esboço duma Carta Tectónica de Portugal", que acompanha a referida obra, não as tenha assinalado. As Cartas Geológicas de Portugal 1/1 000 000 e 1/500 000 (1968 e 1972) e a Carta Tectónica de Portugal 1/1 000 000 (1972) já assinalam claramente a falha da Lousã (NW), mas ainda não marcam em toda a sua extensão a falha da Sobreira Formosa (SE).

<sup>37</sup> Insistimos em chamar-lhe falha de Cebola, apesar da localidade que lhe deu o nome ter passado a denominar-se Aldeia de S. Jorge da Beira. No entanto, porque tanto o "Picoto" como a "Falha" são conhecidos na literatura por "de Cebola", não vemos nenhum inconveniente em manter esta designação.

serra da Lousá (1205 m), e oriental, correspondente à serra do Açor (1418 m, no Picoto de Cebola) (fig. 13).

Uma análise mais pormenorizada aos compartimentos central e oriental mostra como a rede de drenagem explora a intensa rede de fraturas e, em particular, como o rio Ceira se vai organizando ao longo de um conjunto de falhas que elevam os blocos montanhosos situados a Sul (Caveiras – 1029 m e Picoto de Cebola – 1418 m), relativamente aos situados a Norte, respetivamente, serras da Gatucha (963 m) e de S. Pedro do Açor (1342 m), os quais, no pormenor, ainda possibilitam outras subdivisões.

O Fosso do médio Zêzere subdivide-se também em três compartimentos. O bloco oriental continua a ser aquele que se encontra mais levantado, com 1086 m no Chiqueiro. Este sector encontra-se bastante tectonizado, sobretudo na direção NE-SW, o que, no pormenor, dispõe as cristas quartzíticas em escadaria segundo um rumo NW-SE. O bloco ocidental, onde se desenvolve a superfície de Pedrógão, apenas sofreu ligeiros movimentos que desnivelaram a superfície geral. O sector intermédio, de transição entre os anteriores, corresponde praticamente ao interflúvio dos rios Zêzere e Unhais, cuja cota máxima é de 851 m no cabeço da Urra.

As Serras Meridionais, embora com menores altitudes do que as suas congéneres setentrionais, possuem um quadro morfo-estrutural semelhante, porquanto a movimentação dos blocos apresenta muitas analogias. Entre dois conjuntos levantados, serras de Alvelos (970 m) – Cabeço Rainho<sup>38</sup> (1 084 m), a poente, e serras do Zibreiro (1097 m) – Maunça (1005 m), a nascente, situam-se dois compartimentos abatidos, os quais se individualizam essencialmente devido à

---

<sup>38</sup> É frequente atribuir-se-lhe também a designação de Cabeço Rainha, o que não tem qualquer fundamento. Contudo, não teremos qualquer relutância em aceitar a denominação de Picoto da Rainha ou de Cabeço da Rainha, desde que se prove a sua razão de ser. Atualmente, reina uma certa confusão sobre a designação que parece ser a mais correta (vocábulo na forma masculina ou feminina) para o que, certamente, muito terá contribuído a cartografia. Para aumentar esta confusão, nas Cartas de Portugal 1/500 000 e 1/400 000, o Cabeço Rainho aparece mencionado, erroneamente, como Serra de Alvelos. De todos os mapas consultados, nas mais diversas escalas, apenas A. Girão, no seu Atlas de Portugal (1958), o chama pela forma masculina. As monografias regionais também não esclarecem o assunto, porquanto utilizam as duas versões. O P.<sup>e</sup> Farinha (1930, p. 12) fala do Cabeço da Rainha, enquanto que o Dr. Félix (1985, p. 14) escreve Cabeço Rainho. Porque o Cabeço é “Rei” entre as ribeiras da Sertã e de Isna e porque concordamos com as justificações apresentadas por A. Girão (1953, p. 85), achamos mais correta e, como tal, preferível, a forma masculina de Cabeço Rainho.

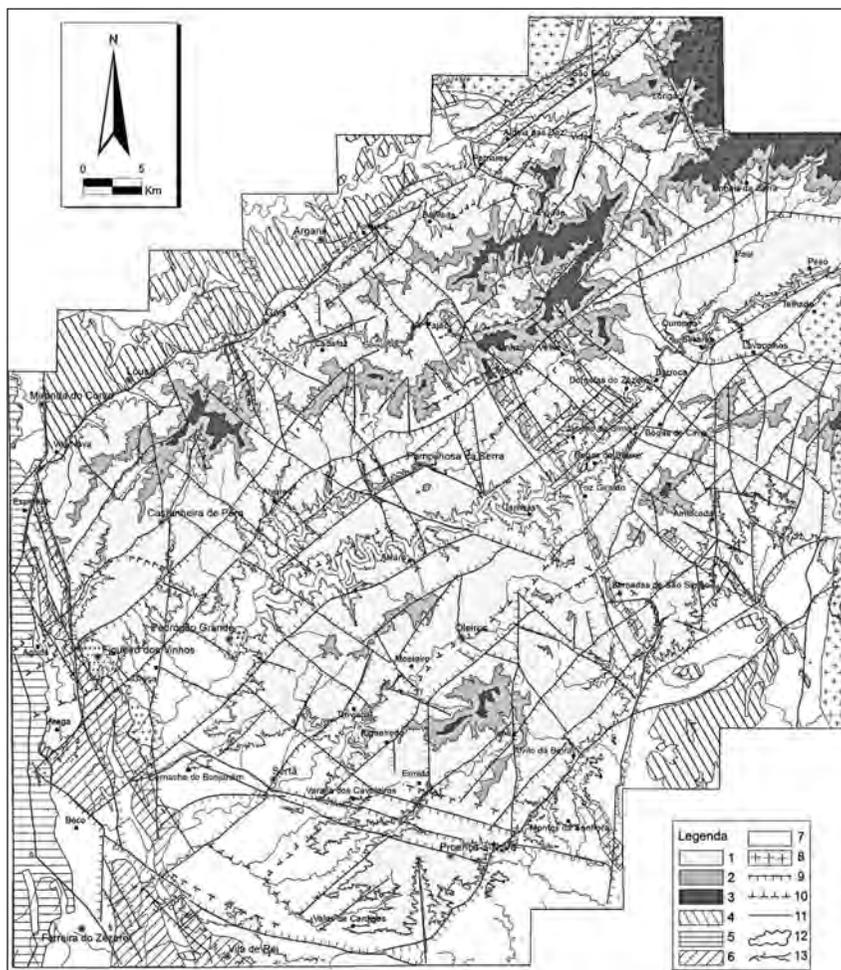


Fig. 13 – Enquadramento morfo-estrutural das Serras de Xisto da Cordilheira Central. 1 – altitudes superiores a 400 m; 2 – *idem*, a 800 m; 3 – *ibidem*, a 1000 m; 4 – depósitos de cobertura do soco; 5 – formações da Orla; 6 – quartzitos; 7 – xistos e grauvaques; 8 – granitos; 9 – falhas; 10 – *idem* prováveis; 11 – fraturas importantes; 12 – curvas de nível; 13 – rede hidrográfica.

sua diferente constituição litológica. Enquanto as serras centro-ocidentais, das Mougueiras (820 m) e das Casinhas (860 m), são formadas por xistos, as serras centro-orientais, particularmente aquelas que mais se destacam na paisagem, Muradal (912 m) e Pedraqueira (900 m), são de natureza quartzítica.



Fig. 13 (cont.) – Principais unidades e subunidades morfo-estruturais das Serras de Xisto da Cordilheira Central.

A ocidente de todo este conjunto montanhoso localiza-se a plataforma da Sertá, muito degradada tanto pelo encaixe das ribeiras que a drenam como pelo empolamento dos interflúvios, especialmente notório a SE (Vergão Norte, 637 m), os quais conferem uma certa movimentação ao relevo, factos que nos levaram a incluí-la, ainda, nas Serras de Xisto.

A última subunidade considerada, localiza-se na extremidade oriental-sul e é essencialmente constituída por uma série de colinas que apelidámos de Almeda, por ser esta a localidade mais importante situada nessa área. Estas pequenas elevações atestam já o soerguimento da Cordilheira Central se bem que o seu levantamento seja muito inferior ao das regiões situadas imediatamente a Norte. A colina da Bafareira, aquela que apresenta cotas mais elevadas, tem na sua máxima altitude 642 metros.

Após a definição das principais subunidades das Serras de Xisto vejamos, num rápido relance, as suas Áreas Marginais. Em termos de superfície, o quadro apresenta uma maior homogeneidade entre as diferentes áreas consideradas, com valores compreendidos entre 318 e 406 km<sup>2</sup> (Tabela III), o que só acontece porque não considerámos essas unidades em toda a sua extensão, mas apenas naquelas áreas que diretamente confinam com as Serras de Xisto.

As Áreas Marginais situadas imediatamente a NW e a SE das Serras de Xisto apresentam-se relativamente semelhantes, onde apenas os desnivelamentos da superfície principal permitem definir diferentes subunidades. As áreas situadas a NE, com as serras da Estrela, a Norte, e da Gardunha<sup>39</sup>, a Sul, são a lógica e natural continuação para oriente dos compartimentos ocidentais e que só não podem ser incluídas nas Serras de Xisto, por estarem moldadas em granito, constituindo, no seu conjunto a Cordilheira Central Portuguesa. Situada entre estas serras, a Cova da Beira é também o prolongamento natural, para nascente, do Fosso do médio Zêzere (fig. 13).

---

<sup>39</sup> Por vezes, alguns mapas referem serra da Guardunha que, como justificou J. da Silveira (1958, p. 92-98), “não está bem e é preciso corrigir”.

Por fim, a área marginal situada a ocidente das Serras de Xisto engloba o rebordo montanhoso com que termina o Maciço Hespérico, cujas maiores altitudes se encontram nos quartzitos, bem como a depressão periférica, talhada já em materiais da Orla Meso-Cenozóica Ocidental.

A representação perspectivada destas subunidades, ainda que muito simplificada, permite uma visão tridimensional da movimentação relativa que cada um dos principais blocos sofreu (fig. 14). Com efeito, o bloco-diagrama ilustra de modo muito evidente, não só a importância das deslocações, mas também os contrastes que elas produziram. Estes são muito claros, tanto entre as Serras (Setentrionais e Meridionais) e o Fosso do médio Zêzere, como entre todo o conjunto montanhoso e as bacias marginais.

#### **1.4.2. Caracterização hipsométrica**

A inexistência de um mapa hipsométrico a cores, expressivo e suficientemente pormenorizado, que englobasse o conjunto das Serras de Xisto, constituiu uma das principais dificuldades para a sua caracterização hipsométrica.

Com efeito, os mapas hipsométricos existentes (1/500 000 e 1/400 000), não apresentam o necessário pormenor para um estudo de detalhe. Apesar da escala, o mapa hipsométrico do Atlas do Ambiente (1/1 000 000), ainda é o que melhor mostra o rendilhado característico da grande movimentação que o relevo das Serras de Xisto apresenta.

Com mais pormenor, mas mesmo assim ainda insuficiente, o antigo mapa oro-hidrográfico 1/200 000 (1965), mercê da equidistância de 25 m entre as isoípsas, apresenta uma visão clara e precisa não só das formas de relevo mais vigorosas (cristas quartzíticas, cumeadas, lombas e vales), mas também das mais contrastadas (aplanamentos culminantes, vertentes muito declivosas). Contudo, no pormenor, além de algumas imprecisões, não permite uma avaliação direta das altitudes, o que, naturalmente, coloca algumas dificuldades na análise do relevo.

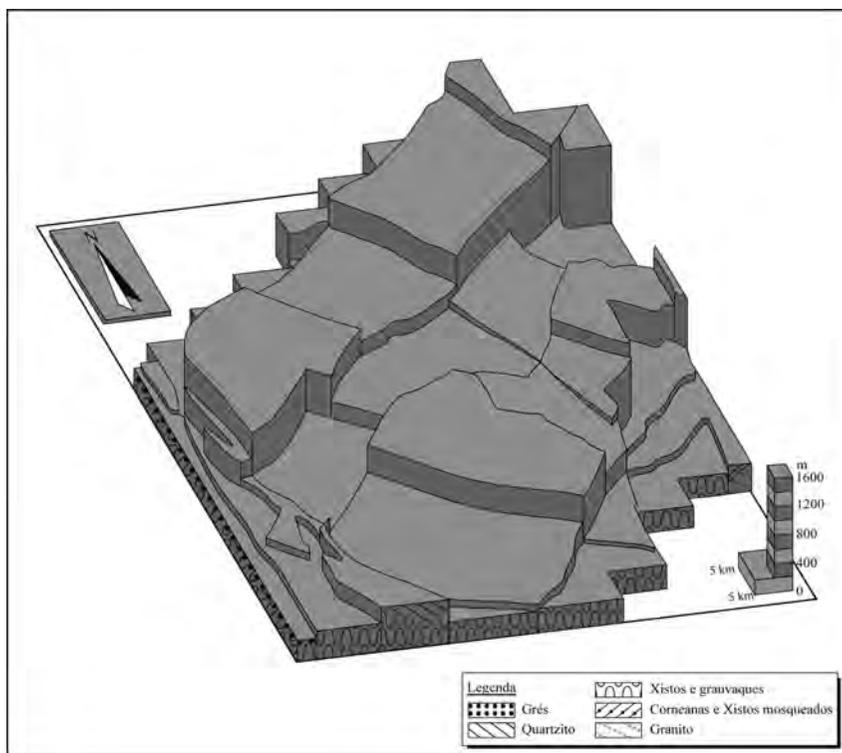


Fig. 14 – Bloco-diagrama interpretativo da movimentação relativa dos principais blocos das Serras de Xisto (muito simplificado).

Na mesma escala, a recente publicação das folhas 3 e 4 da Carta de Portugal 1/200 000 (1988) veio permitir colmatar essa dificuldade. No entanto, a hipsometria torna-se de difícil leitura tanto porque a equidistância é de 50 m, como, sobretudo, porque contém um grande número de informações de outra natureza (hidrográfica, cobertura vegetal, rodo e ferroviária) que sobrecarregam o mapa, dificultando a leitura hipsométrica.

A escala que, do nosso ponto de vista, mais se adapta a um estudo do relevo do conjunto das Serras de Xisto e que, ao mesmo tempo, permite uma análise com suficiente detalhe é a de 1/100 000. Um mapa hipsométrico a cores, nesta escala, suficientemente pormenorizado, seria um valioso instrumento de trabalho para um variado leque de áreas de investigação e de aplicação prática.

Com efeito, um mapa com estas características, além de uma visão suficientemente expressiva do conjunto das serras, permitiria ilustrar com grande clareza as estreitas relações que, em regra, se fazem sentir entre a organização da rede de drenagem e as formas do relevo.

Contudo, a falta deste precioso instrumento de trabalho não nos impediu de realizar essa análise. Para, de certo modo, colmatar a sua falta, recorremos à quadrícula definida pelas coordenadas militares e ao fundo hipsométrico da Carta Militar de Portugal 1/25 000, levantando as altitudes máxima e mínima de cada quadrícula, a partir das quais obtivemos os respetivos desníveis máximos.

Com base nesses valores procedemos à análise do relevo, através de mapas e de gráficos com a distribuição das altitudes, segundo metodologia análoga à usada por S. Daveau *et col.* (1985/6).

Apesar das limitações que comporta, esta técnica permite ilustrar não só as grandes formas de relevo, mas também as suas relações com a deformação tectónica e com algumas características litológicas, além de que facilita o tratamento estatístico da informação relativa a cada quadrícula.

Deste modo, a análise estatística das altitudes máxima e mínima, bem como do desnível máximo observado por km<sup>2</sup>, permite apresentar comparativamente, de um modo mais preciso, aquilo que a simples mas cuidada observação direta patenteia e que denota os grandes contrastes de relevo existentes entre as três unidades referidas.

A representação gráfica desses valores<sup>40</sup> origina uma cartografia *sui generis* que, traduzindo os grandes desníveis verificados por km<sup>2</sup>, retrata indiretamente os acentuados declives<sup>41</sup> existentes em muitos sectores das Serras de Xisto.

---

<sup>40</sup> Os relativos às altitudes foram obtidos através da leitura das curvas de nível das diferentes folhas da Carta Militar de Portugal, esc.: 1/25 000, tendo como base a quadrícula quilométrica definida pelas coordenadas militares.

<sup>41</sup> A partir da Carta Militar de Portugal, esc. 1/25 000, procedemos ao levantamento pormenorizado dos declives em grande parte da área estudada, através do método da quadriculagem (E. Rebelo, 1967, 1976 e 1981), com uma quadrícula de 5 mm de lado. Mas, porque tanto o seu tratamento estatístico como a representação gráfica de qualidade, atendendo à dimensão da mancha, nos

TABELA II – Análise estatística de altitudes por km<sup>2</sup> nas Serras de Xisto

	m	Serras Setentrionais		Fosso do medio Zêzere		Serras Meridionais	
		Nº	%	Nº	%	Nº	%
Altitude Máxima	191 - 199	0	0,0	0	0,0	1	0,1
	200 - 299	0	0,0	3	0,5	42	3,1
	300 - 399	5	0,5	83	13,4	193	14,4
	400 - 499	29	2,9	177	28,6	233	17,3
	500 - 599	111	11,2	137	22,2	231	17,2
	600 - 699	163	16,4	98	15,9	223	16,6
	700 - 799	191	19,3	69	11,2	197	14,7
	800 - 899	182	18,3	25	4,0	138	10,3
	900 - 999	135	13,6	20	3,2	67	5,0
	1000 - 1199	142	14,3	6	1,0	18	1,3
	1200 - 1418	35	3,5	0	0,0	0	0,0
	TOTAIS	993	100	618	100	1343	100
Altitude Mínima	73 - 99	0	0,0	1	0,2	12	0,9
	100 - 199	14	1,4	49	7,9	62	4,6
	200 - 299	71	7,2	144	23,3	211	15,7
	300 - 399	171	17,2	221	35,8	342	25,5
	400 - 499	232	23,4	122	19,7	318	23,7
	500 - 599	207	20,8	42	6,8	247	18,4
	600 - 699	150	15,1	25	4,1	119	8,9
	700 - 799	99	10,0	12	1,9	27	2,0
	800 - 899	32	3,2	2	0,3	3	0,2
	900 - 999	14	1,4	0	0,0	2	0,1
	1000 - 1075	3	0,3	0	0,0	0	0,0
	TOTAIS	993	100	618	100	1343	100
Desnível Máximo	13 - 24	0	0,0	0	0,0	1	0,1
	25 - 74	3	0,3	12	1,9	69	5,1
	75 - 124	19	1,9	102	16,5	322	24,0
	125 - 174	66	6,7	128	20,7	335	24,9
	175 - 224	146	14,7	183	29,6	285	21,2
	225 - 274	201	20,3	111	18,0	197	14,7
	275 - 324	196	19,7	54	8,7	75	5,6
	325 - 374	174	17,5	24	3,9	46	3,4
	375 - 424	109	11,0	4	0,7	9	0,7
	425 - 474	52	5,2	0	0,0	3	0,2
	475 - 550	27	2,7	0	0,0	1	0,1
	TOTAIS	993	100	618	100	1343	100

Com efeito, a distribuição das altitudes máximas (fig. 15) ilustra, muito claramente, a disposição geral do relevo NE-SW e assinala um nítido contraste

colocaram dificuldades várias, algumas das quais não foi possível superar dentro do tempo previsto, optámos por não os apresentar e substituir essa análise minuciosa dos declives por esta representação de desníveis máximos que, apesar de tudo, dá bem conta da movimentação do relevo nas Serras de Xisto.

TABELA III – Análise estatística de altitudes por km<sup>2</sup>  
nas Áreas Marginais das Serras de Xisto

	m	Norte		Sul		Nascente		Poente	
		Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
Altitude Máxima	123 - 199	46	11,6	0	0,0	0	0,0	3	0,7
	200 - 299	116	29,3	37	10,7	0	0,0	75	18,5
	300 - 399	78	19,6	218	63,2	0	0,0	212	52,2
	400 - 499	65	16,4	75	21,7	32	10,1	90	22,2
	500 - 599	78	19,6	14	4,1	81	25,5	21	5,2
	600 - 699	14	3,5	1	0,3	58	18,2	4	1,0
	700 - 799	0	0,0	0	0,0	38	12,0	1	0,2
	800 - 899	0	0,0	0	0,0	13	4,1	0	0,0
	900 - 999	0	0,0	0	0,0	17	5,3	0	0,0
	1000 - 1199	0	0,0	0	0,0	16	5,0	0	0,0
	1200 - 1771	0	0,0	0	0,0	63	19,8	0	0,0
TOTAIS	397	100	345	100	318	100	406	100	
Altitude Mínima	56 - 99	22	5,5	0	0,0	0	0,0	52	12,8
	100 - 199	183	46,1	33	9,6	0	0,0	118	29,1
	200 - 299	116	29,2	229	66,4	0	0,0	188	46,3
	300 - 399	38	9,6	77	22,3	51	16,1	40	9,8
	400 - 499	34	8,6	6	1,7	113	35,5	6	1,5
	500 - 599	4	1,0	0	0,0	57	17,9	2	0,5
	600 - 699	0	0,0	0	0,0	24	7,6	0	0,0
	700 - 799	0	0,0	0	0,0	23	7,2	0	0,0
	800 - 899	0	0,0	0	0,0	15	4,7	0	0,0
	900 - 999	0	0,0	0	0,0	14	4,4	0	0,0
	1000 - 1560	0	0,0	0	0,0	21	6,6	0	0,0
TOTAIS	397	100	345	100	318	100	406	100	
Desnível Máximo	23 - 24	1	0,3	0	0,0	0	0,0	1	0,2
	25 - 74	54	13,6	131	38,0	23	7,2	51	12,6
	75 - 124	135	34,0	141	40,9	55	17,3	99	24,4
	125 - 174	99	24,9	47	13,6	75	23,6	106	26,1
	175 - 224	46	11,6	12	3,5	43	13,5	85	20,9
	225 - 274	36	9,1	8	2,3	30	9,5	47	11,6
	275 - 324	20	5,0	6	1,7	22	6,9	15	3,7
	325 - 374	6	1,5	0	0,0	22	6,9	2	0,5
	375 - 424	0	0,0	0	0,0	16	5,0	0	0,0
	425 - 474	0	0,0	0	0,0	13	4,1	0	0,0
	475 - 714	0	0,0	0	0,0	19	6,0	0	0,0
TOTAIS	397	100	345	100	318	100	406	100	

entre as Serras (Setentrionais e Meridionais), levantadas tectonicamente, e as áreas abatidas de NW, do Fosso do médio Zêzere e de SE.

Além disso, possibilita a reconstituição das superfícies mais elevadas e menos desmanteladas pela erosão, ao mesmo tempo que marca a importância local das cristas quartzíticas, em especial a do alinhamento Fajão-Muradal.

Por fim, retrata, ainda, o entalhe erosivo dos principais vales: Alvoco, Ceira e Alge, nas Serras Setentrionais; Zêzere e Unhais, no Fosso do médio Zêzere; Sertã e Isna, nas Serras Meridionais.

A repartição das altitudes mínimas (fig. 16) acentua ainda mais o contraste altitudinal entre a extremidade ocidental da Cordilheira Central e as depressões que a envolvem, as quais aparentam agora uma maior homogeneidade e ressalta a importância do entalhe dos principais vales, embora exagerando um pouco a sua largura.

Nas Serras Setentrionais, os vales dos rios Alvoco e Ceira ganham particular importância, como elementos dismanteladores da montanha, para o que também contribuem outras ribeiras, em especial as de Alge e de Pomares.

Nas Serras Meridionais, o vale da ribeira da Sertã separa, de modo muito claro, as serras de Alvelos e do Cabeço Rainho. Esta última, por sua vez, vem sendo esventrada pela ribeira da Isna, de tal modo que a serra das Corgas, situada a Sul, já se encontra quase individualizada.

Os vales das ribeiras das Casas da Zebreira, afluente do rio Zêzere, e do Alvito, afluente do Ocreza, assinalam a transição para o sector oriental, formado pelas serras do Zibreiro-Maunça. A área meridional deste conjunto, drenada pela rede do rio Tripeiro, assume uma grande platitude, constituindo como que um enorme regolfo da vasta superfície que se lhe abre a Sul.

No Fosso do médio Zêzere, salienta-se o vale deste rio, bem como outros vales que arrancam para Norte, em especial o do rio Unhais, que lhe é quase paralelo. O interflúvio situado entre estes dois canais, a crista do Vidual e a serra do Chiqueiro constituem as formas mais salientes neste conjunto em que predominam altitudes relativamente médias e baixas.

À parte das diferenças de altitude, existem muitas semelhanças entre estes dois mapas que representam as altitudes máximas e mínimas de cada quadrícula, dado que não se observam contrastes muito acentuados, nem entre a orientação nem entre a organização das formas, o que já não sucede quando os comparamos com o mapa seguinte.

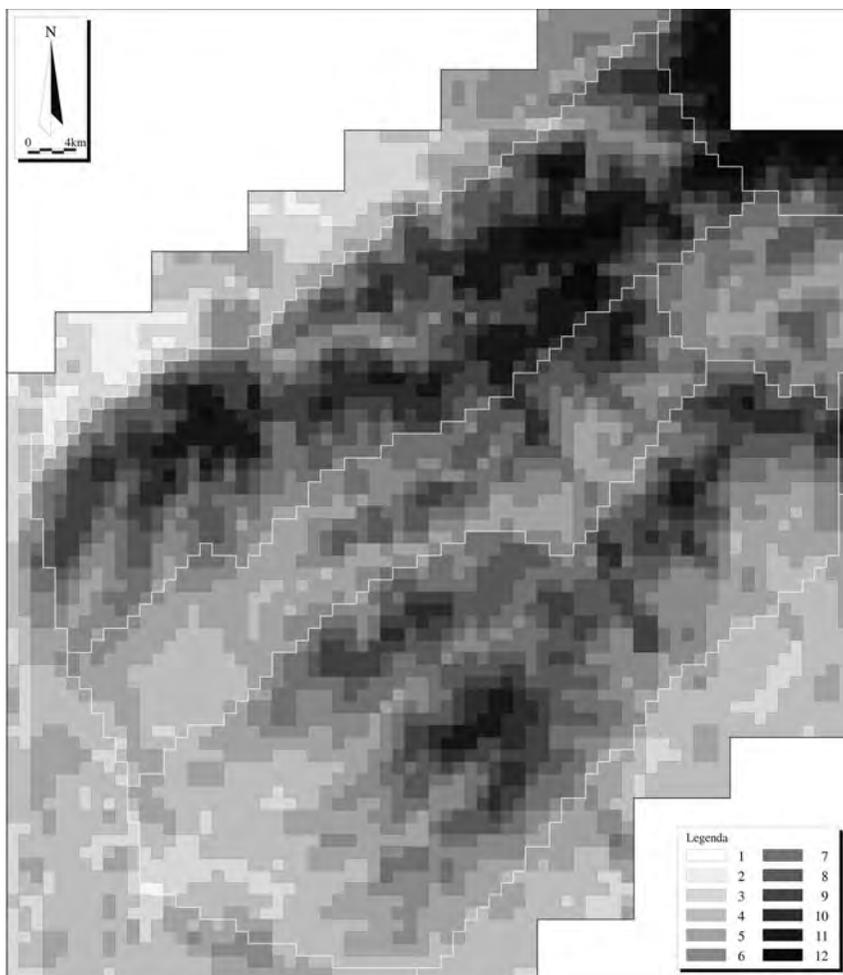


Fig. 15 – Distribuição espacial das altitudes máximas, por km<sup>2</sup>. 1 – De 191 a 199m; 2 – 200-299; 3 – 300-499; 4 – 400-499; 5 – 500-599; 6 – 600-699; 7 – 700-799; 8 – 800-899; 9 – 900-999; 10 – 1000-1099; 11 – 1100-1199; 12 – 1200-1771.

Com efeito, a distribuição espacial dos desníveis máximos por km<sup>2</sup> (fig. 17) mostra sobretudo o vigor do relevo, que é particularmente acentuado nas Serras Setentrionais, onde os desníveis são muito superiores aos de todas as outras áreas.

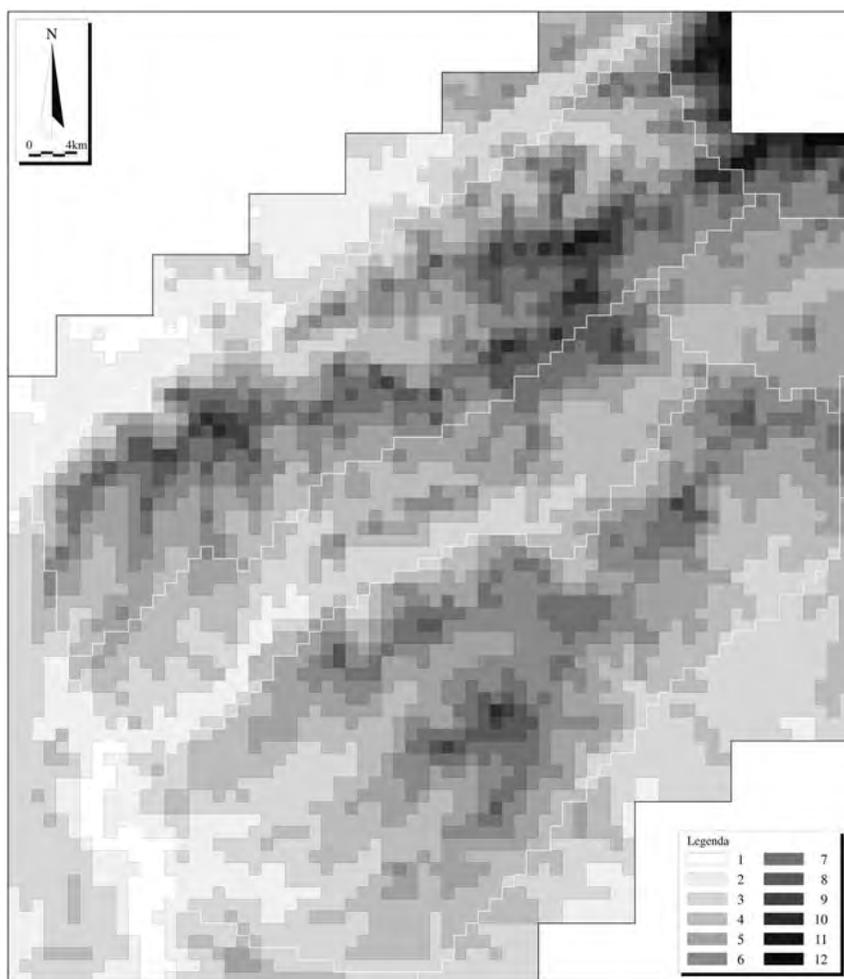


Fig. 16 – Distribuição espacial das altitudes mínimas, por km<sup>2</sup>. 1 – De 56 a 99 m; 2 – 100-199; 3 – 200-299; 4 – 300-399; 5 – 400-499; 6 – 500-599; 7 – 600-699; 8 – 700-799; 9 – 800-899; 10 – 900-999; 11 – 1000-1099; 12 – 1100-1560.

Do mesmo modo, ressalta o vigor das cristas quartzíticas, exceto nas localizadas nas Serras Setentrionais, uma vez que se confundem com o vigor geral do relevo e, ainda, uma certa individualidade das sub-regiões antes definidas (fig. 18), que também é confirmada não só pela semelhança dos declives existentes no interior dos outros sectores, seja no intermédio, correspondente ao Fosso

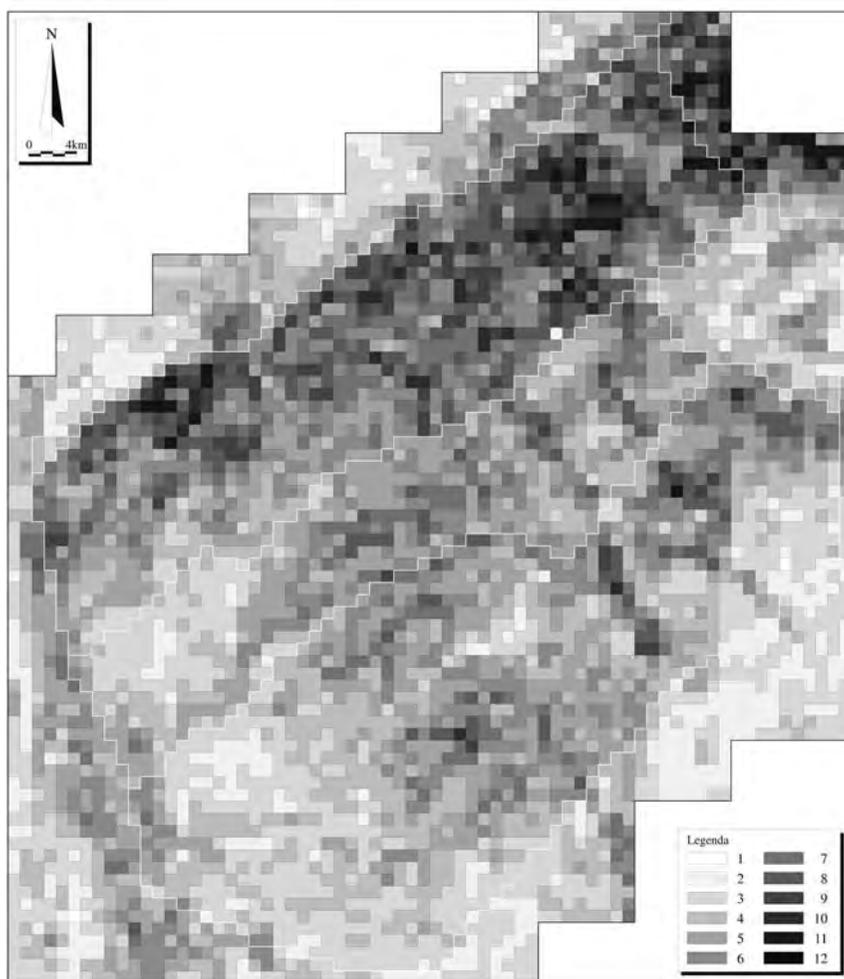


Fig. 17 – Distribuição espacial dos desníveis máximos, por km<sup>2</sup>. 1 – De 13 a 24 m; 2 – 25-74; 3 – 75-124; 4 – 125-174; 5 – 175-224; 6 – 225-274; 7 – 275-324; 8 – 325-374; 9 – 375-424; 10 – 425-474; 11 – 475-524; 12 – 525-714.

do médio Zêzere, seja no mais elevado, das Serras Meridionais, mas também pela similitude que se nota em cada uma das áreas mais baixas.

Por fim, a distribuição gráfica dos efetivos de cada classe altitudinal ajuda a melhor compreender as diferenças que existem entre as três grandes unidades morfo-estruturais (fig. 19), do mesmo modo que ilustra as desigualdades das Áreas Marginais (fig. 20).

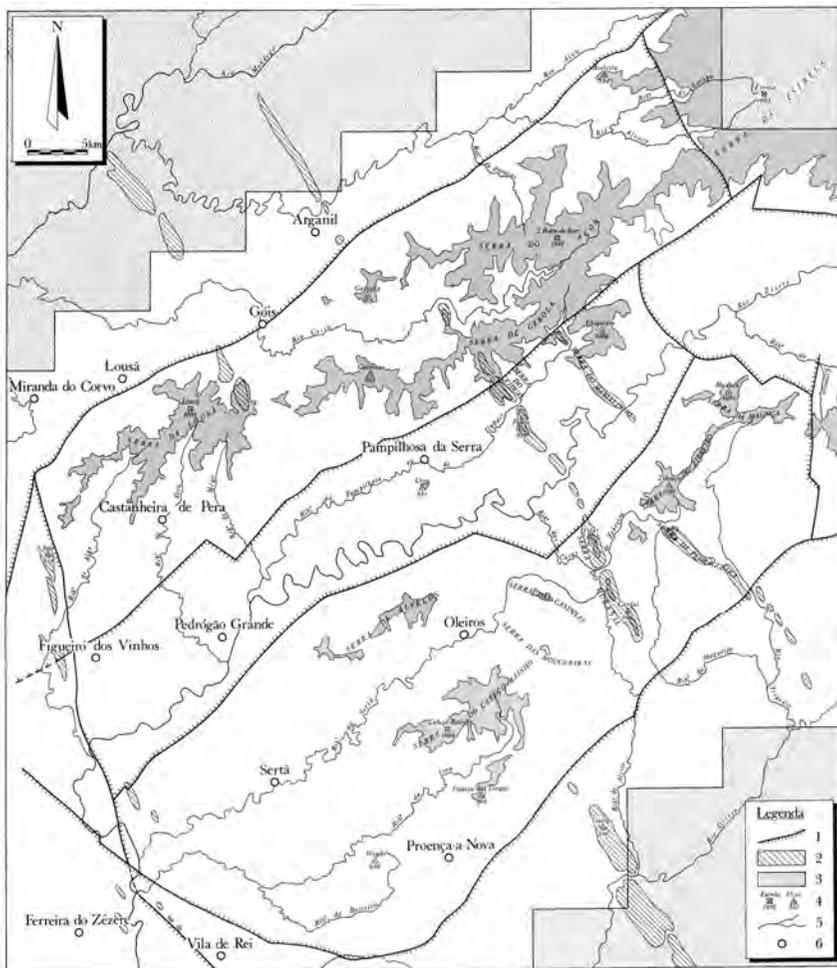


Fig. 18 – Esboço de localização e de síntese interpretativa muito simplificada, do relevo regional. 1 – falhas delimitando grandes unidades morfológicas; 2 – quartzitos; 3 – altitudes superiores a 800 metros; 4 – vértices geodésicos; 5 – rede hidrográfica; 6 – sedes de concelho.

Na realidade, os efetivos das altitudes máximas dispersam-se um pouco por todas as classes altitudinais, mas enquanto que no Fosso do médio Zêzere e das Serras Meridionais se concentram nas classes de menor e de média altitude, nas Serras Setentrionais ocupam, preferentemente, as classes de média e alta altitude.

Por sua vez, com a distribuição dos valores das altitudes mínimas sucede praticamente o mesmo, embora se acentue a concentração dos efetivos junto das classes médias. Como consequência lógica, o resultado, ou seja, a representação gráfica dos desníveis, acentua ainda mais estes contrastes, em especial entre as áreas montanhosas situadas a Norte, onde se registam os maiores desníveis, e as localizadas a Sul, onde as diferenças altitudinais mais se atenuam.

Em relação às Áreas Marginais, os contrastes são ainda mais nítidos, em particular entre a situada a Nascente e as demais. Com efeito, apenas a Nascente encontramos altitudes elevadas, pelo que nas restantes áreas os efetivos só se repartem pelas classes de altitude inferior, em especial a Norte, onde se registam as cotas mais baixas. Por essa razão não custa a admitir que a Nascente se observe uma concentração dos desníveis máximos nas Áreas Marginais. Pelo contrário, nas outras áreas os valores aproximam-se muito mais uns dos outros.

Atualmente, um modo muito expressivo de visualizar o relevo, consiste na sua representação tridimensional, recorrendo, para o efeito, ao emprego das novas tecnologias, quer no campo da informática, quer ao nível da teledeteção, a partir das quais é possível proceder à cartografia automática digital do relevo.

Apesar de diversas diligências efetuadas no início dos anos noventa do século passado, junto de diferentes entidades, não nos foi possível utilizar esses meios sofisticados e que hoje são facilmente acessíveis, para representar o relevo das Serras de Xisto. Em alternativa, optámos por uma solução muito mais morosa, mas que, de algum modo, permite visualizar as grandes formas de relevo.

Após inventário manual das altitudes de todos os pontos de intercepção da quadrícula quilométrica das coordenadas militares da Carta Militar de Portugal, escala 1/25 000, com os meios informáticos de que dispúnhamos, procedemos à representação gráfica do relevo, em bloco-diagrama, através de sucessivos transectos ortogonais, distanciados de um quilómetro, desenhados automaticamente a três dimensões (fig. 21).

Mais uma vez, salienta-se o nítido contraste entre o vigor do relevo das Serras Setentrionais e a suavidade das Serras Meridionais, do mesmo modo que todo o conjunto da Cordilheira Central se individualiza bem das Áreas Marginais.

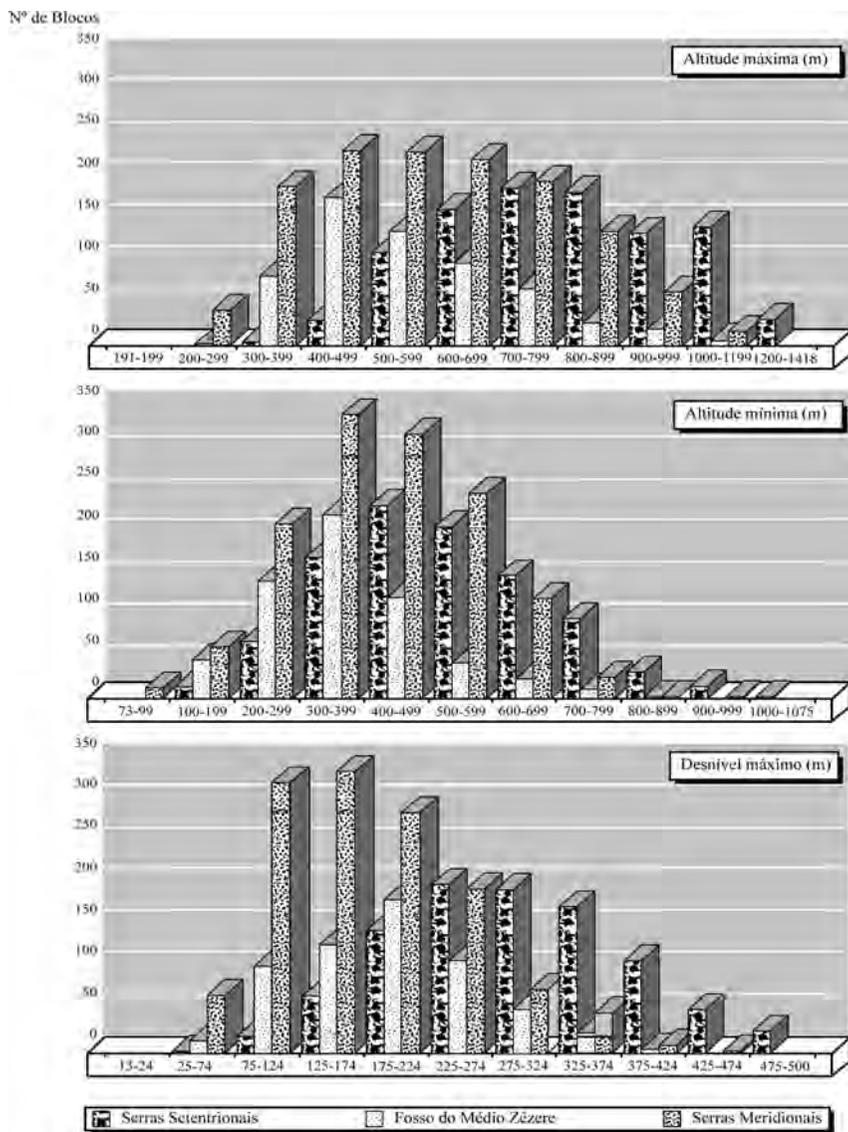


Fig. 19 – Distribuição dos efetivos por classes de altitude, nas Serras de Xisto do Centro de Portugal.

Como se observa, as principais formas de relevo aparecem bem marcadas. Das alturas da Estrela, a NE, desce-se para a Cova da Beira, onde é possível

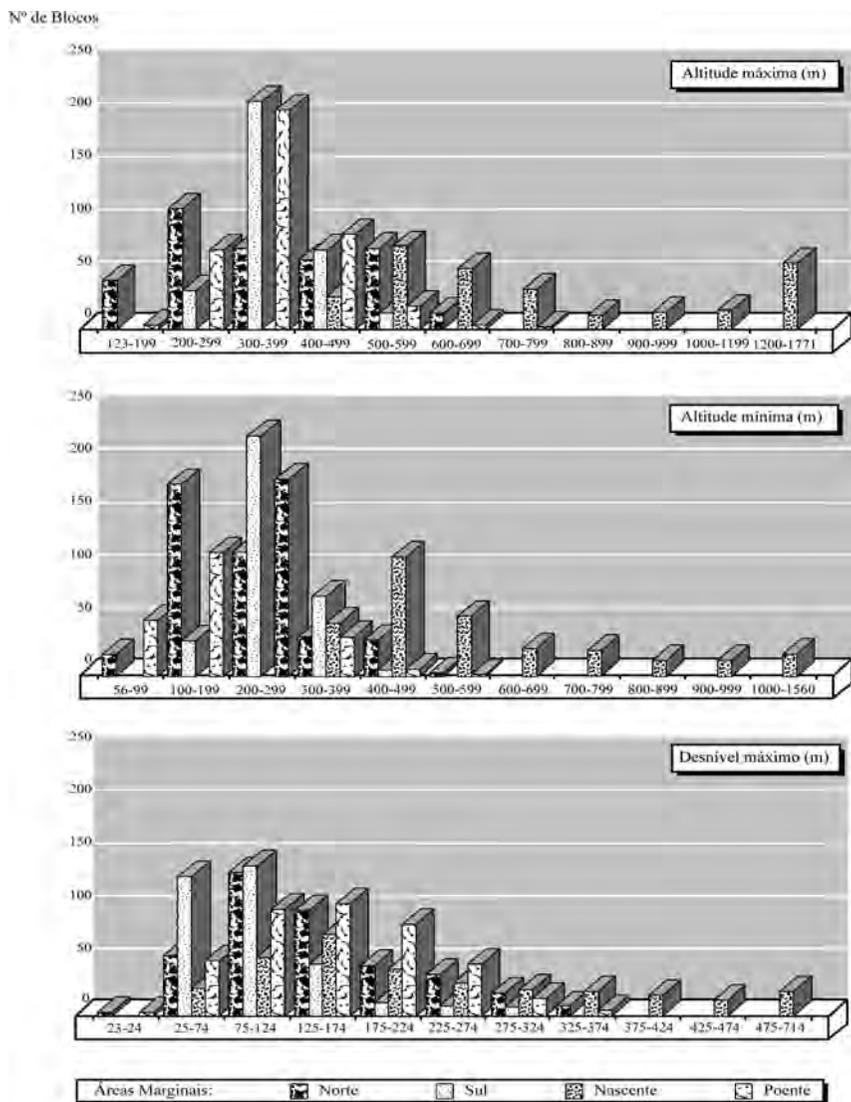


Fig. 20 – Distribuição dos efetivos por classes de altitude, nas Áreas Marginais das Serras de Xisto.

individualizar com toda a facilidade as bacias hidrográficas da ribeira do Paúl e do rio Zêzere.

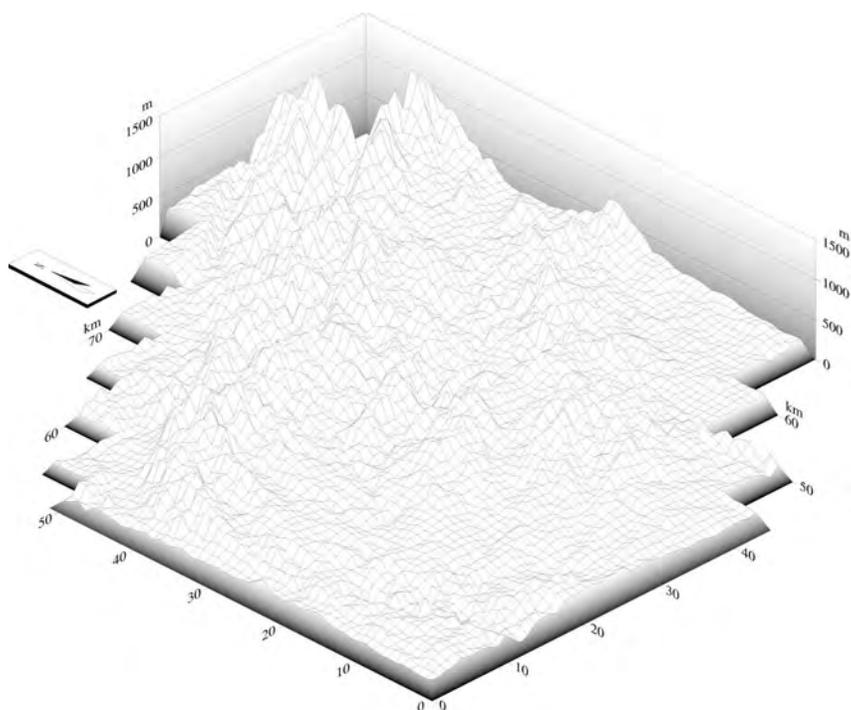


Fig. 21 – Representação tridimensional do relevo das Serras de Xisto, perspetivada desde um ponto situado a SW das Serras de Xisto (a ampliação da escala vertical é de, aproximadamente, 10 vezes).

A Sul, erguem-se as serras da Gardunha e da Maunça, prolongando-se para SW através das Serras do Zibreiro, Mougueiras, Muradal, Alvelos e Cabeço Rainho.

Muito nítida é também a separação destas duas últimas, através do vale da ribeira da Sertã. Do mesmo modo, observam-se também, com muita nitidez, as cabeceiras da ribeira da Isna, a entalharem vigorosamente a Serra do Cabeço Rainho e a evoluírem, conjuntamente com a ribeira da Sertã, pela plataforma degradada da Sertã.

Por sua vez, a Noroeste de todo este conjunto de Serras desenvolve-se o vale do rio Zêzere, encostado ao lado SE do fosso com o mesmo nome, o qual é delimitado, a Norte, pela falha de Cébola, que soergue as Serras Setentrionais, situadas a Noroeste.

A unidade deste sector é aqui realçada, pois apresenta-se como um todo praticamente uniforme, que se vai elevando progressivamente de SW para NE, onde apenas os vales dos rios Ceira e Alvoco, ao se inserirem nele profundamente, quebram um pouco dessa sua uniformidade. O desenho a três dimensões, perspectivado de SW, permite ilustrar ainda e com muita clareza o acentuado contraste das Áreas Marginais, de Norte, Poente e Sul, com as Serras de Xisto da Cordilheira Central.

Deste modo, depois de termos traçado as linhas gerais do quadro morfo-estrutural, através da descrição do suporte geológico sobre o qual se desenvolveram as formas topográficas e da definição das principais subunidades morfológicas, procurámos salientar também a importância da movimentação tectónica, tanto para a génese de algumas das formas de relevo, como para a individualização das diferentes unidades apresentadas.

No capítulo seguinte, iremos dedicar-nos à caracterização dessas formas de relevo e teremos o ensejo de confirmar a contribuição da tectónica para a sua moldagem.

### **1.4.3. Síntese morfo-estrutural**

A uniformidade morfo-estrutural das Serras de Xisto da Cordilheira Central de Portugal, resultante quer da sua componente litológica, predominantemente xistosa, quer da sua inclusão numa única unidade estrutural, o Maciço Hespérico, é mais aparente do que real, na medida em que existe uma certa diferenciação morfológica, provocada não só pelas diferenças de altitude, mas também devida quer a diferenças de litologia, localmente importantes, quer à tectónica, as quais, no conjunto, concorrem para quebrar essa uniformidade.

Deste modo, o conjunto das Serras de Xisto pode ser dividido em três unidades morfo-estruturais — Serras Setentrionais, Fosso do médio Zêzere e Serras Meridionais —, por sua vez ainda passíveis de divisão em doze subunidades (fig. 13).

As três grandes unidades, cuja delimitação e alinhamento geral é imposto pela tectónica, são definidas essencialmente em função das diferenças de volume rochoso (fig.s 14 e 21), ao passo que as pequenas subunidades são identificadas sobretudo pela harmonia das formas e, até, da própria geologia.

Com efeito, embora o critério altitudinal prevaleça como elemento diferenciador das subunidades, por vezes a litologia assume-se como critério dominante, como sucede nas serras do Muradal-Pedraqueira, que se individualizam das vizinhas, ocidental e oriental, sobretudo pela importância que, localmente, assumem os afloramentos quartzíticos e, em consequência, pelo vigor que as suas formas imprimem à paisagem.

Por outro lado, como todas estas subunidades são delimitadas por acidentes tectónicos, a importância da movimentação tectónica está bem patente, não podendo deixar de ser considerada na explicação das formas de relevo, como veremos no próximo capítulo.

## CAPÍTULO 2

### FORMAS DO RELEVO

*[...] é em todo o seu âmbito um cavado mar de vagalhões ciclópicos, petrificados no espasmo e no assombro das derradeiras convulsões que precederam o arrefecimento da crosta terrestre. A cada passo, quer nas chapadas lívidas dos andurriais, quer nas quebradas dos montes, quer nos espinhaços das serranias, irrompem do chão, como descarnados anátemas, os afloramentos das rochas primitivas, a denunciarem sob a magreza da terra arável a bruteza maciça, o arcaboijo oculto dos xistos e dos granitos. Nas pregas do atormentado solo, entre os fundos córregos e ravinas, lôbregos e trágicos como desfiladeiros dantescos, raro serpeiam e se apressam estreitas ribeiras de regime torrencial, que no Inverno são enxurradas e no Estio leitos secos ou quase secos, de seixo e calhau rolado [...].*

*A água aqui despenha-se em cascata, de cocurutos de serras ou de entre fráguas de montes, com a mesma fêrvida impaciência e a mesma ferocidade dos rios de África, de cuja acção de presença nada ou pouco fica de benfazejo.*

CARLOS SELVAGEM, in Viana e Abreu, 1991, p. 160.

Depois de já termos iniciado as nossas pesquisas com vista à caracterização do relevo das Serras de Xisto, S. Daveau *et col.* publicaram um importante trabalho sobre elas, no qual não só traçaram as grandes linhas da deformação tectónica das montanhas de xisto, mas também explicaram a evolução do relevo envolvente das bacias de Lousã-Góis-Arganil (1985/6, 2 vols.).

Foi, sobretudo, com a publicação desta monografia, muito minuciosa e completa, que grande parte dos problemas relativos à evolução do relevo, nas serras situadas a Norte do Zêzere, foi esclarecida. Antes deste trabalho, O. Ribeiro, o autor que, como vimos (nota 22), mais estudos dedicou às Serras de Xisto, demonstrou a evolução do relevo da vertente SE da Cordilheira Central e, em particular, do vale do rio Zêzere, se bem que o seu trabalho de maior fôlego, sobre esta matéria, tenha permanecido inédito<sup>42</sup>, motivo pelo qual as serras permaneceram quase desconhecidas.

Depois da publicação daqueles valiosos estudos, poderá parecer não se justificar a redação do presente capítulo. No entanto, continua a faltar um trabalho de síntese sobre todas as Serras de Xisto da Cordilheira Central Portuguesa, razão pela qual tentámos executar essa tarefa. Por conseguinte, propomo-nos realizar um estudo que procure, na medida do possível, estender a toda a área abrangida pelas Serras de Xisto as linhas mestras apresentadas naqueles ensaios. Além disso, procederemos a estudos de pormenor que não só procurarão aprofundar alguns dos temas apresentados, mas também pretenderão contribuir com novas achegas para o conhecimento de áreas não abrangidas por aqueles trabalhos. Assim sendo, as linhas de força que orientarão o estudo das formas de relevo seguirão de perto os rumos traçados pelos autores citados, acrescidos com as nossas modestas contribuições.

---

<sup>42</sup> Referimo-nos a “*O Enigma do Zêzere. Contribuição para o estudo da evolução do relevo no Centro de Portugal*”, um trabalho notável, atendendo sobretudo à época em que foi escrito. Embora redigido nos anos 40, quando predominava uma perspectiva morfológica essencialmente à base de aplanamentos cíclicos e de níveis eustáticos, o trabalho contém soluções para muitos problemas que permaneceram desconhecidos e levanta hipóteses que, eventualmente, já poderiam ter sido confirmadas, se delas houvesse conhecimento. É pena que, passados tantos anos, esta valiosa contribuição continue por dar à estampa. São XIV capítulos, de profundo saber e fácil leitura, fundamentais para a caracterização do traçado da evolução do relevo no Centro de Portugal.

Por uma questão metodológica, apresentaremos análises parcelares da evolução das formas de relevo, embora cientes de que estas são o resultado da interação de diversas forças e que só por comodidade de exposição é possível separar. Não será nossa intenção valorizar umas formas em detrimento das outras, mas apenas, numa perspectiva morfodinâmica, consideraremos em primeiro lugar aquelas em que predominaram os efeitos erosivos de destaque e transporte de materiais, descrevendo no capítulo seguinte aquelas que resultaram essencialmente da deposição desses materiais.

## 2.1. Formas culminantes

*Da Lousã até à Estrela e para nascente, até à Serra da Sertã e Guardunha, estende-se uma cadeia de serras onduladas, que [...] dão a impressão dum vasto mar de enormes ondas arredondadas, aqui e além raros rochedos a porem uma nota áspera naquele oceano de curvas doces e grandiosas.*

RAUL PROENÇA, 1985, p. 675.

As formas de relevo em áreas de xisto, por conseguinte, também na Cordilheira Central, em geral apresentam-se adoçadas, arredondadas, caracterizando-se por uma certa monotonia, que só é quebrada quando se procede a uma análise mais pormenorizada dessas mesmas formas de relevo.

No entanto, em termos de formas culminantes, mesmo quando se procede a essa análise mais minuciosa, nem sempre é possível distinguir um grande número de formas. Contudo, até a toponímia reflete algumas dessas distinções, nomeadamente em termos de volume e de posicionamento, pelo que analisaremos a distribuição espacial das formas mais significativas.

Depois, passaremos a considerar algumas situações de pormenor que ilustrem casos concretos de formas de cumeadas e de aplanamentos culminantes.

### 2.1.1. Topónimos com significado geomorfológico

Utilizando metodologia análoga à usada na delimitação das Serras de Xisto, procurámos discernir, através da frequência dos diferentes topónimos com significado geomorfológico, a identificação das formas de relevo mais importantes. Desde logo, como estamos a estudar áreas serranas, é natural que o topónimo *serra* seja muito usual. No entanto, tendo em consideração que, de um modo geral, essas formas foram moldadas em materiais friáveis, os xistos, não será de estranhar que, muitas delas, se apresentem adoçadas, correspondendo a *cabeços*, *altos* e *outeiros* (fig. 22-A).

A ligação entre os cabeços faz-se através de colos que, entre outras denominações, são localmente designados por *portela*, *porta(s)*, *sela* e *selada (salada)*.

As vertentes apresentam, frequentemente, formas suaves características, as *lombas*, muitas vezes registadas na toponímia, e em cuja base se desenvolvem *barrocas(os)*, as quais se organizam em *ribeiras(os)* e rios. Apesar do termo *barroca(o)* ser muito frequente na toponímia local, talvez pelo reduzido comprimento dos respetivos talvegues, raramente se encontra referido na Carta Militar de Portugal 1/25 000 (Apêndice II), motivo porque não foi representado. Em contrapartida, assinalámos aqueles que, embora não sendo muito vulgares, deram o nome de *Foz...* a alguns dos lugares situados na confluência de linhas de água (fig. 22-B).

A repartição espacial de todos estes topónimos não deixa de ser curiosa. Enquanto que uns se distribuem de modo semelhante um pouco por toda a área (*Cabeço*, *Alto*, *Portela*), outros concentram-se a NE (*Outeiro*) e a SW (*Serra*) ou ficam apenas confinados à área montanhosa (*Foz* e *Selada*). As *seladas* são, aliás, o topónimo que se encontra mais arreigado às Serras de Xisto. Deste modo, uma simples análise aos nomes com significado geomorfológico permite reconhecer dois tipos extremos de formas. Uma delas, estão associadas às cumeadas e aos aplanamentos culminantes, enquanto que as outras se relacionam com o entalhe recente, vigoroso, quando não brutal, de certos tramos da rede de drenagem (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 243).

No conjunto, as grandes linhas do relevo são determinadas, quase sempre, por fatores de ordem tectónica que, conjugando-se com a dureza das rochas

quartzíticas, marcam fortemente o relevo (P. Dias e F. Rebelo, 1984, p. 7). Estes aspetos foram magnificamente ilustrados por Daveau *et col.*, através de perfis sobrepostos<sup>43</sup>, transversais à Cordilheira Central ou seguindo o desenvolvimento da sua vertente NW (1985/6, p. 244-5). Já antes, na vertente SE, O. Ribeiro chamara a atenção para esse facto, tendo mesmo desenhado a descida por degraus, da Cordilheira Central para a bacia de Sarzedas (1949a, p. 72).

Inspirados nas figuras de S. Daveau *et col.*, antes citadas, desenhámos perfis sobrepostos longitudinais (fig. 23) e transversais (fig. 24) à Cordilheira Central, com o intuito de apresentar uma visão conjunta das formas de relevo e de, mais uma vez, salientar a importância da dureza das rochas quartzíticas na formação de relevos salientes.

Deste modo, no primeiro plano da fig. 23, é possível observar a superfície de Castelo Branco, vigorosamente entalhada pela rede de drenagem, sobre a qual se ergue a serra da Magarefa. Observam-se, ainda, os perfis longitudinais das pequenas ribeiras que, explorando áreas de maior fraqueza, se desenvolvem ao longo da falha da Sobreira Formosa, o acidente responsável pelo levantamento do primeiro patamar da Cordilheira Central. Estes pequenos cursos de água encontram-se secos ou reduzidos a um fio de água durante a maior parte do ano, mas, apesar do seu diminuto caudal, estão profundamente encaixados, mercê da facilidade em erosionar os materiais muito tectonizados que preenchem a caixa de falha.

A SW, nos planos seguintes, observamos o soerguimento das serras occidentais, acima de uma depressão onde também se salientam alguns relevos de dureza. O levantamento que os originou tem sido progressivo, com tensões diferenciadas, provocando não só o desnivelamento dos blocos, mas também o seu basculamento. Os pontos culminantes situam-se no Picoto do Cabeço Rainho (1084m) e no “Altar” do Trevim (1205m), respetivamente a Sul e Norte

---

<sup>43</sup> Esta técnica foi usada, pela primeira vez em Portugal, por Mariano Feio nos trabalhos sobre “A depressão de Régua-Verim” (1951a, fig. 2) e sobre a “Evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve” (1951b, figs. 16, 17 e 42).

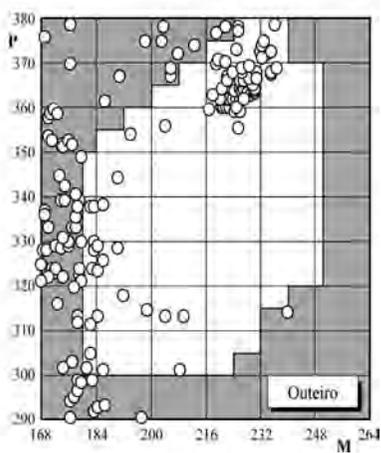
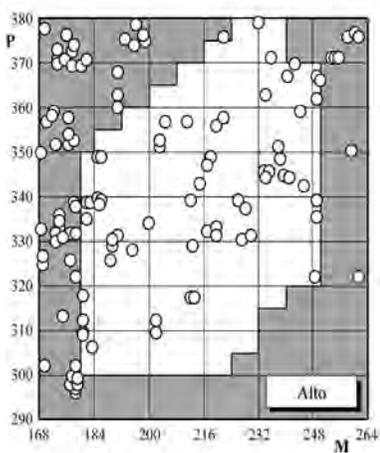
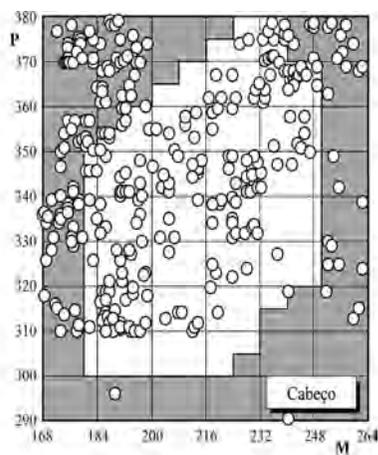
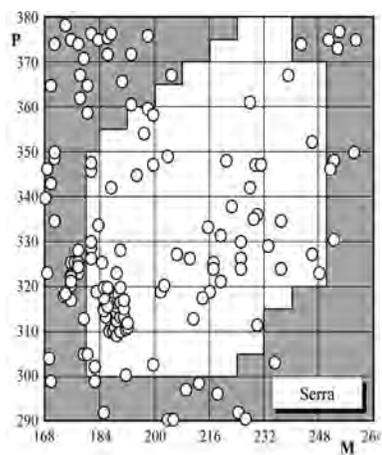


Fig. 22-A – Distribuição geográfica de topónimos nas Serras de Xisto, com significado geomorfológico culminante. (M – distância à Meridiana, P – distância à Perpendicular).

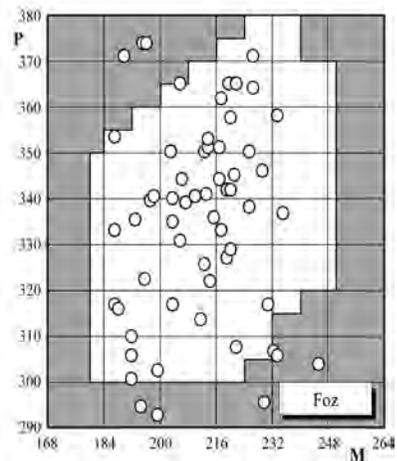
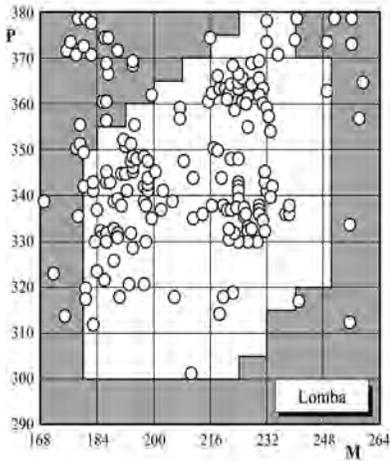
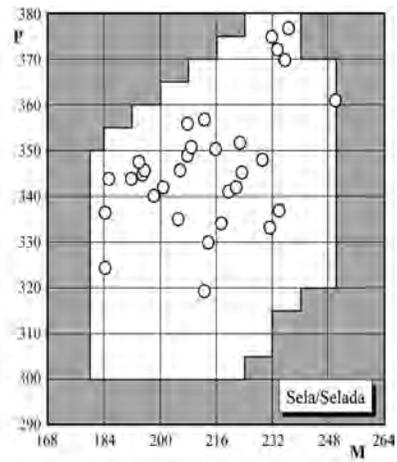
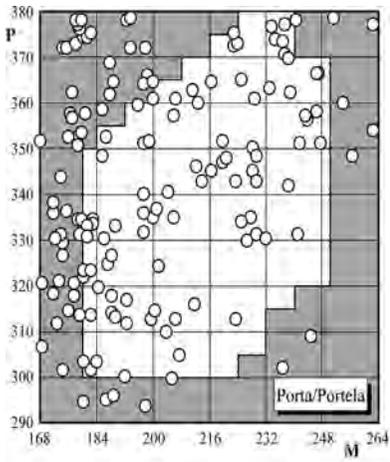


Fig. 22-B – Distribuição geográfica de topónimos nas Serras de Xisto, com outros significados geomorfológicos. (M – distância à Meridiana, P – distância à Perpendicular).

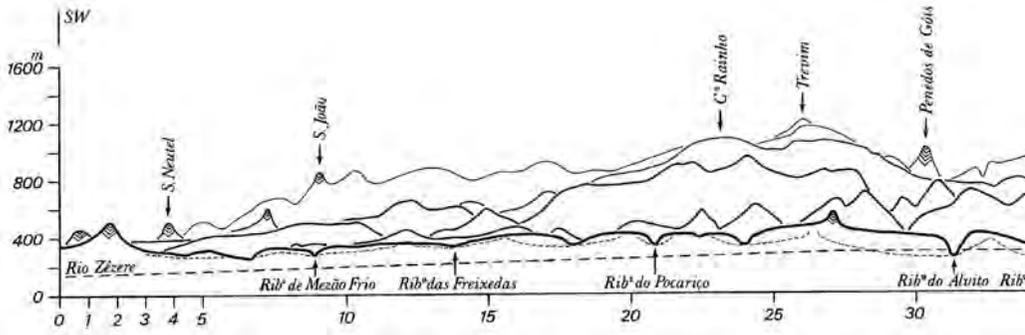


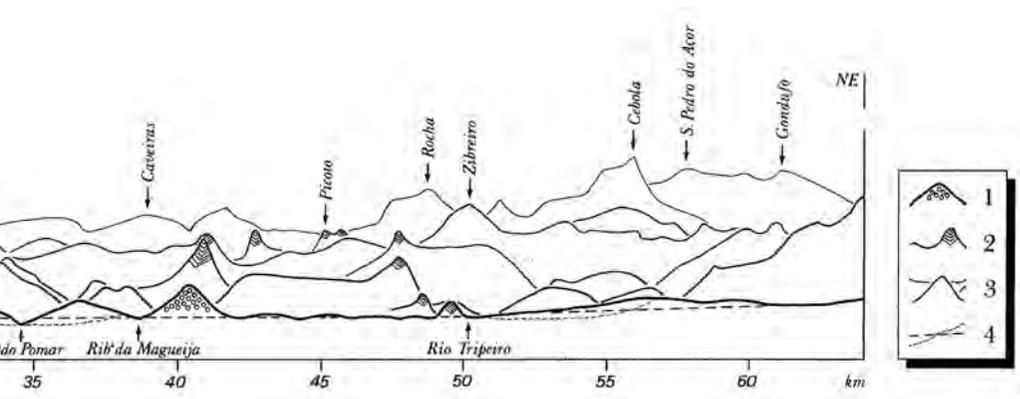
Fig. 23 – Perfil longitudinal projetado das vertentes SE das Serras de Xisto (alturas  $\times$  5).  
de linhas

do rio Zêzere, cujo traçado, esquematizado através do seu perfil longitudinal, permite ilustrar o violento encaixe da rede de drenagem, entre estes dois compartimentos montanhosos.

Para NE, as formas culminantes do relevo mostram-se aplanadas ou com o arredondamento característico dos cabeços xistosos, monotonia que é quebrada pelo vigor transmitido à paisagem pelas cristas quartzíticas, em resultado da sua dureza. O levantamento do bloco oriental é assinalado pelas serras da Rocha (1190m) e do Zibreiro (1097m), respetivamente a Norte e a Sul do rio Zêzere. As cotas mais elevadas deste bloco situam-se na serra do Açor, a Norte daquele rio, cujo ponto culminante se localiza no Picoto de Cebola (1418m).

A continuação, um outro acidente marca um degrau que dá passagem a um sector deprimido, para lá do qual se elevam as serras de Alvoaça e da Estrela, a Norte, e da Gardunha, a Sul do rio Zêzere e já fora da área levantada nos perfis.

Como vimos e como a figura deixa depreender, o soerguimento da Cordilheira Central processou-se ao longo de uma intrincada malha de fraturas que levantaram e bascularam blocos, com diferentes rejeições. Tendo em conta que os blocos também se movimentaram transversalmente, tendo-se desnivelado, como muito bem se observa nos primeiros planos, torna-se impossível tentar estabelecer patamares contínuos ao longo de toda uma extensa vertente.



1 – colinas de depósitos grosseiros; 2 – cristas de quartzito; 3 – serras de xisto; 4 – perfis projetados de água.

Aliás, esta movimentação sente-se particularmente bem ao longo das cristas quartzíticas, como já tivemos oportunidade de descrever com pormenor, mas que não é demais relembrar. Como anteriormente procedemos à sua análise detalhada, o que agora ressalta é a visão de conjunto das cristas, inseridas no contexto regional do relevo. Embora, quase sempre, os quartzitos apresentem formas majestosas, não deixa de ser curioso verificar que nem sempre são eles a proporcionar as formas mais elevadas (fig. 24). No entanto, como vimos, são um elemento fundamental para interpretar o soerguimento das Serras de Xisto.

Por outro lado, contrariamente à atuação das forças tectónicas, os agentes erosivos foram desgastando e afeiçoando as formas e, nas fases de maior estabilidade, os rios terão alargado os seus vales, originando níveis aplanados os quais, eventualmente, por falta de depósitos, poderão ser confundidos com elementos da antiga superfície geral soerguida. Trata-se de mais um problema que procuraremos discernir, quando possível, nas alíneas seguintes.

### 2.1.2. Cumeadas e aplanamentos culminantes

No que respeita aos relevos culminantes, estes apresentam normalmente formas adoçadas que, como descrevemos, se desenvolvem por uma série de

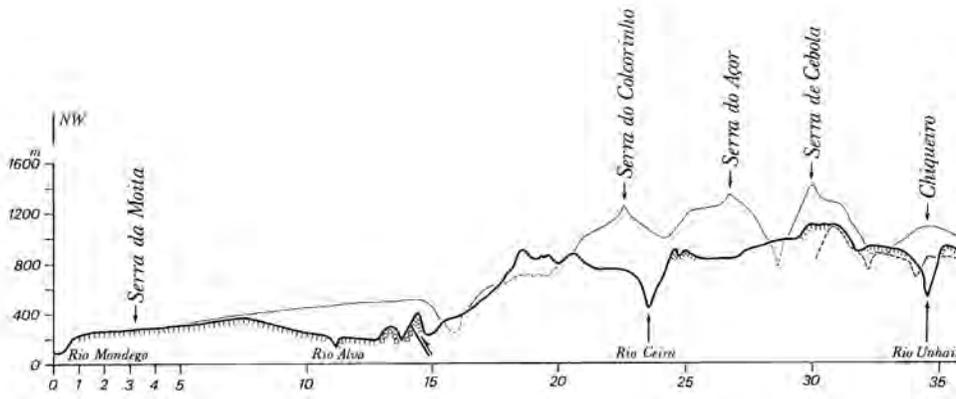
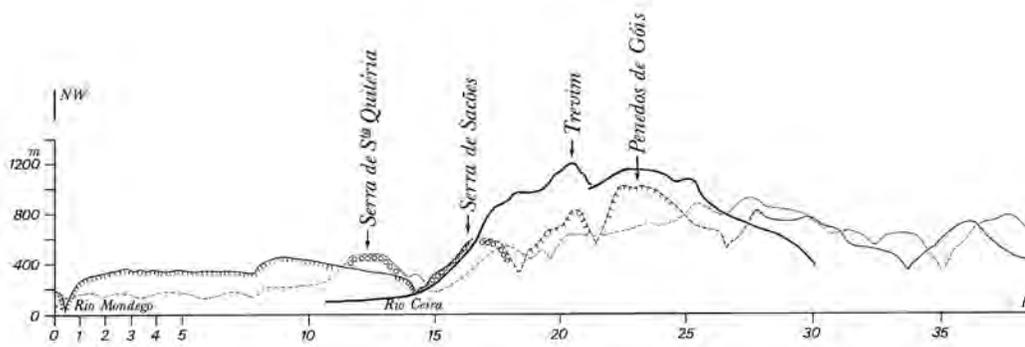
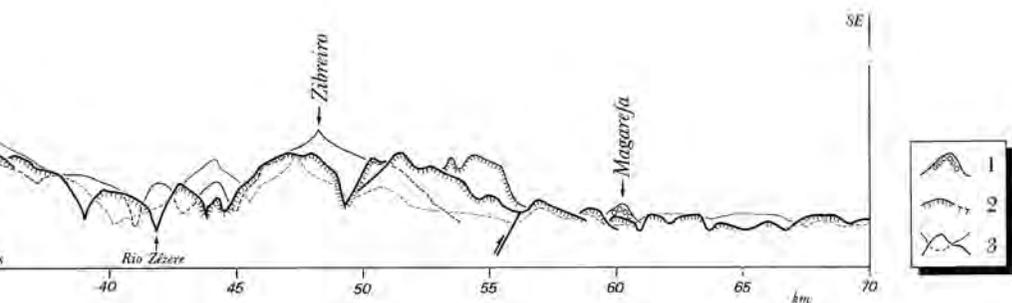
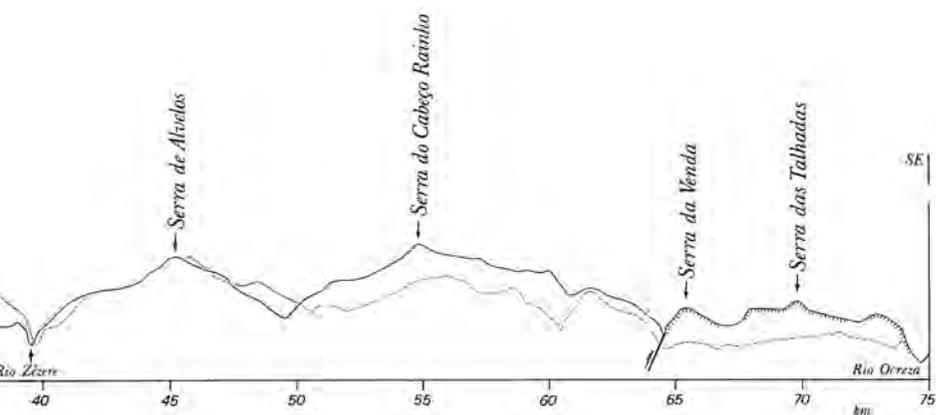


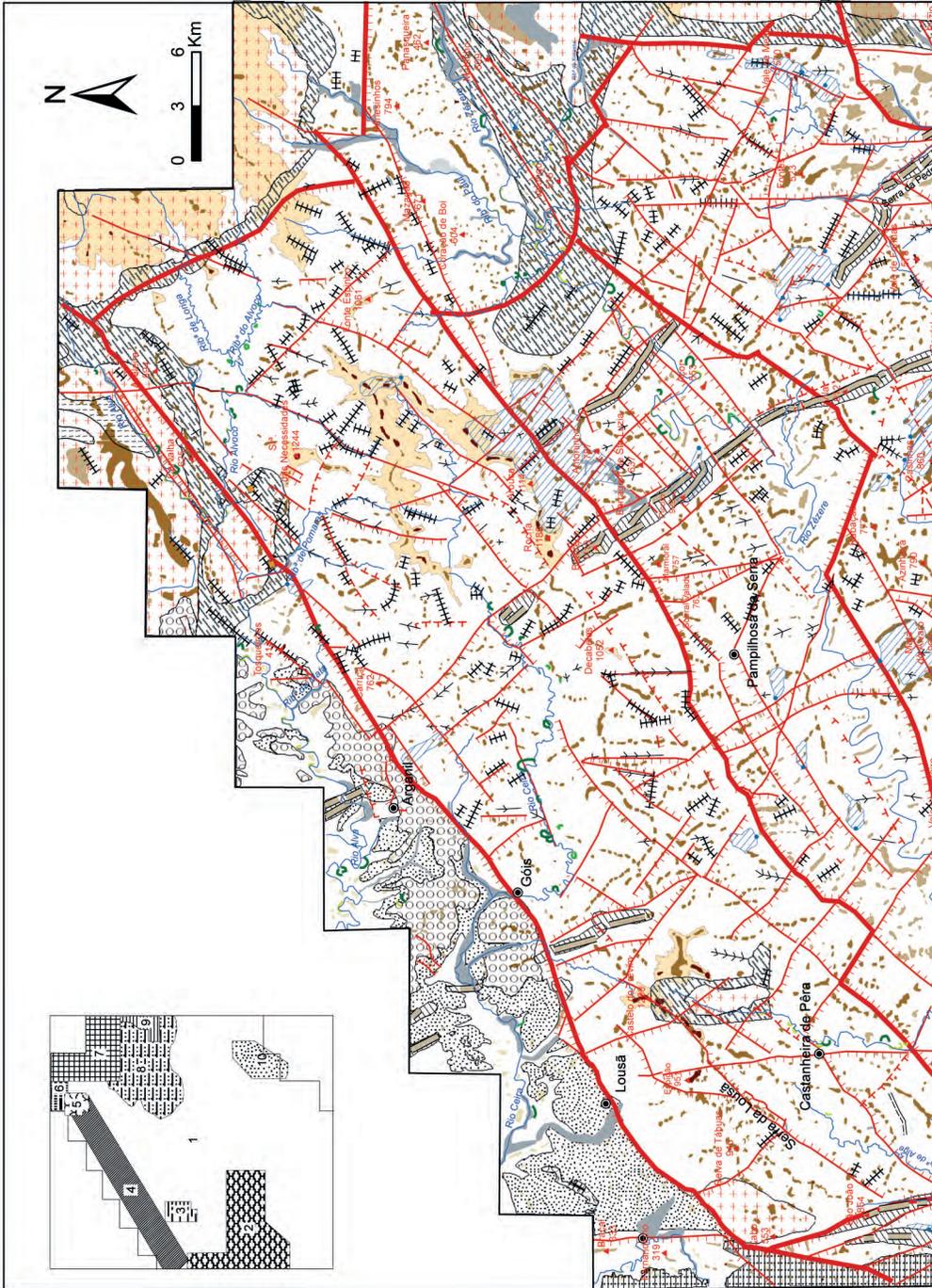
Fig. 24 – Perfis transversais às Serras de Xisto (alturas  $\times 5$ ). A – Sector ocidental; B – Sector

picotos e cabeços, ligados entre si através de superfícies aplanadas ou separados uns dos outros por suaves seladas, formando cordilheiras, mais ou menos paralelas (fig. 25) que, no conjunto, constituem o típico relevo rendilhado das serras. Neste caso, por se tratar de xistos, materiais essencialmente friáveis, os picos não se apresentam pontiagudos, como dentes de serra, mas, pelo contrário, apresentam formas arredondadas.



oriental. 1 – colinas de depósitos grosseiros; 2 – cristas de quartzito; 3 – serras de xisto.

Embora os maiores contrastes altitudinais observados ao longo da Cordilheira tenham resultado da movimentação tectónica dos diferentes blocos, as diferenças de pormenor correspondem, quase sempre, a mudanças de litologia. Com efeito, na serra da Lousã, as maiores altitudes do Trevim e do Planalto da Neve refletem a influência do metamorfismo de contacto, produzido quando da implantação do plutonito do Coentral e que se traduziu na diferenciação litológica existente na respetiva auréola metamórfica.



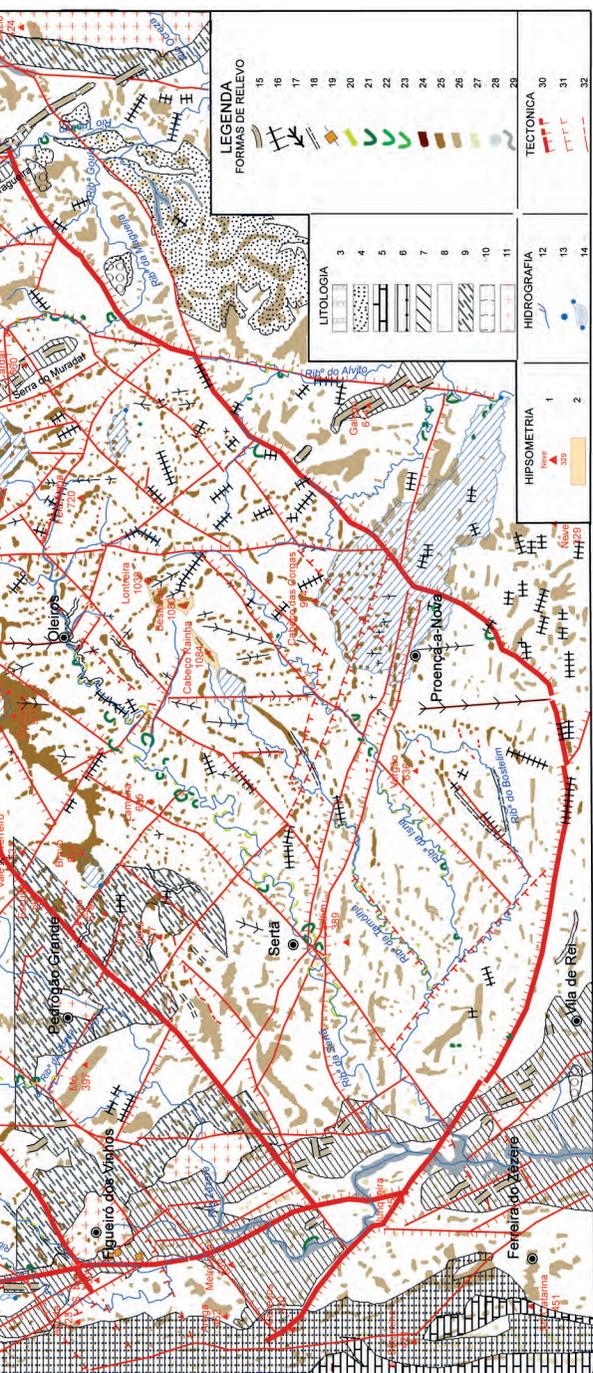


Fig. 25 – Esboço geomorfológico das Serras de Xisto da Cordilheira Central. 1 – altitude em metros; 2 – altitude superior a 1000 metros; 3 – depósitos grosseiros; 4 – depósitos finos; 5 – calcários e margas do Jurássico; 6 – grés do Triássico; 7 – xistos, grauvaques, arenitos e quartzitos do Ordovício ao Carbonífero; 8 – xistos e grauvaques do complexo xisto-grauváquico; 9 – rochas metamórficas de contacto (cornéas, xistos mosqueados); 10 – migmatitos; 11 – granitos e rochas afins; 12 – rede hidrográfica principal; 13 – captura provável; 14 – bacia hidrográfica ameaçada de captura; 15 – crista quartzítica; 16 – vale de fratura rigidamente orientado; 17 – vale de fratura ativo; 18 – vale dissimétrico (o traçado indica a vertente mais suave); 19 – rotura de declive importante; 20 – meandro ativo; 21 – meandro abandonado; 22 – meandro abandonado artificialmente, por corte antrópico, em trincheira; 23 – *idem*, em túnel; 24 – níveis aplanados, superiores, por volta dos 600 metros; 25 – *idem*, médios entre 300 e 450 metros; 26 – *ibidem*, inferiores, abaixo dos 260 metros; 27 – pequena bacia de fundo chato; 28 – planície aluvial; 29 – falha e falha provável, com significado geomorfológico, bordejando as Serras; 30 – *idem*, local; 31 – fratura importante. Em cartela: Base geológica, adaptada de: 1 – Carta Geológica de Portugal, 1/500 000, Serviços Geológicos de Portugal (1972); 2 – Gama Pereira, 1/25 000 (1987); 3 – Elsa Gomes, 1/10 000 (1990); 4 – Suzanne Daveau, ≈ 1/210 000 (1985/6); 5 – Luís Neves, 1/50 000 (1985); 6 – Minuta de campo da Folha 222 da Carta Militar de Portugal, 1/25 000, levantada pelos Serviços Geológicos de Portugal (inédito); 7 – Carta Geológica de Portugal, 1/50 000, Folha 20-B (Covilhã), Serviços Geológicos de Portugal (1974); 8 – COBA, 1/50 000 (1979); 9 – Portugal Ferreira *et al.*, ≈ 1/75 000 (1971); 10 – Proença Cunha, ≈ 1/90 000 (1987).

Outras situações resultaram do endurecimento local do xisto devido a injeções de quartzo de exsudação, como pode ser observado, por exemplo, na serra do Açor, tanto no Cabeço Vermum, como no Picoto do Monte Redondo ou, também, nos Penedos Altos.

Mais no pormenor, não só a alternância, mas também as mudanças bruscas na composição mineralógica dos xistos, tais como a passagem de argilosos a greso-quartzosos, podem originar pequenas cristas que se destacam na paisagem, o que é visível um pouco por toda a área estudada, por estes oferecerem, em função da sua dureza, maior resistência à atuação dos agentes erosivos. Outras vezes, nem sequer chegam a formar cristas, mas apenas pequenas saliências, muito localizadas, que pelo seu aspeto aguçado fazem lembrar “dentes de cão”, designação que Gómez-Amelia (1985, fot. 3) atribuiu a estas formas.

Por outro lado, a disposição estrutural dos xistos, muitas vezes com estratificação e xistosidade próximas da vertical, imprimem grande imunidade às cumeadas, contribuindo para a formação da morfologia especial das altas vertentes, como foi demonstrado por S. Daveau *et col.* (1985/86, p. 246-50).

Eventualmente, algumas das estreitas superfícies culminantes que ainda se conservam poderão ser o testemunho soerguido de um antigo aplanamento (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 250-2; P. Cunha, 1992, p. 199-202). Pela sua posição de interflúvio e pela imunidade antes apontada, poderão ter vindo a sofrer uma erosão essencialmente laminar, como que um muito lento abaixamento paralelo à superfície primitiva, conservando por isso a forma inicial. Enquanto uns destes retalhos se desenvolvem por alguns quilómetros de extensão, como sucede na serra da Lousã<sup>44</sup> (fot. 13), entre o Espigão (951 m) e a Selada das Poças (1002 m), passando pelo Cabeço do Candal (1062 m), ou no Planalto da Neve (1180m), onde a platitude geral possibilitou a construção de uma pista de aviação, alternativa, de apoio ao combate a incêndios florestais, outros desses retalhos, que são a grande maioria, apenas conservam algumas centenas de metros de extensão.

---

<sup>44</sup> O remontar de cabeceiras da rede de drenagem, sobretudo do rio Arouce, ameaça seriamente a conservação desta superfície.

Outras superfícies, ainda relativamente bem conservadas, encontram-se em situações de abrigo pelo que, durante muito tempo, permaneceram imunes aos efeitos da erosão regressiva. Analisaremos dois casos, ambos protegidos por barreiras de natureza quartzítica.

Uma delas, a jusante da crista do Vidual, compreende os interflúvios Ribeira de Praçais-Rio Unhais (fot. 14) e Rio Unhais-Rio Zêzere. A outra, a montante da crista do Muradal, corresponde às cabeceiras da ribeira das Casas da Zebreira. Estas superfícies aplanadas, porque são passíveis de interpretação diferente, merecem uma análise mais detalhada.

Com efeito, se no caso do rio Unhais não nos custa admitir que a drenagem, a montante da crista do Vidual, se fizesse de início diretamente para o rio Zêzere, situado a SE, evitando a passagem através da crista, já o mesmo não terá sucedido nas cabeceiras da ribeira das Casas da Zebreira, onde o quadro poderá ter sido completamente diferente.

Neste caso, de início, a rede de drenagem deveria dirigir-se diretamente para a ribeira da Sertã, por alturas do atual leito da ribeira da Perbex, antes da sua captura pela ribeira da Póvoa de Cambas, afluente do rio Zêzere. Esta captura



Fot. 13 – Aspeto do aplanamento culminante do Candal-Espigão, Serra da Lousã, tomado do Trevim.



Fot. 14 - Vista geral do aplanamento do interflúvio situado entre a ribeira de Praçais, que fica à esquerda da imagem, e o rio Unhais, que se desenvolve à direita, barrado ao fundo pela crista quartzítica do Vidual. Nesta, à esquerda vê-se a portela correspondente à falha de Cebola, onde não corre nenhuma ribeira, e, à direita, o vale do rio Unhais, no local da barragem de St<sup>a</sup>. Luzia.

permitiu um rápido encaixe da rede hidrográfica, cuja vaga de erosão regressiva passou a ameaçar não só as superfícies culminantes mas também alguns dos níveis superiores, vestígios de antigos vales maduros, situados respetivamente a montante de Foz Giraldo (ribeira das Casas da Zebreira) e nas imediações do Estreito (alto vale da ribeira da Sertã).

Quanto aos aplanamentos culminantes do sector intermédio do rio Unhais (fig. 26), a explicação será necessariamente diferente. Ter-se-ão conservado porque, durante um longo período, corresponderam à área de cabeceiras do rio Unhais, antes da transposição da crista do Vidual e, por isso, na ausência de caudais significativos, a sua evolução foi muito lenta.

Entretanto, a nascente da crista, a drenagem far-se-ia para SE, como parecem indicar tanto a direção geral da rede hidrográfica naquele sector (excepto o rio Unhais), como, imediatamente a Sul daquele rio, a selada situada junto à torre da tomada de água, atualmente com cota mínima de 660,16 metros, valor próximo do medido no coroamento da barragem (658,15 m), inferior, portanto,

à do nível onde se dá o alargamento da garganta (680 m), a qual constituiria uma portela, antes de ter sido transposta pelas águas<sup>45</sup>.

Resta a hipótese de uma desorganização da drenagem e, posteriormente, quando da reorganização da rede fluvial, no início do Quaternário (?), ter-se-á verificado uma epigenia no local da barragem de Santa Luzia, onde, provavelmente, o rio Unhais desenvolveu uma importante cascata, durante longo período de tempo, como a forma do vale, primeiro relativamente largo e, depois, em garganta muito apertada – cabril – deixa antever.

A favor da hipótese de cascata estão também quer o pendor dos quartzitos, subvertical, com inclinação para montante, quer o pego talhado no quartzito do próprio leito que, atualmente, ainda conserva cerca de dois metros de profundidade, por 20 m de comprimento e 7,5 m de largura máxima, segundo um levantamento topográfico pormenorizado, elaborado pela EDP na escala de 1/500, com 0,5 metros de equidistância entre as curvas de nível (2,5 m entre as curvas mestras). Apenas uma imponente queda de água, cujo desnível máximo deverá ter rondado aproximadamente cem metros de altura, com abundante carga sólida, poderia ter moldado no quartzito um poço com mais de dois metros de profundidade e com cerca de 20 metros de comprimento.

Os perfis projetados das formas de relevo situadas nas imediações da crista ajudam a visualizar esta situação, acentuando os contrastes entre as áreas situadas a nascente e a poente da crista. Desde logo, é a altivez da crista o que mais impressiona.

Depois, a SW, as superfícies aplanadas encontram-se relativamente bem conservadas, especialmente na vertente Norte (2.º plano). Contrariamente, para NE, nas proximidades da crista, ressalta o nítido contraste altitudinal entre as vertentes situadas imediatamente a Norte e as localizadas a Sul do rio Unhais, respetivamente nos 2.º e 1.º planos, e estas com cotas bem inferiores às daquelas.

---

<sup>45</sup> Não nos parece provável a existência de uma antecedência no rio Unhais, pois a área de cabeceira, a montante da crista, não permitiria recolher caudais suficientes para justificar esta suposição. Do mesmo modo, uma captura da bacia superior, a montante da crista, por simples remontar de cabeceiras, também não parece muito provável, face à dureza e possança dos quartzitos.



Fig. 26 – Perfis projetados dos aplanamentos que marginam o vale do rio Unhais (alturas X 21/2). 1 – quartzitos; 2 – xisto; 3 – perfil projetado do rio Unhais; 4 – tomada de água da Central Hidroelétrica do Esteiro.

Depois, à medida que se avança para oriente, a situação inverte-se, sendo mais elevadas as serras situadas no primeiro plano. Os xistos ganham importância e passam mesmo a dominar os quartzitos que, na crista de Unhais, acabam por se encontrar relativamente abatidos.

Também os perfis longitudinais dos rios Zêzere e Unhais, na área de confluência apontam para esta hipótese da drenagem de uma parte da bacia do Unhais se ter feito para SE. Mesmo apresentando caudais muito diferentes, a não ser recente a captura da bacia superior do rio Unhais, o desnível existente entre os dois talvegues, tendo em linha de conta que ambos aproveitaram fraturas para se instalar, deveria situar-se a cotas muito mais próximas do que realmente sucede, à semelhança do que ocorre com outros tramos de rios orientados tectonicamente, por exemplo com Mondego e Alva (A. Fernandes Martins, 1940, p. 95) e com muitos outros no interior da área estudada, como veremos, dentro em breve.

Todavia, antes de concluir, falta, ainda, referir um dos elementos mais surpreendentes desta morfologia — os esporões — que, arrancando das cumeadas principais, se subdividem em inúmeras lombas e dominam o fundo dos vales, por vezes de muito alto. Articulam-se na arquitetura serrana, “à maneira de botaréis” (A. Fernandes Martins, 1940, p. 28) e prolongam-se, frequentemente, para os níveis superiores, que analisaremos a seguir.

## 2.2. Níveis aplanados

*Os dois terços ocidentais do sistema NW [...] formam uma montanha média que só acidentalmente ultrapassa 1200 m [...].*

*O sistema SE da Cordilheira Central não apresenta, na primeira metade, o carácter de cadeia montanhosa. É composto de superfícies de erosão bastante extensas e de disposição escalonada.*

HERMANN LAUTENSACH, 1932

*(trad. port. in O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1987, p. 150).*

Ao tentarmos escalonar, segundo a sua altitude, os pequenos retalhos aplanados, ainda mais ou menos conservados, tivemos em linha de conta critérios de ordem exclusivamente altimétrica.

A ausência de depósitos no interior da montanha, não nos permitiu avançar com outras hipóteses, embora estejamos certos de que, numa área tão marcadamente afetada pela tectónica, o mesmo nível se possa situar a cotas diferentes, quer devido a pequenos abatimentos, quer por força de ligeiros soerguimentos, como veremos.

Contudo, a presença de alguns níveis a iguais altitudes, especialmente no vale do rio Zêzere e na orla sueste da Cordilheira, incentivaram-nos a pesquisar, na linha do trabalho inédito de O. Ribeiro, a existência de níveis, sobretudo ao longo do curso médio do Zêzere, não só porque possuímos cartografia na escala de 1/25 000, mais detalhada do que a disponível na altura em que ele redigiu o referido trabalho, mas também porque foi possível recorrer à fotografia aérea, então inexistente. Contudo, devido à reduzida dimensão de muitos deles, houve dificuldade na sua representação.

Ao iniciarmos o trabalho de identificação dos níveis aplanados, baseando-nos na existência de rupturas de declive e de rechãs<sup>46</sup>, estávamos perfeitamente cons-

---

<sup>46</sup> Entendida como “aplanação antiga poupada pela dissecação posterior do relevo” (O. Ribeiro, inédito).

cientes das dificuldades inerentes à “restituição de níveis de erosão em paisagens de xisto”, tão primorosamente expostas no capítulo III, com esse título, da obra inédita mencionada, tanto mais que nem sempre deverão corresponder a níveis resultantes de um aplanamento geral, pois poderão ser apenas o resultado do encontro de cabeceiras.

As variações de cota dentro de cada um dos diferentes níveis obrigaram-nos, logo à partida, a um enquadramento das respetivas altitudes, escalonamento altitudinal esse que, numa análise mais minuciosa se pode revelar insuficiente. Pelo contrário, a consideração de muitos níveis coloca-nos outro tipo de problemas, os quais impossibilitam a análise conjunta que pretendemos efetuar.

Com efeito, muitas destas superfícies aplanadas resultaram de mecanismos locais, que só uma outra escala de análise permite interpretar, não correspondendo, por isso, a verdadeiros níveis, pois tanto na vertente SE, como ao longo do vale do Zêzere, se observam frequentes deslocamentos, especialmente do nível médio. Só é possível cartografar estes aplanamentos com pormenor, numa escala diferente daquela em que trabalhamos (1/100 000), uma vez que esta não comporta a sua clara representação, motivo porque preferimos executar também alguns cortes na escala de 1/25 000, os quais permitem ilustrar melhor essa movimentação.

Contudo, o problema agravou-se quando pretendemos analisar o nível inferior pois este, ao retratar a evolução mais recente, conserva um maior número de testemunhos e, por isso, é possível identificar nele vários patamares, tanto a NW (C. Ferreira, 1980; S. Daveau *et col.*, 1985/6), como na parte vestibular do Zêzere e dos seus afluentes.

No entanto, também só é possível executar a sua cartografia a outra escala através de levantamentos mais pormenorizados, que não foram efetuados por transcenderem os objetivos inicialmente propostos.

A primeira dificuldade na identificação dos diferentes níveis resultou da relação conjunta que pretendemos estabelecer entre eles, quer se situem no interior, quer se localizem nas vertentes exteriores das Serras de Xisto, tentando conciliar uma evolução com características semelhantes em toda a montanha, embora sabendo-a drenada por diferentes coletores, logo com comprimentos,

caudais e níveis de base locais diferentes, em suma, muita diversidade logo à partida, o que faz com que o resultado seja facilmente conciliável. Além disso, a juntar a estas premissas, devemos associar o inquestionável papel da tectónica, que desloca níveis e superfícies para cotas diferentes das originais, contribuindo para aumentar as dificuldades de análise e, sobretudo, de comparação.

Face ao exposto, sem pretendermos proceder a uma análise muito minuciosa, até porque já foi feita parcelarmente, com muito mais mérito, por O. Ribeiro (inédito) e S. Daveau *et col.* (1985/6), pensamos, no entanto, poder apontar algumas das linhas gerais da evolução do relevo, deduzidas da leitura da cartografia dos níveis aplanados (fig. 25), levantados quer a partir da cartografia 1/25 000, quer através de interpretação estereoscópica de fotografia aérea na escala aproximada de 1/26 000 e, ainda, por meio de reconhecimento no campo.

Como teremos ensejo de observar, a evolução das vertentes foi-se fazendo lentamente, com predominância ora de uns processos, ora de outros, os quais, no caso dos níveis, se ligam diretamente a fases de estabilidade na drenagem, ao longo do lento processo de encaixe da rede hidrográfica.

Com efeito, ao tentarmos conjugar o que se passa no Zêzere com a evolução das vertentes NW e SE da Cordilheira Central, considerámos inicialmente, consoante a variação de altitude, cinco níveis principais<sup>47</sup>. Depois, para maior facilidade de representação cartográfica, acabámos por reduzi-los a três, por ampliação dos limites de classe entre os níveis intermédios. Esta redução resultou também da dificuldade em distinguir se alguns desses níveis eram verdadeiros níveis aplanados, ou se antes corresponderiam a deslocamentos tectónicos de outros níveis.

---

<sup>47</sup> Nos estudos que dedicou ao Zêzere, O. Ribeiro considerou apenas dois níveis. “Apesar da movimentação própria da topografia de xisto, observam-se com toda a nitidez dois importantes níveis de aplanção, que podemos fixar em torno de 400 e 600 metros” (1949c, p. 80). Na obra inédita, ao tratar da restituição dos níveis, na parte dedicada à evolução morfoclimática quaternária (cap. xiv-5), voltou a considerar o nível de 400 m, como um nível geral, com caracteres de forma cíclica, embutido no nível de 600 m. Como veremos, o nosso nível intermédio corresponde ao nível dos 400 m que, na área de Pedrógão Grande, sofre ligeiros abatimentos. Por outro lado, ao longo do “Fosso do médio Zêzere” não se desenvolveram importantes níveis abaixo dos 400 m. Apenas estão representados na parte terminal do vale, motivo porque não terão sido considerados por O. Ribeiro.

Deste modo, acabámos por agrupá-los em três conjuntos que designámos por níveis *superiores*, quando os aplanamentos se situam entre as cotas de 650 e 450 m, *médios*, sempre que variam entre 420 e 290 m e *inferiores*, quando situados abaixo de 260 metros.

### 2.2.1. Níveis superiores

Os níveis superiores, correspondem aos que O. Ribeiro chamou dos 600 m (1949b, p. 34) e que S. Daveau *et col.* designaram por “altos níveis das bacias”, os quais se terão desenvolvido após a individualização das Serras de Xisto, quando do seu primeiro soerguimento, no Oligocénico (?) (1985/6, p. 252), correspondendo ao fundo de antigos vales maduros, de fundo chato, “encaixados de 200 a 300 m relativamente à superfície culminante” (1985/6, p. 253) que, depois, as sucessivas vagas de erosão regressiva não tiveram tempo para alcançar e, por conseguinte, para dismantelar.

Há vestígios destes níveis um pouco por toda a área montanhosa (fig. 25). Contudo, os exemplos mais belos encontram-se nos vales dos rios Ceira e Zêzere. Um dos que melhor permite a reconstituição do nível superior é o do rio Ceira a montante de Góis. A forma está particularmente bem conservada no Esporão, vertente SW, e no Monte Rabadão, vertente NE, sendo correspondente à de um vale maduro que, depois, foi levantado, originando novo encaixe da rede hidrográfica, a qual, posteriormente, acabou por desenvolver novos níveis abaixo daqueles (os médios). Depois, o rio voltou de novo a encaixar-se, desenvolvendo, atualmente, um perfeito vale em forma de V (fig. 27).

O entalhe do rio deixou perfeitamente alcançados alguns antigos vales de ribeiras suas afluentes, como a de Fajão, ou antigos meandros que, entretanto, foram abandonados, como o situado frente à Camba e cujo desenvolvimento terá sido facilitado pela presença da soleira de rocha dura que os Penedos de Fajão constituíram antes do encaixe, sendo este, por sua vez, facilitado pela linha de fragilidade constituída pela falha que delimita os quartzitos, a Norte.



Do mesmo modo, muitas outras pequenas ribeiras afluentes ao rio Ceira, a montante da crista, apresentam nítidas rupturas de declive, provocadas por um encaixe relativamente recente da rede de drenagem, o qual apenas parece afetar aquelas que se orientam segundo o também recente rejeito da fraturação, de direção meridiana. Ainda no rio Ceira, próximo das suas cabeceiras, encontramos outro exemplo desta situação. Trata-se da Barroca d'Além, na vertente situada imediatamente a Sul de S. Pedro do Açor, cujo vale fica perfeitamente alcandorado sobre a Barroca da Pequena, afluente do rio Ceira, a qual se encaixou vigorosamente, aproveitando uma destas linhas de fragilidade.

No vale do rio Zêzere, a área onde o nível superior aparece mais desenvolvido e melhor conservado, se bem que, quase sempre, se encontra deslocado da sua posição inicial, localiza-se nas imediações de Álvaro (fig. 28). A movimentação provocada por estes deslocamentos pode ser acompanhada, mais facilmente, através da figura acabada de referir, onde, no último plano, a SW, está representada a cumeada da serra de Alvelos, levantada por falha acima das superfícies culminantes de NE, situadas pelos 800 m. No primeiro plano observa-se a reconstituição provável dos deslocamentos que terão movimentado o nível superior. A NE, é ainda possível restituir, tanto no vale do rio Zêzere, como no da ribeira das Casas da Zebreira, o nível médio, situado pelos 400 m.

Os desnivelamentos antes referidos não se limitaram a simples movimentos verticais pois também se observam ligeiros basculamentos. O melhor exemplo é-nos dado pela serra do Carril, cuja superfície culminante corresponde ao nível superior. O aplanamento desenvolve-se pelos 640 m mas, em vez de se encontrar horizontal ou de inclinar suavemente em direção ao leito do rio Zêzere, apresenta um declive contrário, ou seja para SE, quando o rio corre a NW, o que comprova o basculamento do bloco, já depois do desenvolvimento do referido nível. Aliás, o basculamento parece ter afetado, com maior ou menor incidência, toda esta superfície, como se deduz pelos perfis mais pormenorizados (fig. 28), levantados a partir das curvas de nível e dos pontos cotados existentes ao longo das rechãs.

Anteriormente, com início no Miocénico superior e tendo-se continuado pelo Pliocénico (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 413), ter-se-á dado um rejeito das falhas marginais que elevou os blocos montanhosos, fase essa que terá sido precedida de importante alteração química (1985/6, p. 394). Esta movimentação proporcionou posteriormente derrames que, no sopé, coalesceram e originaram imponentes formações de blocos.

As condições que terão correspondido às situações em que se depositaram estas formações de fácies *raña* têm sido objeto de numerosos estudos. Referências dessa vasta bibliografia encontram-se, entre outros, em Muñoz Jimenez (1976, p. 149-163), em Sanz Donaire (1979, p. 76-82) e em J. Vaudour (1979, p. 125-137), autores que se dedicaram, respetivamente, ao estudo das *rañas* nos Montes de Toledo, no Sistema Central e na região de Madrid.

Apesar dos muitos estudos, este tema está longe de ficar esgotado<sup>48</sup>, embora comecem a clarificar-se as condições e o tempo que terá presidido à deposição desses materiais. Alguns autores, tendo em conta que, nos arredores de Talavera de la Reina, a “formação de blocos é coroada por uma *raña* ‘superior’”, concluíram que “o fenómeno ‘*raña*’ se manifesta pelo menos em duas épocas distintas, o infra-Pontiano e o Vilafranquiano médio a superior” (Vaudour, Birot e Sudries, 1979, p. 78).

Na mesma linha de pensamento, S. Daveau *et col.* situam as formações de blocos, de fácies *raña*, da bacia da Lousã no início do Pliocénico (1985/6, p. 413). O coroamento deste enchimento é constituído por *rañas* que serão “imediatamente anteriores à mudança climática que marca o início do Quaternário (Vilafranquiano)” (O. Ribeiro e M. Feio, 1950, p. 156).

Durante este período de acumulação de formações de blocos, também o fosso do Zêzere não lhe terá ficado imune e, por isso, terá tido uma drenagem desorganizada, com derrames de natureza torrencial, que deverão ter obstruído completamente tanto o leito do Zêzere como os dos seus tributários.

---

<sup>48</sup> A comprová-lo estive a realização em Madrid de um *Symposium sobre la Raña*, 26/30 de Outubro de 1992.

No entanto, os depósitos apenas se conservaram no sopé da montanha, tanto a NW como a SE, provavelmente porque aí não corre, nem nunca correu, nenhum rio caudaloso, com competência para os limpar. Pelo exposto se deduz que o rio Zêzere se terá reorganizado já no Quaternário, por cima de uma cobertura detrítica e, à medida que a foi evacuando, encontrou alguns antigos níveis aplanados, acabando depois por se encaixar no soco, explorando e, naturalmente, adaptando-se à rede de fraturas<sup>49</sup>. Concomitantemente com o entalhe erosivo, ter-se-ão registado ligeiros soerguimentos que poderão ter deslocado e, até, basculado os níveis anteriormente construídos pelo rio.

Os mais longos períodos de pausa, durante o encaixe, terão produzido vários níveis aplanados que, pelas razões antes invocadas, agrupámos nos níveis médios a partir dos quais vamos tentar traçar alguns episódios da evolução do relevo.

### 2.2.2. Níveis médios

Os níveis médios<sup>50</sup> atribuem-se a uma fase de grande estabilidade, após a reorganização da drenagem, sendo especialmente visíveis ao longo do Zêzere, especialmente na área de Pedrógão Grande e em parte do fundo da Cova da Beira. Este aplanamento “mordeu o rebordo montanhoso e penetra em golfos ao longo dos seus principais vales: Ceira a Norte, Zêzere e afluentes ao centro” (S. Daveau, 1985, p. 230). Com efeito, “uma série de pequenos aplanamentos, bastante mal conservados nos xistos, permitem a restituição, ao longo do vale do Zêzere, de um nível de 400 metros, notavelmente constante, que contorna

---

<sup>49</sup> O. Ribeiro no capítulo 1 – 6, da memória inédita já citada, atribui uma “maior antiguidade dos rios do Norte (incluindo Zêzere)”, em contraponto com a “modernidade dos rios meridionais (incluindo a parte vestibular do Mondego)” (o. c., cap. 1 – 5). Com efeito, o pré-Zêzere terá sido um rio ante-Quaternário, que no seu sector intermédio, já instalado num fosso, deveria ter uma direção próxima do atual Zêzere, em função da sua condicionante tectónica. No entanto, o traçado atual do rio Zêzere resulta da evolução da rede, em função da reorganização da drenagem no início do Quaternário.

<sup>50</sup> Correspondem ao nível dos 400-450 m de O. Ribeiro (o. c., p. 34) e equivalem ao nível da Serra da Vila, definido na bacia da Lousã, a Norte de Miranda do Corvo, por volta dos 300 m (S. Daveau, 1972).

a Cordilheira Central pelo SW e parece unir-se à grande plataforma marginal” (O. Ribeiro, 1949a, p. 54).

Contudo, esta união não resulta muito clara e a própria gênese da Cova da Beira suscitou longas discussões (O. Ribeiro, 1949b, p. 24 e seg.s). Se, como este autor afirma, “a Cova da Beira não é mais do que um dos vários alvéolos tectónicos que marginam a Cordilheira Central, afeiçoado por um nível geral com uma perfeição que a depressão tectónica favoreceu” (1949b, p. 40), como explicar que, no pormenor, quase coincida com as rochas granitóides?

Com efeito, sem questionar o seu indubitável condicionalismo estrutural, não será também de salientar o papel devido à erosão diferencial, que muito terá contribuído para o desenvolvimento da superfície aplanada que constitui o fundo da Cova da Beira? Se é possível assinalar, com alguma facilidade, a falha que fecha a depressão a NW, pelo contrário, a marcação das outras falhas que delimitam a bacia suscita dúvidas. Por isso, pensamos que o nível geral se terá desenvolvido, pelo menos na área limítrofe das Serras de Xisto por nós analisada, mais pela facilidade de evacuação dos materiais resultantes da arenização do plutonito, do que em função da depressão tectónica, tanto mais que as formas aplanadas ficam praticamente confinadas aos granitóides (fig. 29), o que faz pensar mais num alvéolo granítico do que num alvéolo tectónico.

Com efeito, as corneanas e os micaxistos originados por metamorfismo de contacto, quando da instalação do plutonito do Fundão, deram forma a um rosário de pequenos cabeços que envolvem completamente a depressão formada a expensas da rápida alteração (arenização) dos granitóides. Apesar de alguns desses outeiros já não possuírem o seu “revestimento” metamórfico, devem, no entanto, essa forma à anterior existência e conservação até há pouco desses materiais, os quais evitaram a rápida alteração e a posterior erosão do quartzodiorito (fig. 29).

Os restos, ainda conservados, distribuem-se por três anéis metamórficos. O mais interior, constituído por pequenos retalhos, assenta em quartzodiorito biotítico (Y2) e apenas se conserva a nascente, onde apresenta cotas ligeiramente inferiores às do anel intermédio, formado por um afloramento muito mais largo, instalado no contacto do quartzodiorito biotítico (Y2), que

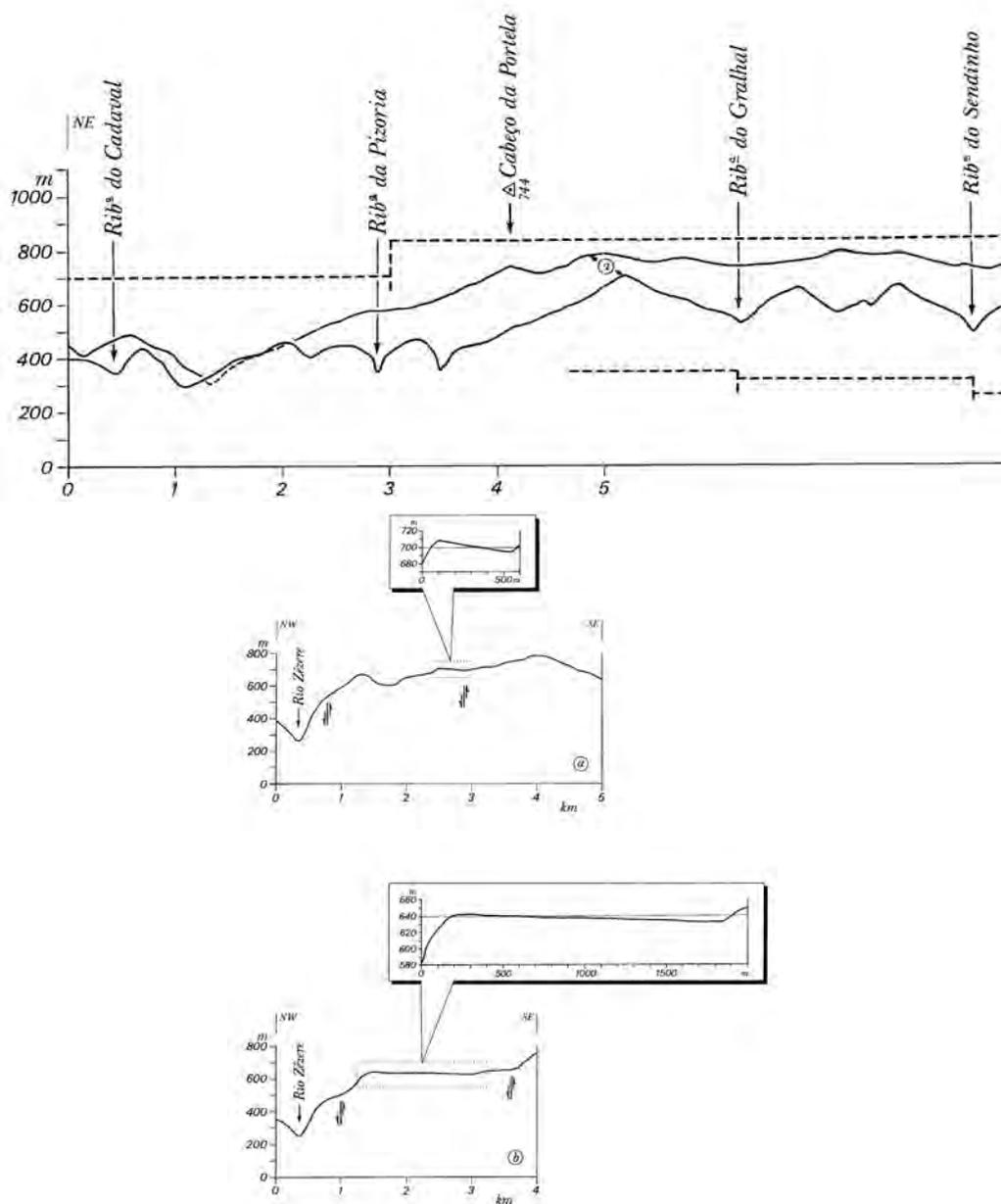
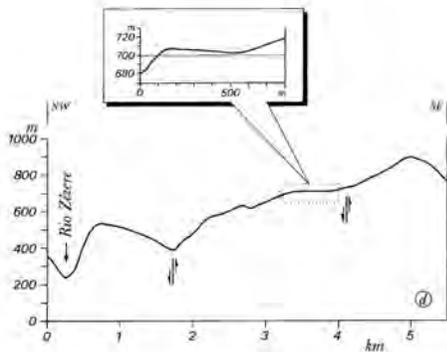
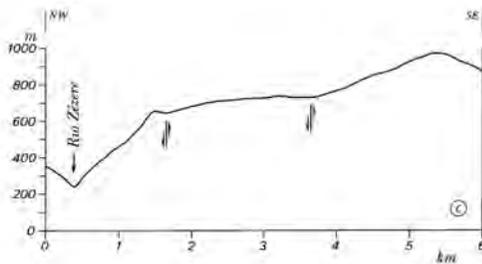
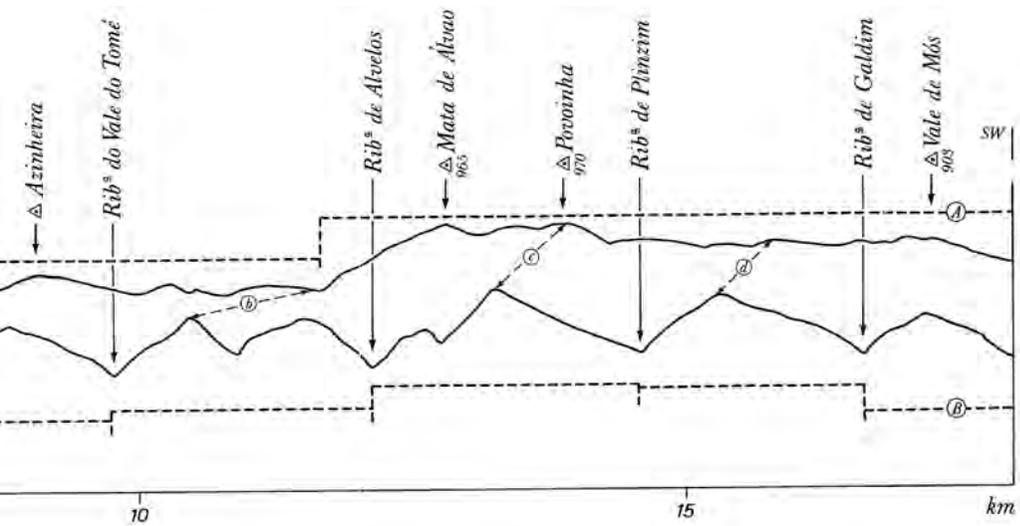


Fig. 28 – Perfis sobrepostos ao nível superior e à cumeada da serra de Alvelos, vistos de NW cumeada, com prolongamento até ao rio Zêzere, ilustrando o desenvolvimento desse nível e o c – Serra do Carril;



(alturas  $\times 2^{1/2}$ ). Em cartela, sectores de ligação, ortogonais ao desenvolvimento do nível e da seu basculamento para SE, especialmente visível nas respetivas ampliações (a – Pessilga; b – Portela; d – Gralhal).

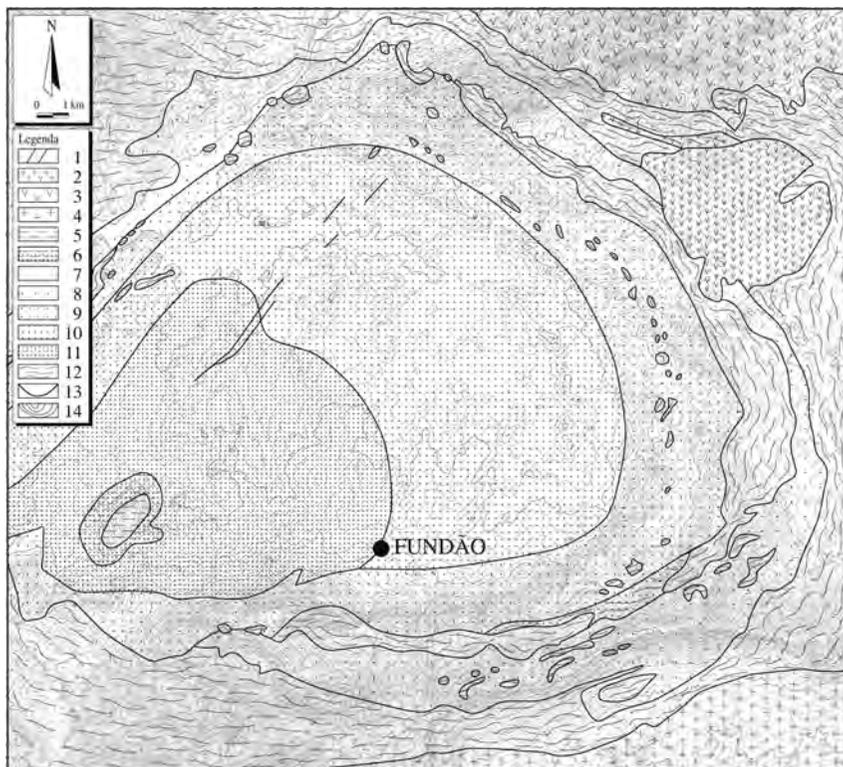


Fig. 29 – Plutonito do Fundão. Relações entre a topografia e os materiais seus constituintes. Carta geológica da região do Fundão, segundo M. Portugal Ferreira, C. V. Costa e L. C. Gama Pereira (1971), simplificada a partir das respetivas minutas de campo, inéditas, na escala de 1/25 000: 1 – zonas miloníticas; 2 – granito albitico-moscovítico (Y8 – satélite de Y7); 3 – granito porfiróide biotítico (Y7); 4 – granito porfiróide biotítico (Y6); 5 – granito monzonítico (Y5); 6 – transição entre Y0 e Y5; 7 – granito monzonítico (Y4); 8 – granito monzonítico biotítico (Y3); 9 – quartzodiorito (Y2); 10 – granodiorito (Y1); 11 – quartzodiorito (Y0); 12 – corneanas e micaxistos; 13 – limite dos afloramentos; 14 – curvas de nível, equidistância de 10 metros. Notar a maior densidade de curvas de nível, coincidente com as corneanas que originam as formas salientes e que envolvem a área aplanada que se estende para Norte do Fundão.

quase envolve completamente, com o granito monzonítico biotítico (Y3). Em termos altimétricos, este anel ganha a sua máxima expressão (829 m) a Sul do Fundão, diminuindo, paulatinamente, à medida que se avança para nascente, em direção a Alcaide, e para Norte, rumo a Fatela e Alcaria, em cujas

proximidades se verifica um novo ligeiro aumento de cota. A Sul de Alcaria, nas imediações da ribeira da Meimoa, encontram-se os retalhos conservados a cotas mais baixas (411, 415, 419 m), aumentando progressivamente de altitude em direção ao Telhado.

A reconstituição da superfície que une os topos destes cabeços inclina francamente para Norte o que indicia, desde logo, uma antiga drenagem já em direção ao Zêzere. À medida que a cobertura metamórfica foi sendo destruída, as areias, resultantes da meteorização do plutonito, foram sendo evacuadas, permitindo o desenvolvimento do amplo alvéolo do Fundão, onde apenas o granito monzonítico (Y5) proporciona um pequeno relevo de dureza, o Cabeço dos Quinteiros (534 m).

Por fim, o anel externo, ainda afetado por metamorfismo de contacto, desenvolve-se entre os granitos tarditectónicos e os granitos póstectónicos ou entre aqueles e os xistos do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico, aos quais passa gradualmente. As suas cotas mais elevadas localizam-se também a Sul, na serra da Gardunha. No conjunto, este anel comporta-se de modo similar ao da fileira intermédia, se bem que sempre com cotas mais elevadas.

Deste modo, o papel da erosão diferencial parece-nos mais importante do que a condicionante tectónica para justificar o aplanamento da Cova da Beira, pelo menos no sector estudado. Com efeito, se considerássemos como dominante a componente tectónica, a geometria de pormenor do fundo da Cova da Beira teria de ser necessariamente muito diferente, a não ser que o plutonito fosse completamente delimitado por falhas, o que não se observa.

Retomando a análise antes encetada, verificamos que o nível médio se encontra, ainda, bem desenvolvido a ocidente das Serras de Xisto, um pouco por toda a depressão periférica, numa área de grande indecisão de drenagem<sup>51</sup>. Do mesmo modo, está bem representado a SE, onde, mais do que a um trabalho fluvial, resultante de uma fase de estabilidade, corresponderá a restos soerguidos

---

<sup>51</sup> O rio Dueça, afluente do Ceira e subafluente do Mondego, o rio Nabão, afluente do Tejo e as ribeiras Pequena e da Várzea, afluentes da ribeira de Alge, logo subafluentes do Zêzere e, por isso, também do Tejo, têm travado uma interessante luta de cabeceiras pela disputa da drenagem das depressões do Avelar e de Alvaiázere (L. Cunha, 1990, p. 259-274).

da antiga superfície, tanto mais que por lá também não existiam grandes rios capazes de o ter moldado. Além disso, ter-se-á conservado porque, durante muito tempo, aquela superfície esteve completamente fossilizada por depósitos de cobertura.

O nível encontra-se, ainda, bem desenvolvido ao longo do Zêzere (fig. 25), sobretudo na área de Pedrógão Grande, onde é possível observar, na direção NE-SW, uma série de aplanamentos escalonados, que interpretámos como pertencentes a um único nível deslocado tectonicamente (fig. 30). Do mesmo modo, explicamos os aplanamentos existentes a Sul da área estudada, onde, além da falha da Sobreira Formosa, certos basculamentos e até empolamentos (?) terão ajudado a deformar a antiga superfície contribuindo para dificultar a interpretação conjunta dos níveis presentes ao longo de toda a área montanhosa<sup>52</sup>.

O nível de Pedrógão Grande ocupa uma extensão considerável, a poente do acidente explorado pela ribeira da Mega, resultante de um vale que, nessa época, seria muito largo, com as vertentes situadas já nas lombas de xisto, e de que resulta um nítido contraste com as formas de relevo situadas a nascente da ribeira, as quais se apresentam muito mais movimentadas.

O aplanamento de Pedrógão não escapou a P. Birot que o descreveu como uma “magnífica rechã dupla, localizada numa pontuação de granito que permite restituir o antigo leito do Zêzere com o máximo de precisão; sabe-se que os pequenos batólitos são especialmente resistentes à desagregação e conservam perfeitamente as formas”<sup>53</sup> (1949b, p. 26).

A facilitar o desenvolvimento do aplanamento poderá existir também uma certa componente estrutural, como parece indicar um corte situado numa pedreira localizada pelo Km 83,6 da estrada Pedrógão Grande - Figueiró dos

---

<sup>52</sup> Como se depreende, os níveis da vertente SE resultam do soerguimento da antiga superfície e não são atribuídos a mecanismos fluviais, que apenas lhe terão dado pequeníssimos retoques.

<sup>53</sup> O. Ribeiro já punha em dúvida a atribuição da mancha de Pedrógão a um *pequeno* batólito, pois como vimos anteriormente, a mancha granítica de Pedrógão ligar-se-á em profundidade às de Figueiró e do Coentral. Segundo este autor “No vale xistento do Douro, o rio atravessa também a ponta de uma mancha granítica (S. Salvador do Mundo, perto de S. João da Pesqueira); garganta e rechã têm aspeto semelhante às de Pedrógão, que não parecem estar ligadas a uma resistência especial da rocha” (inédito).

Vinhos, na vertente Norte da ribeira de Pera. Com efeito, o contacto entre o corpo granítico e as formações xistosas é anormal, tanto na passagem lateral (fot. 15), como na transição para a formação sobrejacente (fot. 16), o que aliás sucede frequentemente nestas pequenas massas granitóides (L. Lourenço, 1989, p. 7-8). Neste local, a disposição quer dos materiais circundantes quer dos sobrejacentes é sub-horizontal, tendo em conta que o máximo pendor medido foi inferior a  $15\frac{1}{2}$  para SE, o qual poderá ter facilitado o desenvolvimento deste nível aplanado.

Com efeito, as características e os aspetos estruturais observados no plutonito de Pedrógão diferem das apresentadas pelos de Figueiró e da Bouçã (Gama Pereira, 1987, p. 181-2), particularmente ao nível da rede de fraturas. No local que temos vindo a descrever registámos abundantes fraturas  $N70\frac{1}{2}W$ , com pendor próximo de  $60\frac{1}{2}$  para Sul, algumas das quais se encontram preenchidas por filões de quartzo. Estão apenas confinadas ao corpo granítico sem qualquer tipo de continuidade na formação sobrejacente.

O vigoroso encaixe que, após a construção deste nível, afetou a rede de drenagem, não só permitiu que ele entrasse em fase de degradação, mas também possibilitou o desenvolvimento de outros aplanamentos, situados a cota inferior.

### **2.2.3. Níveis inferiores**

Os níveis inferiores, situados abaixo de 260 metros são, dos três considerados, aqueles que apresentam a menor extensão. Assumem, no entanto, alguma importância a SE, na bacia de Sarzedas, onde devem corresponder a um ligeiro abatimento da superfície Eocénica, pois a rede de drenagem quaternária nunca terá possuído caudais que lhe permitisse tê-los desenvolvido.

Estes níveis agrupam ainda diversos retalhos aplanados situados a cotas baixas, em especial nos rios Alva e Ceira, os quais drenam as bacias de Lousã-Arganil, situadas no sopé da vertente NW (fig. 25), correspondendo muitos deles a verdadeiros terraços, no mais profundo significado geomorfológico do termo,

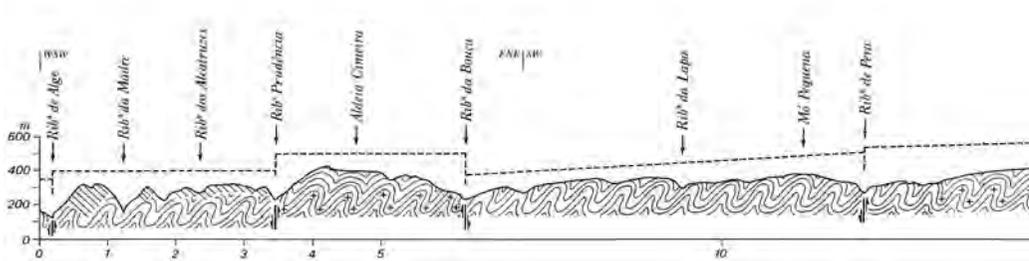
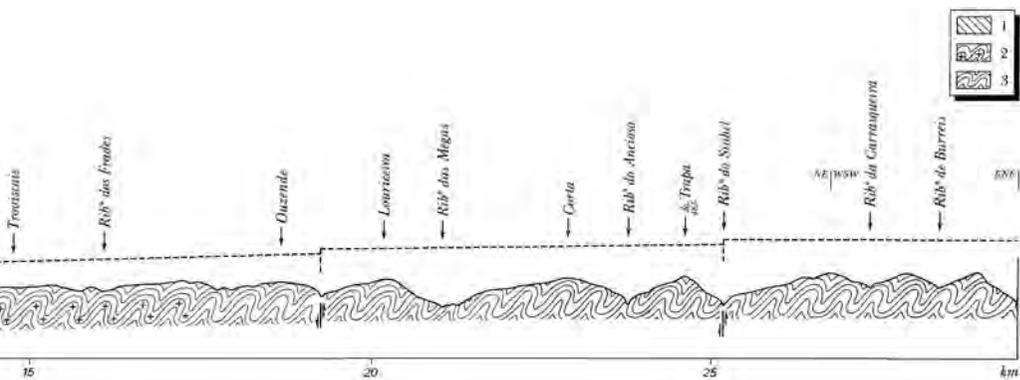


Fig. 30 – Perfil da superfície de Pedrógão, mostrando os níveis basculados e escalonados.



Fot. 15 – Aspeto do contacto anormal entre o plutonito de Pedrógão (à direita) e a rocha envolvente, observável numa barreira da estrada Figueiró-Pedrógão, ao km 83,6.



1 – quartzitos; 2 – corneanas e xistos mosqueados; 3 – xistos e grauvaques.



Fot. 16 – Plutonito de Pedrógão. Aspeto da formação sobrejacente, observável numa pedra situada no mesmo local da fotografia anterior. 1 – material xistoso; 2 – granitóides.

os quais refletem as pulsações mais recentes da rede de drenagem (C. Ferreira, 1980; S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 283-293).

Trata-se dos níveis com menor representação porque, sendo os mais recentes, estão quase exclusivamente confinados à parte terminal dos rios principais, ficando, por isso, muitos deles, já fora da área estudada.

Pelo facto de serem mais recentes apresentam a grande vantagem de possuírem um registo muito mais pormenorizado e sobretudo melhor conservado, o que permite a individualização dos diversos episódios da sua história, quando se procede a um estudo de pormenor, como foi o efetuado na parte terminal do rio Alva (C. Ferreira, 1980).

Um trabalho desta natureza, aplicado à parte vestibular do Zêzere, dando continuidade ao estudo encetado por Orlando Ribeiro (inédito), desvendar-nos-ia, certamente, alguns mistérios da evolução do traçado de um dos maiores rios portugueses.

### **2.3. Formas de erosão fluvial condicionadas estruturalmente**

*Assim, múltiplas direcções orientam, no Maciço Antigo, as linhas de relevo. A mais importante limita, de ambos os lados, a Cordilheira Central, por um sistema de falhas recentes, ora de grandiosa simplicidade (a maior extensão do sopé norte do sistema Estrela-Lousã), ora formando uma escadaria de blocos, alguns balanceados em sentido contrário ao abatimento principal (Beira Baixa). Pelo seu paralelismo evidente com os enrugamentos béticos e com a grande flexura do Guadalquivir, designa-se por “direcção bética” esta orientação, que vai de NE-SW a ENE-WSW. É ela que impõe o traçado paralelo de uma parte do Tejo e do Mondego e dos seus afluentes principais.*

ORLANDO RIBEIRO, 1955 (trad. port. in O. Ribeiro, H. Lautensach e S. Daveau, 1987, p. 178).

As principais formas resultantes da erosão fluvial que apresentam um vincado comando estrutural, já foram apresentadas por S. Daveau (1985, p. 229-238) e por S. Daveau *et col.* (1985/6, p. 255-268). Contudo, dada a importância destas formas, voltamos ao assunto para, através de análises de pormenor, reforçar algumas das ideias apresentadas naqueles trabalhos.

Desde logo, o desenvolvimento da rede hidrográfica permite estabelecer algumas relações entre as deformações tectónicas mais recentes e o encaixe dos vales.

Um dos aspetos que considerámos interessante explorar, resulta do facto da rede de drenagem se adaptar facilmente às grandes falhas que marginam as vertentes SE e, pelo contrário, raramente explorar as das vertentes NW. Para S. Daveau *et col.* (1985/6, p. 255) uma grande parte da disposição do relevo e da drenagem da extremidade ocidental da Cordilheira Central terá sido adquirida durante a primeira fase orogénica que se terá seguido ao grande aplanamento, a qual implicou a reorganização da drenagem, embora a evolução posterior lhe tenha introduzido um certo número de modificações, as quais são particularmente visíveis nas vertentes sueste da área montanhosa.

A explicação para estes factos deve resultar da maior compressão a NW, onde a surreição terá sido mais importante do que a SE, proporcionando não só maiores declives às vertentes, mas também depósitos de sopé mais espessos. Como consequência, as falhas terão ficado fossilizadas durante mais tempo, permitindo uma evolução da drenagem sobretudo ao longo das vertentes, logo, perpendicular à direção da falha<sup>54</sup>, contrariamente ao que sucede a SE. Aqui, a existência de menores declives terá possibilitado o desenvolvimento de depósitos mais extensos, mas menos espessos, bem como a implantação de uma rede de drenagem mais homogénea, a qual não se limita a explorar os acidentes mais frescos, de orientação meridiana, mas também ataca os que, transversalmente,

---

<sup>54</sup> No entanto, a evolução mais recente, através do remontar de cabeceiras e, como consequência, de capturas, tende a aproximar o modelo de evolução das falhas NW ao das falhas SE, como se verifica, por exemplo, nas imediações de Góis, onde, anteriormente a drenagem se fazia para NNE (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 260).

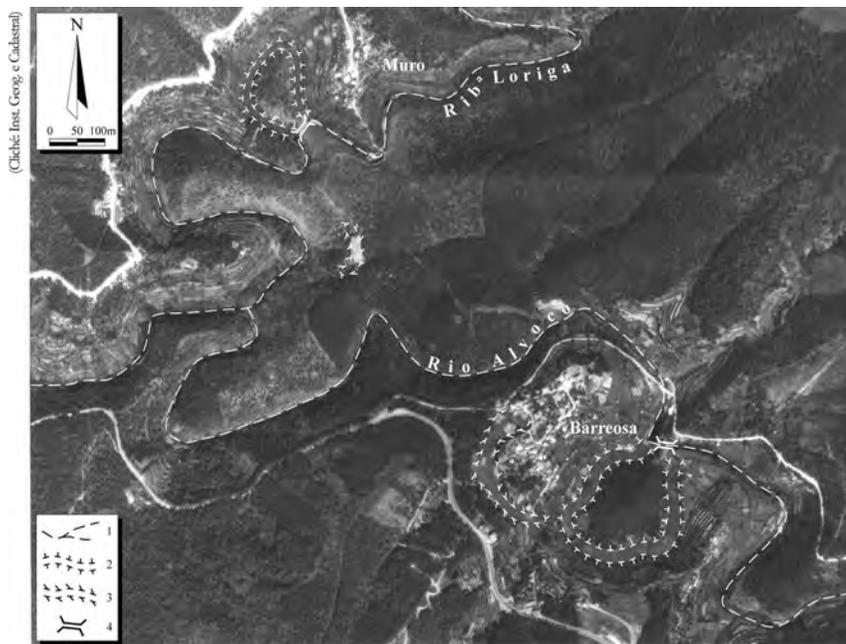
soergueram a montanha.. Aliás, esta disposição confirma a hipótese do basculamento dos blocos para SE.

A comparação da disposição da rede de drenagem que se desenvolve ao longo das quatro falhas marginais, é por demais elucidativa dos aspetos acabados de descrever. Com efeito, certos tramos da rede hidrográfica encontram-se perfeitamente adaptados às falhas de SE, tanto na da Sobreira Formosa, especialmente no sector SW, situado entre as ribeiras de Mesão Frio e do Alvito, como na falha de Cebola, em particular nas proximidades de Alvares. Pelo contrário, a rede hidrográfica raramente segue as falhas de NW. No entanto, a disposição geral da rede, realçada pelo paralelismo entre o médio Zêzere e as ribeiras da Sertá, da Isna, da Pampilhosa e de outros afluentes e subafluentes, denota um padrão de drenagem nitidamente comandado pela estrutura.

Mas não é só nas grandes falhas e nos alinhamentos gerais que se observa uma adaptação da rede hidrográfica à estrutura. Por vezes, é mais fácil identificar situações de pormenor, onde é possível observar tramos fluviais rigidamente alinhados ao longo de fraturas. Dos numerosos exemplos observados no campo, escolhemos a área de confluência da ribeira de Loriga com o rio Alvoco, por apresentar uma meandrização muito característica, com braços quase paralelos, perfeitamente comandados pela estrutura (fot. 17). A presença das falhas é aqui de tal modo evidente que, mesmo tratando-se de xistos, é possível seguir algumas delas no campo e até observar um pequeno espelho de falha, embora em mau estado de conservação.

Em situações de mais pormenor, pode até acompanhar-se a adaptação de curtos tramos da rede fluvial a pequenas fraturas, como se verifica por exemplo nas cabeceiras da ribeira do Coentral, onde uma fratura é intensamente explorada pela linha de água para, através dela, aprofundar o seu talvegue, o qual, em plena serra e mesmo no pino do verão, apresenta sempre um caudal significativo (fot. 18).

Outras situações de detalhe, relacionadas com os efeitos erosivos devidos à alternância de delgadas camadas ligeiramente mais duras, com leitos mais espessos e mais finos, podem também ser observadas no leito dos rios, os quais apresentam uma ondulação de pormenor, devido às camadas mais resistentes ficarem salientes, formando pequenos alinhamentos paralelos. Sobre os xistos



Fot. 17 – Vista aérea da confluência da ribeira de Loriga com o rio Alvoco. Notar a intensa meandrização das principais linhas de água (1), aqui e além interrompida pelo ser humano, através de cortes em trincheira (4), indicando-se os limites dos antigos meandros (2). A cota mais elevada conservam-se, ainda, vestígios de uma anterior meandrização (3).

repousam alguns calhaus, mais ou menos arredondados, de granito, quartzito e quartzo de exsudação, os quais foram abandonados por falta de competência ou ficaram “entalados” entre as camadas mais resistentes (fot. 19).

Outras vezes, os rios cavam pequenas marmitas (fot. 20) que se desenvolvem nas camadas mais brandas, alinhando-se no sentido da corrente<sup>55</sup>. Muitas delas acabam também por ser preenchidas com carga sólida que ficou aprisionada, durante o processo de abertura da marmita, ou foi abandonada, por falta de competência para o seu transporte.

<sup>55</sup> A disposição das camadas segundo o sentido da corrente parece ser mais favorável ao desenvolvimento de marmitas do que a situação anterior, em que a disposição das camadas lhe era transversal.



Fot. 18 – Aspeto de pormenor da ribeira do Coentral, na área de cabeceira, rigidamente orientada segundo uma linha de fratura.



Fot. 19 – Pormenor do fundo do leito do rio Zêzere, tomado em época de estiagem. O sentido da corrente é-nos dado pelo cabo do martelo, que serve de escala, sendo por isso perpendicular à direção das camadas.



Fot. 20 – Detalhe do fundo do leito do rio Ceira, a jusante de Cavaleiros de Baixo, tirado em época de águas baixas. Notar as pequenas marmitas, alinhadas e preenchidas com carga sólida.

Contudo, se a tectónica é fundamental para justificar a orientação de muitos tramos fluviais, este não é o único critério estrutural a ter em conta na orientação e no condicionamento da evolução da forma dos vales.

Atendendo a que as rochas dominantes na área em estudo são xistos, não poderíamos deixar de considerar a eventual importância da principal característica destas rochas, a xistosidade, para a orientação da drenagem. Com efeito, quando os vales são abertos perpendicularmente à xistosidade (*bords*) ou quando lhe são paralelos (*walls*), apresentam evolução e, conseqüentemente, formas diferentes, principalmente a nível dos vales onde correm canais de ordem inferior, uma vez que à medida que evoluem para ordens superiores, tendem para um perfil simétrico, em forma de V (L. VOISIN, 1981, p. 775).

No caso dos vales dos canais elementares, com vertentes em *bords*, ou seja, perpendiculares à xistosidade, a sua forma resultará da justaposição irregular de secções, resultantes de fissuras curtas e descontínuas, as quais originam vertentes abruptas e rugosas, ladeando vales que, normalmente, são estreitos e simétricos. Na segunda situação, quando as vertentes do vale se apresentam em *walls*, isto é, paralelas à xistosidade, a sua forma vai depender, fundamentalmente, do pendor da xistosidade (fig. 31), a qual condicionará o formato do vale (L. Voisin, 1981, p. 58).

No entanto, como esta disposição apenas se verifica nos canais elementares, a importância da xistosidade para a orientação dos vales é muito reduzida, como teremos oportunidade de analisar.

### **2.3.1. Vales e valeiros de fratura, de orientação meridiana**

Um dos aspetos mais salientes da adaptação da drenagem às deformações tectónicas recentes resulta do carácter retilíneo imposto aos pequenos vales que seguem fraturas de direção meridiana e que, além disso, apresentam vertentes perfeitamente simétricas (fig. 25).

Pela sua extensão, salientamos o vale da ribeira de Mesão Frio, a Sul da área estudada e, pela sua beleza, impressa na rigidez das formas retilíneas, tanto do talvegue como das vertentes, destacamos a da ribeira do Moninho (fot. 21), que

se desenvolve a Norte da Pampilhosa da Serra. Estes vales e valeiros de orientação meridiana apresentam, em regra, ainda outras duas particularidades comuns. Uma delas, tem a ver com o escoamento, o qual se processa, normalmente, de Norte para Sul. A outra, diz respeito ao modo como estes vales terminam, quase sempre, de encontro a um grande acidente tectónico, com direcção NE-SW ou WNW-ESE, ou confluem num vale com a mesma orientação (S. Daveau, 1985, p. 234), o que, associado ao escoamento dirigido para Sul, terá a ver com um recente rejogo tectónico, traduzido pelo ligeiro basculamento dos blocos para o quadrante Sul, já por diversas vezes mencionado.

O escoamento para Sul é, por vezes, acompanhado por erosão regressiva muito violenta, como já referimos, imprimindo declives muito acentuados às vertentes e declives muito suaves aos talvegues, como sucede, por exemplo, nas cabeceiras da ribeira da Povoinha, situada na serra das Mougueiras. Em contrapartida, as outras vertentes desta serra, drenadas pelos afluentes da ribeira da Sertã, a montante de Oleiros, apresentam declives muito suaves.

A recidiva de erosão ao longo dos vales de orientação meridiana chega a ser tão importante que consegue mesmo impor-se à efetuada ao longo dos acidentes mais importantes, onde normalmente aqueles terminam, como sucede com o

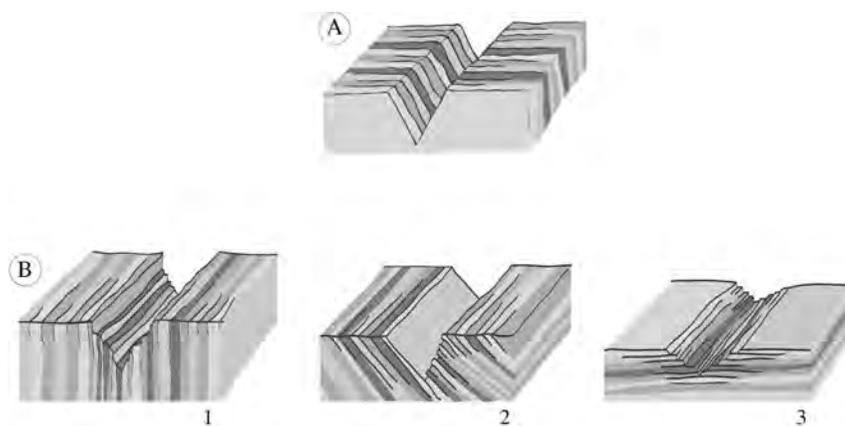


Fig. 31 – Formas de vales, consoante a disposição da xistosidade: em *bord* (A) e em *walls* (B). 1 – xistosidade vertical; 2 – com 45° de pendente; 3 – horizontal (segundo L. Voisin, 1958, p. 58, com ligeiras modificações).



Fot. 21 – Vale de fratura da ribeira do Moninho, visto da Selada de Belide. A rigidez das formas retilíneas, tanto do talvegue como das vertentes, é impressionante.

ribeiro do Semessugo, a ocidente de Unhais-o-Velho. Esta exceção, dever-se-á a uma provável captura da ribeira de Vilares pelo ribeiro do Samessugo, a qual antes de ter sido capturada, deveria escoar-se para a ribeira das Sanguessugas, situada a ocidente, através do atual ribeiro do Brejo, o qual também explora, como a ribeira de Vilares, a falha de Cebola, na área onde se situa o *graben* de Unhais (fig. 32). O facto do ribeiro de Samessugo atravessar aquele importante acidente sem sofrer qualquer perturbação atesta a sua juventude e, ao mesmo tempo, assinala o vigor da erosão regressiva ao longo dos alinhamentos de direção sensivelmente meridiana.

Relativamente ao sentido do escoamento destes vales de direção meridiana que, em regra, se faz para Sul, também se observam algumas exceções. Com efeito, alguns deles apresentam o seu escoamento dirigido para Norte. Normalmente, são muito mais curtos e muito menos importantes do que aqueles em que o escoamento se processa para Sul e, muitos deles, apresentam

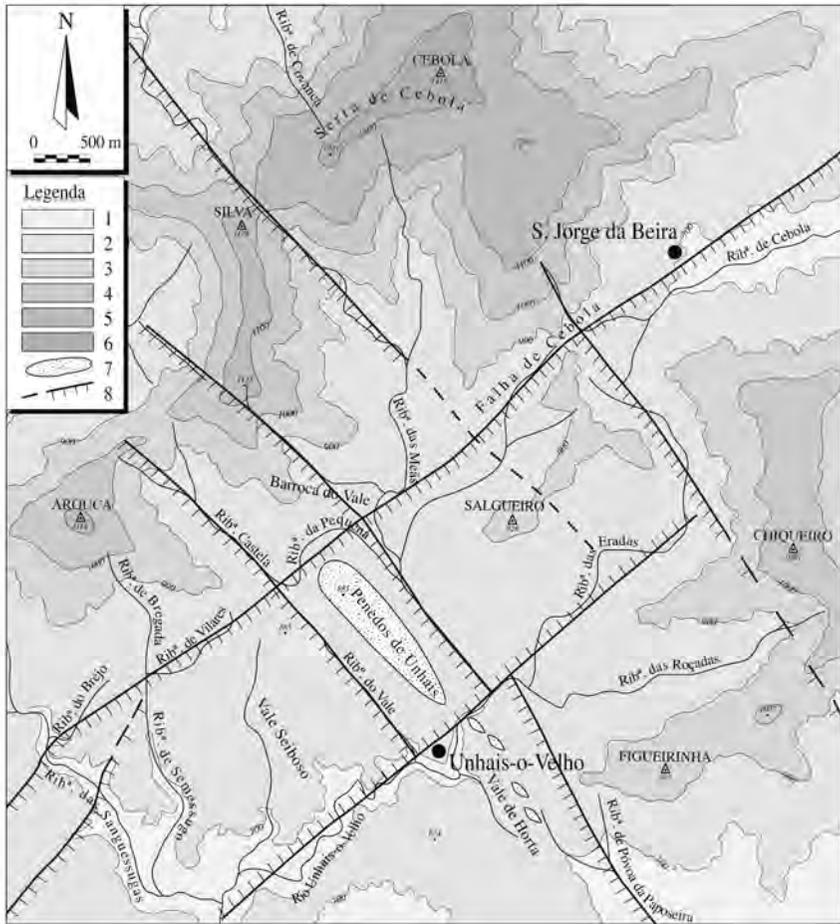


Fig. 32 – Enquadramento morfo-estrutural do *graben* de Unhais. Esboço interpretativo. 1 – altitudes inferiores a 700 m; 2 – superiores a 700 m; 3 – a 900 m; 4 – a 1000 m; 5 – a 1100 m; 6 – a 1300 m; 7 – quartzitos; 8 – falhas e fraturas importantes.

a particularidade curiosa de se iniciarem por dois, ou até mais, curtos tramos paralelos que morrem de encontro a falhas perpendiculares à sua direção. Em regra, surgem na continuidade, para Norte, dos vales com escoamento para Sul. Salientamos dois deles, ambos no prolongamento de afluentes do rio Unhais, um dos quais está no alinhamento da ribeira do Moninho, depois

da Selada de Belide<sup>56</sup>, e o outro, a Norte da Selada do Rolão, no da ribeira do Silva (barroca do Coção), situada a poente.

Situações análogas ocorrem em muitos outros vales, como sucede, por exemplo, nas ribeiras da Mourízia e do Soito da Ruiva, ambas subafuentes do rio Alva.

Embora estes valeiros de orientação meridiana não possuam qualquer significado particular, se atendermos à importância da sua extensão, contudo não deixam de merecer uma menção especial se considerarmos o vigor e a perfeição das suas formas, como, aliás, sucede com outras que passamos a descrever.

### 2.3.2. Vales dissimétricos

Além dos pequenos vales de fratura antes descritos, outros que também chamam a atenção pelo seu aspeto, quando se procede a um estudo sistemático das formas de relevo, são aqueles que apresentam vertentes dissimétricas. Com efeito, especialmente no bloco SE, encontramos numerosos vales que, pelo menos numa parte do seu percurso, apresentam vertentes opostas com declives muito diferentes.

A explicação para este facto não deverá assentar em critérios litológicos, por não se verificarem contrastes petrográficos suficientemente nítidos para tal originarem<sup>57</sup>, nem sequer em critérios de natureza climática, por não se encontrarem generalizados à maior parte dos vales<sup>58</sup>, nem parece dever-se a motivações de ordem estrutural, relacionadas com a xistosidade. A disposição de vales em *walls*, paralelos aos planos de xistosidade, poderia também favorecer, como vimos, o

---

<sup>56</sup> A folha 253 da Carta Militar de Portugal identifica este local por Colada de Belide. Trata-se certamente de uma gralha tipográfica, Colada em vez de Celada, versão que, por sua vez, resulta de um erro ortográfico, Celada em substituição de Selada.

<sup>57</sup> Apenas localmente, as diferenças litológicas são suficientemente importantes para acentuar os contrastes provocados pela tectónica entre as duas vertentes.

<sup>58</sup> Atendendo à disposição geral destes vales, orientados WNW-ESE ou NE-SW, com uma vertente virada sempre para o quadrante Norte e a outra sempre voltada para o quadrante Sul, é natural que as condições climáticas tenham dado um retoque de natureza morfoclimática, o qual terá acentuado as diferenças devidas, fundamentalmente, ao rejogo tectónico.

desenvolvimento destes vales assimétricos. No entanto, isso apenas se verifica nos canais de ordem inferior, o que não é o caso.

A justificação para estas formas deverá encontrar-se sobretudo através da tectónica, que basculou blocos e, naturalmente, associada à erosão hídrica que explora a falha que margina a base da vertente mais abrupta, para onde também convergem as águas da vertente com menor declive que, em regra, se apresenta muito mais extensa. Por conseguinte, a própria conjuntura geral do desenvolvimento do relevo, leva-nos a ser muito mais permeáveis a uma génese essencialmente tectónica, justificativa da forma destes vales.

Dos numerosos exemplos que podemos apontar, aqueles que possuem as formas mais belas correspondem ao alto vale da ribeira da Sertá, nas imediações do Estreito, e ao vale da ribeira da Cerdeira, a Norte de Cernache do Bonjardim (fig. 25).

### **2.3.3. Pequenas bacias de fundo chato**

Nas bacias marginais de NW (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 347-364), e de SE, na Cova da Beira e, sobretudo, ao longo dos vales dos rios Zêzere e Alvoco e da ribeira da Sertá (fig. 25), encontramos pequenas bacias de fundo chato, também condicionadas estruturalmente.

Nas áreas marginais, o alargamento destas bacias é, normalmente, facilitado pela presença de rochas menos resistentes, localizadas a montante dos obstáculos, de natureza tectónica ou litológica, a partir dos quais se desenvolvem. O encontro do soco mais duro leva ao alargamento, por erosão lateral, a qual é facilitada pela menor consistência das formações de cobertura.

No interior das Serras de Xisto, as bacias de fundo chato devem-se, muitas vezes, a um trabalho fluvio-periglacial que aparece quase sempre realçado por trabalho antrópico. Ocupam os vales mais largos, formando-se a expensas de pequenos *grabens* ou da concentração da rede de fraturas ou, ainda, da intensa exploração de grandes caixas de falha. De modo geral, alinham-se ao longo dos rios e ribeiras, ficando muitas vezes suspensas relativamente ao curso de água

principal (S. Daveau *et col.*, 1985/6, p. 348), mas, por vezes, restringem-se às planícies aluviais onde, frequentemente, incorporam terraços baixos, cuja platitude foi, muitas vezes, conservada ou acentuada por obra humana.

#### **2.3.4. Meandros encaixados: ativos e abandonados**

Como, geralmente, a rede hidrográfica se encontra muito adaptada à apertada malha de fraturas, não admira que os rios se organizem, preferencialmente, através de curtos tramos retilíneos, explorando fraturas, que, depois, bruscamente, infletem de direção, obrigando os rios a meandrizar. Embora com uma evolução de certo modo confinada à rede de fraturas, muitos deles encaixaram-se profundamente, através de um entalhe progressivo, sendo possível apontar diversos exemplos desse encaixe. Os mais belos podemos extraí-los dos rios Alvoco, Zêzere e, ainda, da ribeira da Sertá.

Consoante se situam respetivamente a jusante ou a montante dos grandes acidentes, os meandros apresentam tipologia e evolução diferentes. Com efeito, ao longo do Zêzere podemos observar, a jusante do acidente da Abitureira, meandros profundamente encaixados, “de trincheira”, de vertentes simétricas e abruptas, constituídos por sinuosidades de traçado rígido, enquanto que, para montante daquele acidente, se desenvolvem meandros ativos, “de dureza” (O. Ribeiro, 1949c, p. 80), fortemente dissimétricos, com uma evolução rápida, que deixou numerosos braços abandonados (S. Daveau, 1985, p. 232), por corte dos pedúnculos dos respetivos meandros<sup>59</sup>. A travessia da crista quartzítica (dupla) terá contribuído para acentuar esta evolução, como também se verifica no rio Alva, a montante do afloramento quartzítico de Santa Eufémia.

Outros exemplos encontram-se ao longo da ribeira da Sertá, que, para o efeito, podemos considerar dividida em três sectores. O primeiro deles, situado a jusante do grande acidente WNW-ESE, que margina o bloco do Cabeço

---

<sup>59</sup> Também são frequentes os meandros abandonados artificialmente, devido a intervenção antrópica, embora quase sempre situados a cotas mais baixas, como desenvolveremos a seguir.

Rainho a SW, caracteriza-se por apresentar meandros com vertentes simétricas, muito angulosos e encaixados.

A montante daquele acidente e até Oleiros, desenvolve-se o que designamos por sector intermédio da ribeira da Sertã, juncado de meandros dissimétricos, ainda ativos, e de meandros abandonados que testemunham uma evolução comparável à do rio Zêzere. As formas mais belas foram e continuam a ser alvo de intensa exploração agrícola, a qual tem também contribuído não só para a manutenção da forma aplanada, mas também para o aparecimento de aldeias, mais ou menos importantes, nas suas imediações. Mosteiro e Troviscal são dois casos elucidativos<sup>60</sup> mas, quanto a nós, a forma que nos chegou melhor preservada, a tal ponto de nos levantar dúvidas sobre o seu estado de conservação, é aquela que contorna a localidade de Vale do Souto (fot. 22).

Com efeito, a platitude que apresenta é, em grande parte, antrópica. Os depósitos que colmataram o meandro, depois do seu abandono foram remexidos, como, aliás, sucedeu com a generalidade dos depósitos encontrados nesta situação, desconhecendo-se, neste caso, a finalidade em vista, mas de cujo remeximento terá resultado ou, pelo menos, terá acentuado a platitude que atualmente se observa.

A montante de Oleiros, os vales apresentam-se muito mais retilíneos, ainda com vertentes dissimétricas mas com um comando estrutural que já permite enquadrá-los nos vales dissimétricos, antes descritos (fig. 25).

Outros vales que apresentam uma evolução semelhante, condicionada por um grande acidente localizado a jusante, são os dos rios Alvoco, Ceira (a montante de Góis) e Unhais (sector intermédio), bem como os das ribeiras de Alge, Pera e Isna, além dos pequenos cursos de água que, na proximidade de acidentes importantes, apresentam comportamentos análogos.

---

<sup>60</sup> Neste sector parecem ter-se desenvolvido também dois momentos de cortes de pedúnculos de meandros, provavelmente facilitados por rejogos tectónicos (?). O primeiro desses momentos terá ocorrido quando a ribeira corria pelos 520 m e seria responsável pelo meandro abandonado do Mosteiro. A segunda geração estaria representada pelos meandros abandonados do Vale do Souto (400 m), Troviscal (390 m) e Fundão (370 m).



Fot. 22 – Vista aérea da ribeira da Sertá, por alturas de Vale do Souto.  
O antigo meandro, completamente preenchido com depósitos de vertente, cujo remeximento antrópico (com fim agrícola ?), lhe veio acentuar a planitude.  
1 – Cursos de água; 2 – Limites da antiga meandrização.

Deste modo, a tipologia e, conseqüentemente, a evolução dos meandros parece assentar essencialmente em critérios tectónicos, como parece deduzir-se da análise de diversos exemplos recolhidos ao longo dos rios e ribeiras que drenam as Serras de Xisto. Contudo, não devemos relegar para segundo plano ou, simplesmente, deixar cair no esquecimento, outros fatores que também são fundamentais para a evolução dos meandros, em particular para a sua migração para jusante.

Com efeito, os processos que comandam a migração dos meandros para jusante, tentam contrariar a condicionante tectónica, aproveitando não só “as aptidões mecânicas dos xistos, mas também as modificações introduzidas no sistema anisotrópico por todas as descontinuidades que o preenchem, em particular, pelo grande número de diáclases, mais ou menos verticais e mais ou menos contínuas” (L. Voisin, 1981, p. 759-760).

Este autor, através de um esquema muito simples, com uma única família de juntas perpendiculares à xistosidade, ilustra o modo como se processa a migração para jusante (fig. 33), embora, na realidade, normalmente coexistam diversos conjuntos de fissuras, com direções variadas, os quais vão acentuar, ainda mais, o efeito de divisão.

O modelo apresentado nesta figura, não só permite acompanhar a migração do meandro para jusante, mas também sublinha os pontos críticos, determinados pelo rebentamento das fissuras abertas nos limites do escoamento fluvial — pontos A, B, C, D, E e F — os locais preferenciais para ataque dos processos fluviais. O trabalho erosivo leva ao destacamento de lâminas e de patelas xistosas, quer a jusante de A e B, quer a montante de C, D, E e F. O arranque será tanto mais facilitado quanto mais curtas forem as lâminas, ou seja, quanto menos ligadas estiverem ao lado côncavo, o que, numa situação extrema, poderá conduzir ao desenvolvimento de meandros angulosos, adaptados à geometria dos recortes feitos entre os planos de xistosidade e as juntas transversais (L. Voisin, 1981, p. 760).

Contudo, como a nossa análise não se prendeu ao estudo da geometria pormenorizada dos meandros, não sabemos se as suas formas serão mais de atribuir à condicionante tectónica do que à componente estrutural. No entanto, outros aspetos houve que despertaram a nossa curiosidade. Um dos que nos mereceu particular atenção, talvez por também corresponder a um dos aspetos menos conhecidos da evolução recente da rede de drenagem, foi o dos lóbulos abandonados, sobretudo quando esse processo foi antrópico, sendo por esse motivo artificial.

Desde logo detetámos a existência de dois processos diferentes para, manualmente, o ser humano concretizar o corte dos pedúnculos de meandro. O mais frequente, em trincheira, era cavado a céu aberto, enquanto que o menos habitual consistia no escavamento de uma galeria subterrânea, em túnel. Este segundo processo apenas foi usado nos casos em que a espessura do pedúnculo era mais considerável e em que, a utilizar-se a técnica da trincheira, exigiria a remoção de volumes de terra muito mais significativos, cuja extração e transporte oneraria substancialmente estas impressionantes obras de hidráulica e de engenharia agrícola.

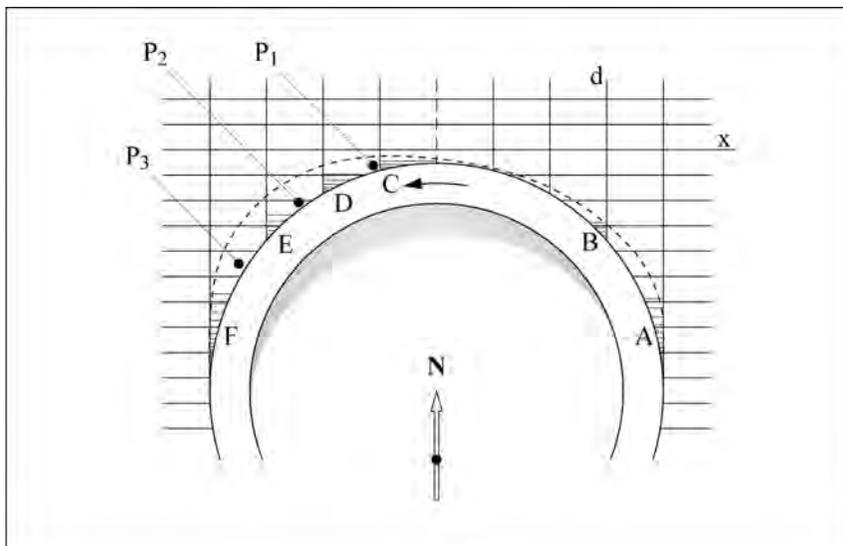


Fig. 33 – Esquema da migração de um meandro para jusante, em função do declive, das diáclases (d) e da xistosidade (x). O tracejado traduz o alongamento dissimétrico e a seta dá o sentido da corrente. (segundo L. Voisin, 1981, p. 760, com ligeiras modificações).

Os “Furados” de Pombeiro, no rio Alva, hoje submersos pelas águas da albufeira das Fronhas, serão os cortes artificiais mais conhecidos (A. Fernandes Martins, 1940, p. 96 e 254; A. Girão, 1955, p. 101 e 104). Contudo, a sua origem continua envolta em mistério. “Foram já atribuídos aos romanos” (J. Alarcão, 1973, p. 124), tendo-se relacionado com a exploração do ouro por lavagem das aluviões do rio Alva, se bem que, no pormenor, subsistam dúvidas quanto ao modo como se desenrolaria essa técnica (G. Almeida *et al.*, 1980, p. 8) e não existam “materiais que confirmem a cronologia desses túneis”<sup>61</sup> (J. Alarcão, 1973, p. 124).

<sup>61</sup> Pelo contrário, a exploração aurífera da Escádia Grande, situada na parte Norte da freguesia de Álvares, concelho de Góis, ainda em prospeção, é “seguramente romana” (J. Alarcão, 1973, p. 123).

A serem verídicos os factos que A. Martins de Carvalho relata, fundamentando-se num documento do século XVI, publicado pelo visconde de Sanches de Frias, a obra dos Furados do Alva será muito posterior aos Romanos.

A exploração do ouro não se limitou ao rio Alva. Não só no Alvoco, seu afluente, mas também noutros rios, encontrámos remeximentos de depósitos semelhantes aos do Alva. Tanto na confluência da ribeira de Alge com o rio Zêzere, como no rio Ceira, a montante de Segade, conhecemos amontoados de calhaus rolados, desprovidos de matriz argilosa, que parecem indiciar a sua provável lavagem para prospeção aurífera.

Também no que concerne a frentes de exploração, com escavamento similar às de Pousadouros e de Meda dos Mouros, no Alva, encontrámos formas análogas quer no Alvoco (fot. 23), quer no Zêzere (fot. 24). Se, pela sua proximidade, não é difícil de aceitar a mesma finalidade para as do Alvoco, já se torna mais duvidosa para as do Zêzere que, embora não sendo de excluir, por serem menos frequentes, parece menos provável, podendo ter-se destinado a outro objetivo.

Regressando aos “Furados”, além dos dois referidos nas proximidades de Pombeiro, existem pelo menos outros dois, no rio Ceira, um deles sob Vale Pardieiro, e, o outro, nas proximidades de Capelo. Contudo, estes cortes não são tão antigos, nem se relacionam com a exploração aurífera. Com efeito, o

---

O referido documento dará indicação sobre o fidalgo que a mandou executar: “foi um filho dele [de João Lourenço da Cunha, primeiro marido de D. Leonor Teles, que foi senhor de Pombeiro] que mandou abrir os *Furados* do Alva” (o. c., p. 414) e referirá tanto a finalidade da obra “uma queda que pudesse servir a moinhos de cereais e a pisões de pano”, como a altura da sua construção “Devia ter sido realizada nos fins do século XIV ou princípios do século XV” (Guia de Portugal, vol. III – Beira, tomo 1 – Beira Litoral, p. 406).

AO referir-se ao pai, a João Lourenço da Cunha, indica que “foi um filho dele [Álvaro da Cunha ?] que mandou abrir os *Furados* do Alva” (o. c., p. 414).

Consultando a monografia de Sanches de Frias (1896) verificámos que não só não faz uma alusão clara ao documento, mas também que a finalidade da obra nela indicada não coincide totalmente: “os *Furados* não foram rasgados para buscas de minério e sim para desvio das águas, destinadas a cachoeira” (o. c., p. 31). Mais adiante refere ainda, p. 39 e segs., a genealogia dos Cunhas, mas nada encontrámos sobre quem mandou abrir os Furados. É possível que tudo seja mencionado no referido documento do século XVI, que não nos foi dado localizar.

Quando visitámos os furados, antes do enchimento da albufeira criada pela barragem das Fronhas, tivemos oportunidade de ainda observar restos das construções que terão servido de moinhos, aliás comuns à maior parte dos cortes, quer de trincheira (Muro, Barreosa...), quer de túnel (Vale Pardieiro) onde, atualmente, ainda se podem observar moinhos de água, de roda horizontal, a funcionar.

Contudo, a imponência da obra, tendo em conta a época em que decorreu, exigiu a prestação de muito trabalho. O eventual recurso a escravos pode ter sido a solução. Nesse caso, a obra será de atribuir aos Romanos e está certamente relacionada com a exploração aurífera, como também “um terceiro *Furado* existente no Alva junto da Ponte da Mucela, já completamente obstruído” (A. Girão, 1955b, p. 58-9).

túnel do Capelo, bem como o de Vale Pardieiro (fot. 25) terão cerca de um século de existência, segundo relatos de residentes locais, cujos pais e avós teriam trabalhado nas obras de abertura das galerias subterrâneas.

Quanto a nós, embora a finalidade imediata das muitas trincheiras e dos túneis cavados na rocha fosse a de desviar o caudal dos rios e ribeiras, o principal objetivo em vista seria, fundamentalmente, o de conquistar um local onde se pudesse criar uma porção de terra plana, facilmente transformável em solo agrícola e irrigável com água em abundância. Estes aspetos, de somenos importância em áreas planas, revelam-se fundamentais onde as superfícies aplanadas escasseiam e onde a água para rega raramente é abundante, desideratos que se alcançavam em simultâneo, através da execução das referidas aberturas. Naturalmente que o desnível provocado pelo corte artificial foi, muitas vezes, aproveitado para instalar moinhos de água de roda horizontal.

A importância relativa destas parcelas agrícolas, conquistadas aos rios, comparativamente com a das outras, feitas em socalcos, pode facilmente ser observada através da fotografia aérea. Para facilitar a comparação, seleccionámos alguns exemplos de meandros abandonados por cortes artificiais, ao longo dos vales dos rios Alvoco e Ceira, onde se pode observar não só esta relação (fot. 17), mas também a quase inexistência de socalcos (fot. 26).

Se considerarmos o trabalho que a construção de umas e de outras terá dado, e, se, simultaneamente, observarmos os respetivos resultados, não deverão restar muitas dúvidas quanto à finalidade destas obras. Normalmente, a área conquistada, se bem que importante em termos agrícolas, é ainda relativamente reduzida, quando comparada com a obtida pelo aproveitamento dos meandros abandonados naturalmente (fot.s 26 a 28). A escassez de terras para cultivo levou, frequentemente, ao aproveitamento do leito de cheia dos rios para construção de campos agrícolas (fot. 29).

### 2.3.5. Passagens nas cristas quartzíticas. Epigenias e Antecedências

O modo como os rios e as ribeiras franqueiam as cristas quartzíticas denota, quase sempre, uma adaptação generalizada às fraturas que atravessam aquelas formações. Por exemplo, os Penedos de Góis são delimitados, a Norte, pelo vale da ribeira da Ponte do Sotão, a qual explora a falha que soergue a crista. Sensivelmente a meio do afloramento, são, ainda, franqueados pela ribeira de Pena, a qual, para o efeito, aproveita o acidente que levanta a serra do Penedo, a Sul. Do mesmo modo, também o rio Ceira se adapta aos Penedos de Fajão, contornando o afloramento pelo seu lado Norte, explorando a falha que abate os quartzitos.

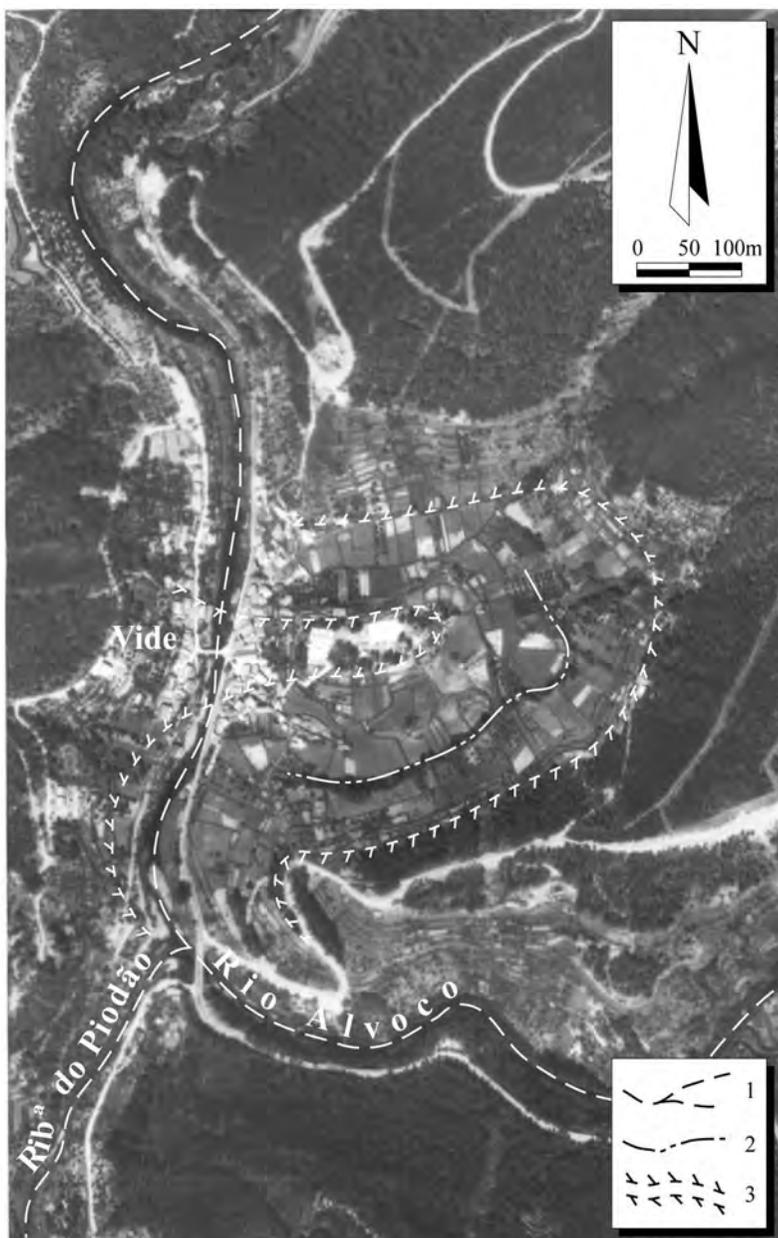
Nem só os grandes rios, como o Zêzere ou o seu afluente Unhais, mas também as pequenas ribeiras utilizam linhas de fratura para, em regra, atravessarem as cristas quartzíticas, cavando nelas profundos vales em garganta que só são possíveis, atendendo aos reduzidos caudais da maior parte desses coletores fluviais, mercê da relativa fragilidade provocada localmente pela fraturação da rocha.

Embora nem todas as grandes falhas que intersejam cristas sejam exploradas por ribeiras<sup>62</sup>, pelo contrário, apenas as linhas de água que drenam bacias hidrográficas de dimensões muito reduzidas têm alguma dificuldade em construir vales em garganta nas cristas que atravessam, situação que acaba por proporcionar importantes rupturas de declive no perfil longitudinal desses ribeiros, como veremos na alínea seguinte.

Saber se o franqueamento das cristas se ficou a dever a antecedência ou a sobreimposição é, na maior parte dos casos, tarefa de difícil solução. À parte a da Sr.<sup>a</sup> da Candosa, no rio Ceira (O. Ribeiro, 1949a, p. 136), não é fácil saber quais destas passagens se devem a antecedência ou provêm de epigenias, pois a generalizada falta de depósitos não nos permite confirmar qual dos processos terá prevalecido.

---

<sup>62</sup> O caso mais conhecido é o da Portela de Vidual de Cima (foto 14), “no prolongamento do acidente de Cebola, por onde não passa qualquer curso de água” (O. Ribeiro, 1949c, p. 82).



Fot. 23 – Vista aérea do meandro abandonado de Vide, no rio Alvoço. A antiga frente de exploração conserva ainda grande rigidez, especialmente a SE. 1 – Cursos de água; 2 – Frente de exploração do depósito; 3 – Limites do antigo meandro.



Fot. 24 – Vista aérea do meandro abandonado da Barroca, rio Zêzere, onde se destaca uma antiga frente de exploração dos depósitos de vertente que o preenchem. 1 – Cursos de água; 2 – Frente de exploração; 3 – Antigo meandro.



Fot. 25 – Túnel do Vale Pardieiro, no rio Ceira, visto de jusante. Notar, à esquerda, encoberta pela árvore, a parede da construção onde funcionava um moinho, que aproveitava o desnível produzido pela queda de água. A “luz ao fundo do túnel” corresponde à abertura situada a montante.

A confirmar-se uma idade muito antiga do Zêzere<sup>63</sup>, poder-se-ia ter verificado antecedência na área das cristas do médio Zêzere, o que não nos parece muito viável. Contudo, depois dos derrames que originaram as formações de blocos, ainda conservadas nas bacias marginais e que também terão fossilizado a anterior topografia do vale do Zêzere, ter-se-á organizado uma drenagem por sobreposição que, ao deparar-se com o soco mais resistente, terá proporcionado o alargamento dos vales, evoluindo para bacias de fundo chato, até encontrarem fraturas às quais se adaptaram, dando-se posteriormente o encaixe da rede hidrográfica.

Este hipotético modelo de evolução, embora deduzido do enquadramento geral, carece de registos pormenorizados que permitam confirmá-lo, se bem que, já fora dos quartzitos, algumas formas indiciem claramente a hipótese epigénica e a posterior adaptação à malha de fraturas. Tomámos para exemplo uma área onde a adaptação às fraturas de orientação meridiana é por demais evidente, ao ponto de se poderem vir a provocar profundas modificações no traçado da rede hidrográfica, como a seu tempo veremos, mas que, apesar de tudo, não permitem explicar todas as formas, como sucede por exemplo com as inflexões apresentadas por algumas ribeiras.

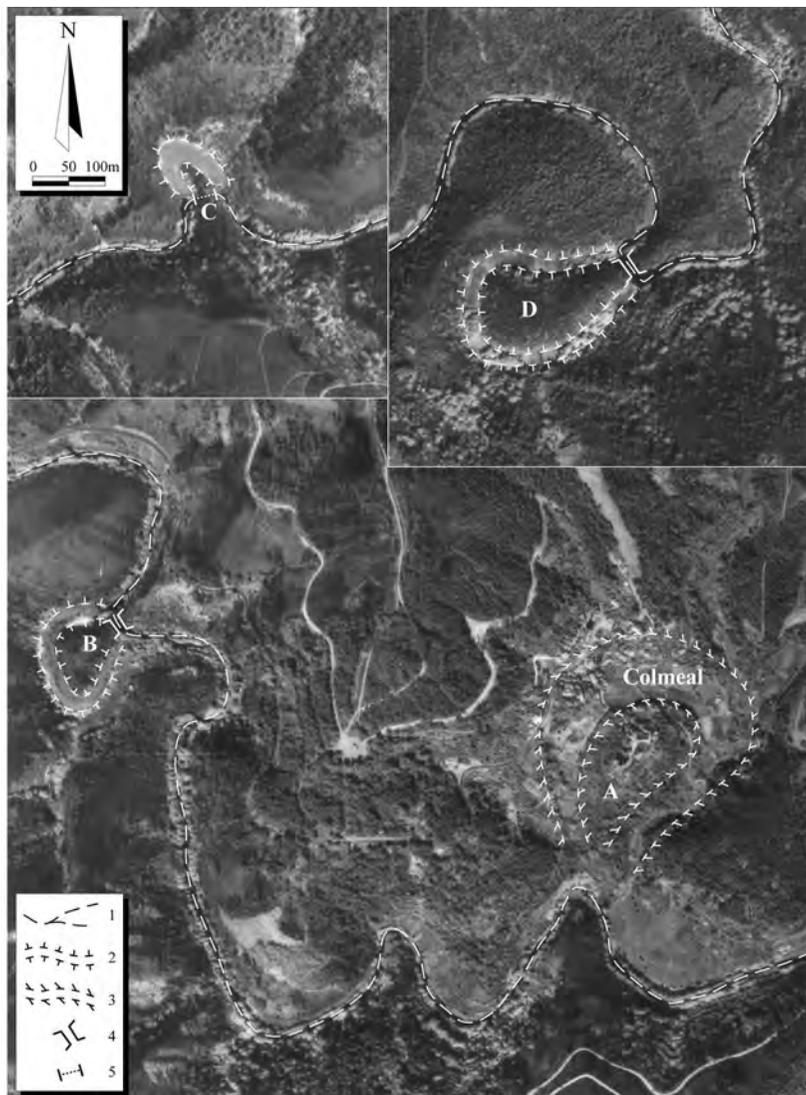
Um desses casos é-nos dado pelo ribeiro do Muro, subafluente do rio Tripeiro, sendo este, por sua vez, afluente do Ocreza, onde aparece um tramo não adaptado à fratura principal e que só parece poder explicar-se através de epigenia.

Com efeito, o ribeiro do Muro desenvolve-se segundo duas direções principais. O seu primeiro tramo está orientado de NNE para SSW, apresentando a referida inflexão sensivelmente a meio do percurso, enquanto que o segundo trecho lhe é quase normal, orientado de NW para SE, estando ambos adaptados a fraturas (fig. 34).

Aliás, o primeiro alinhamento prolonga-se para NE, onde também é explorado por pequenos ribeiros que se lhe adaptaram. Do mesmo modo, a linha de água que lhe fica a nascente, inicia-se segundo uma direção quase meridiana e, depois de ligeira perturbação, volta a retomá-la antes de infletir para SE, apresentando no seu conjunto uma geometria semelhante à do ribeiro do Muro.

---

<sup>63</sup> Cfr. alínea 2.2.1.



Fot. 26 – Vista aérea de meandros abandonados, por corte antrópico, no vale do rio Ceira. A e B – Colmeal; C – Capelo; D – Folgosa. Comparar a dimensão dos terrenos conquistados artificialmente com a dos demais campos agrícolas. 1 – Rio Ceira; 2 – Limites de antigos meandros, abandonados por processo antrópico; 3 – *Idem*, natural; 4 – corte artificial em trincheira; 5 – *Idem*, em túnel.



Fot. 27 – Vista aérea de meandros abandonados naturalmente no vale da ribeira de Pera. 1 – Cursos de água; 2 – Limite de meandros abandonados, que conservam parte dos depósitos que os preencheram; 3 – *Idem*, quase destituídos de depósitos.



Fot. 28 – Vista aérea do meandro abandonado de Janeiro de Cima, o maior das Serras de Xisto, situado no vale do rio Zêzere. 1 – Leito ordinário do rio Zêzere; 2 – Limites do antigo meandro.



Fot. 29 – Aspeto geral do meandro situado imediatamente a montante de Janeiro de Cima, leito maior, quase completamente preenchido por campos agrícolas, excepto na margem

Ora, as modificações de traçado que os setores iniciais de ambos ribeiros apresentam, primeiro abandonando a linha de fragilidade e, depois, retomando-a, só parecem poder ser explicadas através de epigenia. Com efeito, no ribeiro do Muro, o vale de fratura aparece muito nítido, a ocidente do Peral, onde é explorado por uma linha de água que ameaça capturar o tramo de montante do próprio ribeiro do Muro. A verificar-se esta hipótese, a adaptação à fratura principal passará então a ser totalmente satisfeita. A evolução posterior poderá, ainda, permitir-lhe vir a capturar os elementos de drenagem da área de Vale Covo, levando à inversão do atual sentido da drenagem dum pequeno afluente da margem esquerda da ribeira de Pereiros.

Aliás, toda esta área deveria escoar para Oeste se não fosse a recidiva de erosão, facilitada pela exploração das fraturas, que está a imprimir ao escoamento uma componente muito mais meridiana, em detrimento da anterior. Outra hipótese, em que a erosão regressiva tivesse de optar por abandonar uma zona de fraqueza e de fragilidade das rochas, para vir a explorar áreas mais resistentes



visto de NE, também representado na fotografia anterior. Além da beleza do lacete, identifica-se o convexa, onde a natural deposição de materiais, deu origem a uma intensa exploração de areias.

onde o trabalho lhe seria dificultado, mesmo seguindo fraturas secundárias, não nos parece viável.

O que sucedeu terá sido bem diferente, como já tivemos ensejo de considerar. A rede fluvial ter-se-á organizado sobre depósitos e, à medida que encontrava o soco mais resistente, foi-se adaptando às fraturas, excepto onde o leito já se havia instalado, porventura em função de fraturas secundárias.

Com efeito, também aqui se revela “nítida uma relação entre a ocorrência de adaptações e inaptações e o estado evolutivo da organização dos cursos de água” (F. Rebelo, 1984, p. 328). Além disso, também se notou (p. 328-9) que, muitas vezes, as ribeiras, no início da sua existência, se adaptam à dureza dos quartzitos, correndo a seu lado, não os atravessando, ajudando, deste modo, à melhor definição das cristas. Isto verifica-se, em particular, do lado nascente, provavelmente em função do aproveitamento de fraturas paralelas (rio Sótão — penedos de Góis; ribeira do Sangronheiro e ribeira da Lapa — serra do Vidual; ribeira da Póvoa da Raposeira — serra do Maxialinho; ribeira da Espadana — serra da Pedragueira).

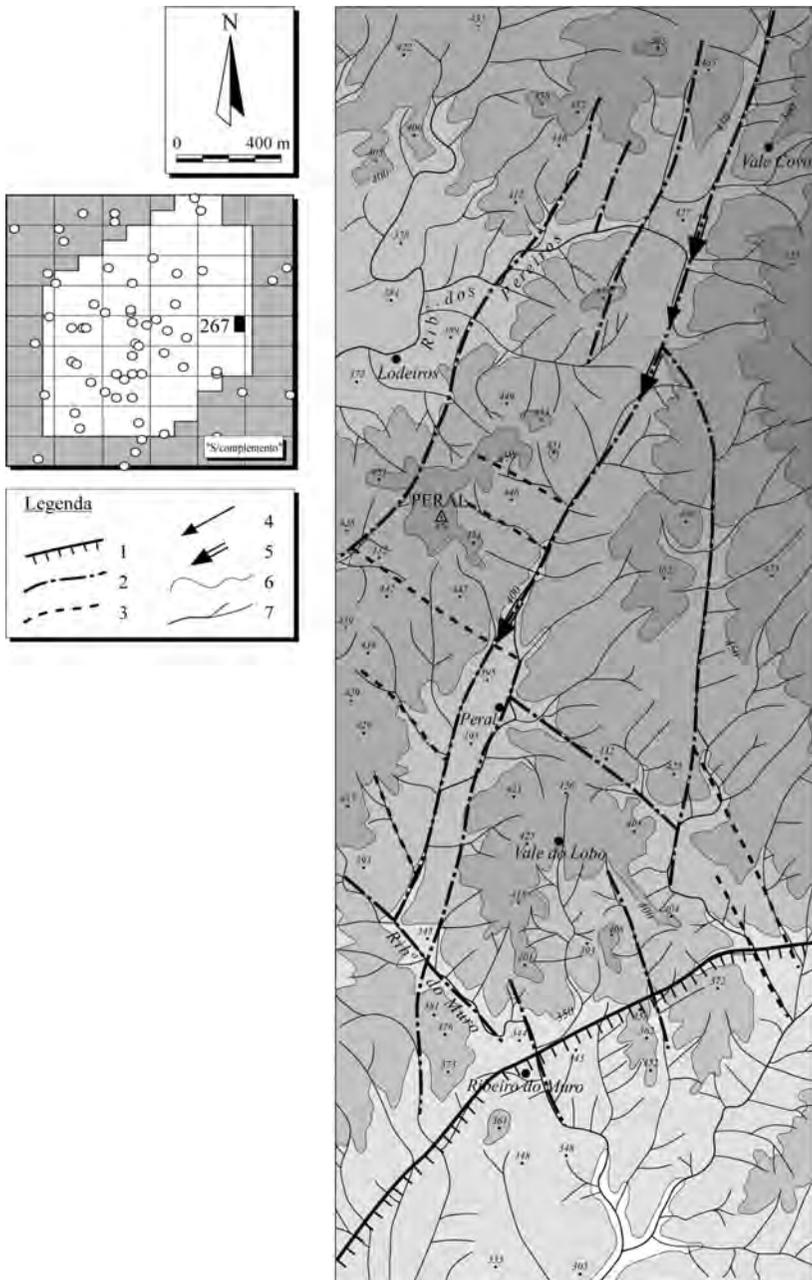


Fig. 34 – Esboço interpretativo, muito simplificado, da provável evolução da área envolvente do ribeiro do Muro. 1 – Falha; 2 – Fratura; 3 – Fratura provável; 4 – Inversão do escoamento; 5 – Captura previsível; 6 – Curva de nível; 7 – Rede hidrográfica.

Por vezes, mesmo os rios mais importantes e mais evoluídos acabam por também se adaptar à dureza dos quartzitos, não os atravessando quando se lhe deparam pela frente, mas apenas após algumas centenas de metros de percurso paralelo à direção do afloramento (rio Ceira — penedos de Fajão; ribeira das Meãs - penedos de Unhais; rio Zêzere — serras do Carregal e da Raposa; ribeira de Almaceda — serra da Pedragueira; ribeira do Alvito — serra das Talhadas) (fig. 35).

No entanto, à medida que os quartzitos são menos possantes ou as fraturas transversais são mais importantes, tomemos como exemplo o afloramento que se estende da serra da Pedragueira até Salgueiro do Campo, a rede hidrográfica passa a explorá-las intensamente e tanto as grandes ribeiras (Almaceda, Tripeiro), como os pequenos ribeiros (Barbaído, Vale Santo, Vale de Juncos, Carramanho e do Vale) franqueiam a crista por intermédio de vales relativamente largos. Estes resultaram quer do remontar das cabeceiras ao longo das fraturas, por erosão regressiva, provocando eventuais capturas, quer da exploração dessas fraturas após a destruição da cobertura, no caso das epigenias.

Um outro caso particular de adaptação observa-se nas imediações dos Penedos de Unhais. Com efeito, este afloramento encontra-se abatido entre a falha de Cebola, a Norte, e a falha de Unhais, paralela à anterior, a Sul. Além destas falhas, duas outras fraturas perpendiculares delimitam-no a nascente e poente, sendo todas elas intensamente exploradas pela rede hidrográfica.

A ribeira de Castela dirige-se de NW para SE, explorando o prolongamento da fratura poente. Ao encontrar a falha de Cebola adapta-se-lhe e inflecte para NE, contornando os Penedos pelo lado Norte (ribeira da Pequena), após o que retoma a direção inicial, adaptando-se à fratura nascente, antes de confluir com a ribeira das Meãs, a qual passa a seguir o mesmo rumo. A poente dos Penedos, no prolongamento da ribeira de Castela e explorando a mesma fratura, desenvolve-se o ribeiro do Vale. A Sul dos Penedos e para jusante, a falha de Unhais é explorada pelo rio com o mesmo nome, enquanto que a montante da crista é percorrida pela ribeira das Eradas (fig. 32).

A ocorrência destes diferentes tipos de passagens nos quartzitos e, em particular, a conjugação local, pelo menos em rios mais evoluídos, de inaptações (Ceira) e, mais frequentemente, de adaptações escalonadas no tempo (Zêzere),

levaram-nos a concluir a existência de uma complexa evolução da rede de drenagem, em que redes desadaptadas foram sofrendo, pouco a pouco, pequenas adaptações, de tipologia diferenciada, fundamentais para a construção do atual traçado da rede de drenagem.

### 2.3.6. Rupturas de declive nos perfis longitudinais dos cursos de água

As linhas de água são intersetadas, muitas vezes, por fraturas secundárias, as quais produzem nos respetivos perfis longitudinais rupturas de declive, mais ou menos importantes. Apesar da Carta Militar de Portugal não assinalar convenientemente estes ressaltos, mesmo quando a sua equidistância o permitiria, ainda é o instrumento mais acessível para a localização geográfica, pelo que a usámos para fazer o enquadramento destas cascatas (fig. 35). O ressalto mais espetacular que nos foi dado observar, ocorre no ribeiro de Água de Alta, situado a Sul do Orvalho, proporcionando uma bela queda de água, com 25 m de altura (fot. 30).

A sua génese deve-se ao diferente grau de dureza dos dois tipos de rocha em presença, quartzitos e, imediatamente a jusante, xistos (fig. 35-3).

O topónimo *Água de Alta* estará relacionado com água que provem da parte alta e, na área estudada, repete-se pelo menos em mais dois ribeiros. *Água d'Alte*, afluente da ribeira da Teixeira e, por isso, subafluente do rio Ceira, no concelho de Arganil, e *Água da Alta*, afluente da ribeira do Boléo e subafluente da ribeira de Alge, no concelho de Figueiró dos Vinhos.

No primeiro dos ribeiros, *Água d'Alte*, não encontramos nenhuma grande ruptura de declive, mas apenas, como aliás sucede muito frequentemente, uma sucessão de pequenas rupturas, sempre em xisto, proporcionando um leito com numerosos rápidos que, quase sempre, estão relacionados com fraturas transversais.

Em contrapartida, a *Água da Alta* não é a única ribeira afluente à do Boléo com uma importante ruptura de declive no seu perfil longitudinal, provocada também por quartzitos. Do mesmo modo, a ribeira da Milhariça, afluente pela sua margem direita, apresenta uma notável ruptura motivada pela soleira de rocha dura que o quartzito representa, a qual barra por completo a ribeira da





Fot. 30 – Aspeto da queda de “Água de Alta”, provocada pela travessia da crista quart-zítica, tomada em época de caudal reduzido.

Milhariça, imediatamente antes da sua confluência, mantendo-lhe o vale perfeitamente alcandorado. Esta soleira de rocha dura, além de assinalar sempre ressaltos significativos nos perfis longitudinais dos afluentes, também afeta a erosão regressiva na própria ribeira do Boléo, cujo vale, para montante, também fica como que empoleirado (fig. 36).

Para jusante, a ribeira corre paralelamente ao afloramento quartzítico, que se desenvolve a nascente, segundo uma direção meridiana, contactando diretamente com o granito de Figueiró. Os quartzitos constituem uma verdadeira soleira de rocha dura para todas as ribeiras provenientes da mancha granítica, as quais acabam por também ficar alcandoradas sobre os tramos que, a jusante dos quartzitos, correm sobre xistos, como sucede com a ribeira de Água da Alta.

A parte terminal da ribeira do Boléo apresenta um perfil longitudinal fortemente marcado por diversas outras pequenas rupturas de declive, as maiores das quais se encontram posicionadas sobre importantes acidentes transversais que interseam o vale. Na realidade, todo o traçado da ribeira do Boléo está muito condicionado pela tectónica. No primeiro tramo, orientado NE-SW, predominam os vales dissimétricos e, no sector N-S, que explora o contacto entre materiais com graus de dureza muito diferentes — xisto, quartzito e granito —, é frequentemente cortado por falhas transversais. Por estas razões, é um bom modelo de geomorfologia estrutural, não só em termos de erosão diferencial, mas também de comando tectónico, embora a vegetação mascare e dificulte a visualização destas formas.

Outras importantes rupturas de declive, tanto ao longo do rio Zêzere como dos seus principais afluentes, são também provocadas por acentuados contrastes na litologia, ou foram motivadas pela tectónica.

As rupturas de declive devidas a causas litológicas, podem localizar-se em qualquer parte do perfil longitudinal e a sua maior ou menor importância resulta, essencialmente, do contraste, mais ou menos acentuado, entre a fragilidade de uns e a dureza dos outros materiais comprometidos.

Muitas vezes, ressaltos desta natureza tornam-se muito importantes, especialmente quando são acompanhados por deslocamentos de natureza tectónica.

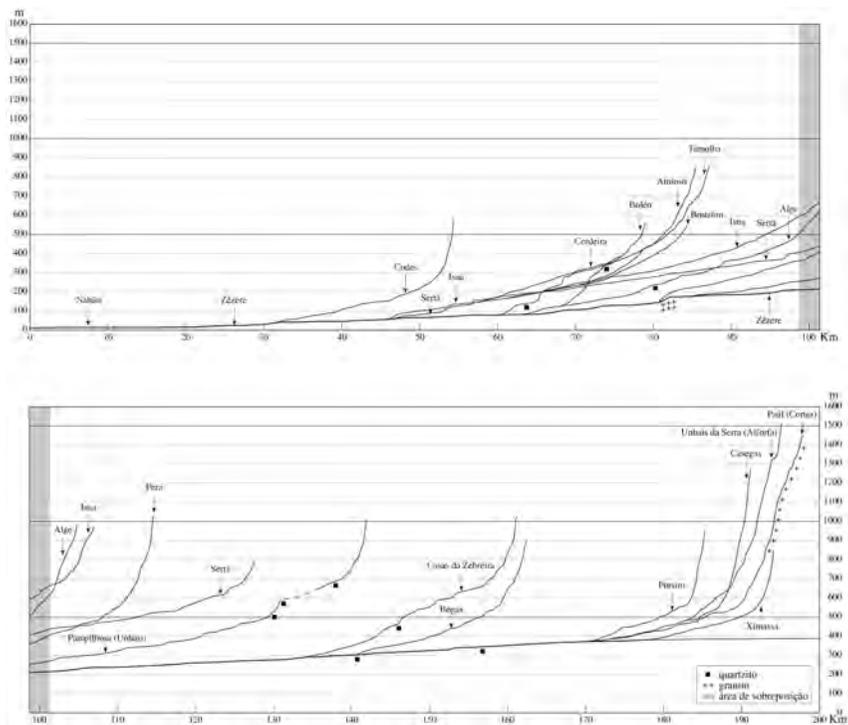


Fig. 36 – Perfil longitudinal do rio Zêzere e principais afluentes (alturas  $\times$  5).

Diversos exemplos, associados a causas litológicas, encontram-se tanto nos grandes rios — Zêzere, na confluência com a ribeira de Pera —, como, sobretudo, nas pequenas ribeiras — Cerdeira, Boléo, Alge, Pera, Unhais, Casas da Zebreira... — as quais têm, naturalmente, maior dificuldade em eliminar estes obstáculos, provocados pela dureza quer dos granitos, quer dos quartzitos (fig. 36).

No entanto, quando os talwegues seguem falhas importantes que, transversalmente, intersejam esses afloramentos, raramente se produzem importantes rupturas, como se observa na travessia da crista de Unhais-o-Velho — Maxialinho, quer pelo rio Unhais, a Norte, quer pelo Zêzere, a Sul, os quais apenas sofrem ligeiras perturbações nos respetivos perfis.

Do mesmo modo, podemos encontrar diversos outros exemplos nos demais rios que drenam as Serras de Xisto. Com efeito, também o perfil longitudinal do rio Ceira e dos seus principais afluentes (fig. 37) se presta para ilustrar alguns

tipos de rupturas de declive. As que mais se salientam, tanto no canal principal, como nalguns dos seus afluentes, são provocadas pela travessia de soleiras de rocha dura, constituídas quer por quartzitos, quer por granito.

Os quartzitos são o obstáculo que as linhas de água têm de vencer com mais frequência, se bem que, nem sempre, proporcionem rupturas de declive significativas, posto que as linhas de água aproveitam, quase sempre, fraturas para franquearem essas rochas. É o que se verifica com o rio Ceira, na Senhora da Candosa, e com a ribeira da Ponte do Sótão, no limite Norte dos Penedos de Góis. Aliás, esta ribeira não apresenta nenhum ressaltado significativo ao atravessar os quartzitos, mas, como o próprio rio Sótão, possui uma importante ruptura quando segue a falha que soergue a serra da Lousã, na área dos Penedos de Góis, pelo que a origem desta ruptura será de natureza tectónica.

A jusante desta ruptura, pouco depois de deixar a falha, o rio Sótão apresenta uma outra ruptura, situada pelos 310 m, a qual deverá estar ligada a uma antiga fase de estabilidade da drenagem, provavelmente relacionada com a dificuldade do rio transpor o afloramento quartzítico da Sr.<sup>a</sup> da Candosa.

Ainda num afluente do rio Sótão, na ribeira da Pena, ocorre a ruptura mais importante relacionada com quartzitos, a qual deixa alcandorada sobre o rio Sótão a pequena ribeira da Pena.

O granito é outra rocha que, muitas vezes, no contacto com o xisto, origina rupturas de declive nos perfis longitudinais das linhas de água. É o que se observa na ribeira da Azenha, afluente do rio Dueça, ruptura que é ainda acentuada pela tectónica, proporcionando uma bela queda de água, conhecida por Pedra Ferida (fot. 31).

Trata-se de mais um exemplo, que merece ser analisado com pormenor, pois revela uma perfeita adaptação às principais direções de fraturação. Com efeito, a ribeira organiza-se e orienta-se segundo uma das principais direções de fraturação N60°-65°E. Contudo, imediatamente antes da queda, inflete para Sul, segundo uma direção sensivelmente meridiana. Neste sector, são muito importantes as direções de fratura N5°E e N80°E, que se costumam associar à primeira fase do dobramento hercínico (Gama Pereira, 1987, p. 21). Depois, retoma uma direção próxima da inicial, através da exploração de uma fratura

paralela à direção geral da ribeira e é precisamente neste sector que se localiza a queda de água. Segue-se-lhe nova inflexão, passando então a ter um percurso em sentido contrário ao que possuía antes da queda, através do qual regressa à fratura inicial, por onde prossegue o seu curso (fig. 35-5 e fot. 31).

Esta adaptação de pormenor não deixa de ser curiosa, na medida em que a ribeira poderia seguir um traçado retilíneo, explorando uma fratura (que na fotografia nos aparece à esquerda), a qual é seguida pela ribeira antes e depois da queda de água, e cuja importância é bem nítida, conforme atestam tanto a forma em colo, como o valeiro, sem água, que a antecede. A inflexão da ribeira ter-se-á ficado a dever a uma adaptação de detalhe a fraturas secundárias, sensivelmente paralelas ao grande acidente responsável pela queda de água, localizado a jusante da curvatura, situação que, aliás, se repete frequentemente ao longo do talvegue, como tivemos ensejo de observar, onde foi possível percorrê-lo a pé.

Deste modo, a passagem do granito de Vila Nova para o xisto traduz-se por uma ruptura no perfil longitudinal da ribeira da Azenha, a qual, no pormenor, é ainda acentuada por causas tectónicas.

Ainda na bacia hidrográfica do rio Dueça, nas cabeceiras do rio Alheda, após a confluência da Barroca da ribeira do Conde, com o Barroco da Cova de Alvar, assinalámos outra importante ruptura de declive que, no Poço do Caldeirão, sobre material xistoso, proporciona uma queda de água em cascata, com cerca de 7 m de altura (fig. 35-4).

A particularidade desta queda de água reside, essencialmente, no facto do material nela comprometido ser xisto, o que não é muito frequente, dada a sua fragilidade. Por outro lado, a sua génese deverá estar relacionada não só com um certo endurecimento local da rocha, face à presença de bancadas mais gresosas, de natureza grauvacóide, mas também com a existência de fraturas transversais ao desenvolvimento do leito as quais, logo a jusante, obrigam a ribeira a descrever um caprichoso meandro, cujo cabeço interior, pese a atual inacessibilidade do local, parece ter sido alvo de ocupação humana muito antiga, que ainda não foi possível confirmar por não se terem encontrado vestígios que assim o testemunhem, apesar do esforço desenvolvido nesse sentido por um grupo de jovens arqueólogos.

É ainda sobre xisto, que se despenha a queda de água mais conhecida das Serras de Xisto, a Fraga da Pena (fot. 32), uma importante ruptura de declive da Barroca de Degraínhos, um subafluente da ribeira de Coja (fig. 35-2). Como a anterior, deve a sua génese à conjugação de uma maior dureza local da rocha, com a provável existência de pequenas falhas transversais.

A Fraga da Pena, com 19 metros de altura, é a mais importante queda de água, num conjunto de 10, que se desenvolvem num sistema de cascata, vencendo, em conjunto, um desnível de 65 metros, aproximadamente (A. Bento Gonçalves, 1992, p. 53). O autor identificou ainda, a poente da Fraga da Pena, na Barroca do Vale, diversas outras pequenas quedas de água (p. 11). Contudo, o abandono das “fazendas”, ao possibilitar o desenvolvimento de uma vegetação exuberante, deixou intransitáveis as antigas veredas e tornou, por esse motivo, o acesso muito difícil, ao mesmo tempo que impede a visualização do leito da ribeira e, por conseguinte, das quedas de água. Contudo, pela sua proximidade, localização e enquadramento, deverão apresentar uma génese análoga às do conjunto conhecido por Fraga da Pena. Estas, porque se integram numa área de grande valor paisagístico, foram aproveitadas pelo ex-Serviço Nacional de Parques, Reservas e Conservação da Natureza para Área de Recreio e de Lazer, a qual, juntamente com a Mata da Margaraça, “uma das raras amostras ainda existentes da vegetação natural que cobria as encostas xistosas do Centro de Portugal”, integra a Paisagem Protegida da Serra do Açor, criada pelo Decreto-Lei n.º 67/82, de 3 de Março.

Em último lugar, vamos tratar da mais bela, quanto a nós, e uma das menos conhecidas quedas de água — não encontramos qualquer referência a esta cascata<sup>64</sup>, conhecida localmente por “Cabouqueiras da Forja” (fot. 33) e localizada na Barroca do Carvalhinho, pertencente às cabeceiras da ribeira de Balocas, afluente do rio Alvoco (fig. 35-1).

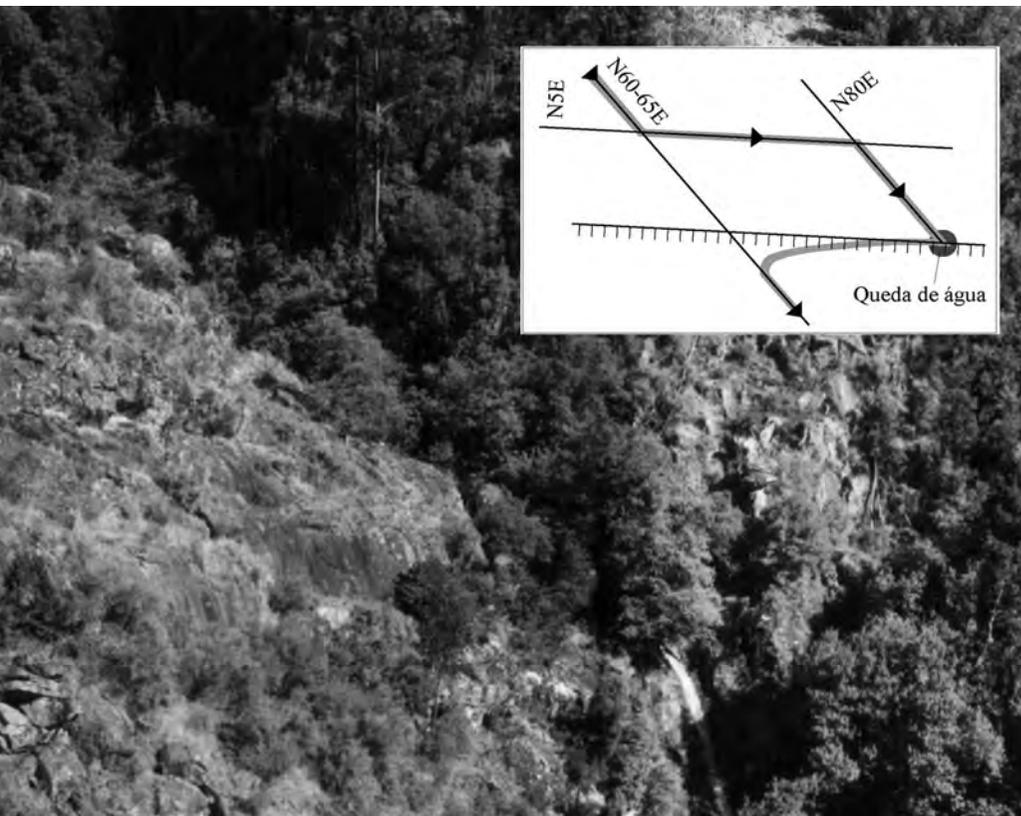
---

<sup>64</sup> Já depois de redigido este texto foi publicada a Carta Turística do Parque Natural da Serra da Estrela (1992), onde aparece mencionada como “Curiosidade Natural”. Mais recentemente foram melhoradas as condições de acesso ao local.



Fot. 31 – Enquadramento geomorfológico da queda de água da “Pedra Ferida”, situada no percurso do traçado da ribeira, tanto antes como depois da cascata visível à direita. Localmente, queda de água. Em cartela esboço

A inacessibilidade do local, quer pelo abrupto da vertente, quer pela densidade da vegetação arbustiva, não só dificulta a obtenção de fotografias panorâmicas, mas também obriga a um grande esforço físico para se alcançar a queda de água. No entanto, esse esforço é amplamente recompensado pela inusitada beleza do conjunto morfológico em que se insere. Trata-se de uma queda dupla, em cascata, para cuja existência concorrem diversos fatores, alguns dos quais passamos a enumerar.



ribeira da Azenha. À esquerda notar um colo, antecedido por um vale seco, que está no enfia- o curso desviou-se para sul, em função de fraturas paralelas ao grande acidente responsável pela interpretativo das principais fraturas.

A ordem por que são indicados é puramente arbitrária, não respeitando qual- quer critério sequencial ou hierárquico. Deste modo, pensamos que a forma em análise resulta do concurso dos seguintes fatores:

- 1 – Estratificação subvertical das camadas xistosas, transversal ao traça- do da Barroca do Carvalhinho, a qual, de certo modo, é favorável à manutenção da forma abrupta, por sucessivos recuos paralelos;



Fot. 32 – Aspeto de pormenor da cascata da “Fraga da Pena”, na Barroca de Degraínhos. Pela beleza da paisagem envolvente, foi aproveitada pelo ex-Serviço Nacional de Parques, Reservas e Conservação da Natureza para Área de Recreio e de Lazer.

- 2 – Diferente grau de dureza dos xistos, conforme se situam imediatamente a jusante ou a montante da ruptura inferior, eventualmente motivado por um contacto anormal, devido a falha;
- 3 – Provável diferenciação litológica, traduzida por xistos mais resistentes na base e xistos mais friáveis no topo da cascata, facilitando a erosão na sua parte superior e possibilitando aí um mais rápido recuo do perfil. Esta possível diferenciação litológica, poderá estar associada a fraturação sub-horizontal, tão frequente nos xistos, mas que não foi possível confirmar durante a visita efetuada, dadas as dificuldades de observação, devidas quer à abundância de vegetação quer ao elevado caudal escoado;
- 4 – Fratura transversal à direção das camadas, à qual a barroca se adaptou, facilitando-lhe a incisão vertical.

Estas circunstâncias conjugam-se favoravelmente para dar à cascata uma forma particular. Com efeito, se a queda inferior (fot. 33-A) apresenta características análogas às de muitas outras, o progressivo recuo da queda de água superior abriu nos xistos um “canhão” muito estreito, suficientemente profundo e relativamente comprido (fot. 33-B).

Mas, continuando agora a análise que vínhamos a efetuar aos perfis longitudinais dos rios, também ao longo do Ocreza e dos seus afluentes que drenam Serras de Xisto (fig. 38), podemos realçar alguns dos aspetos que temos vindo a indicar, especialmente aqueles que se relacionam com a tectónica.

Apesar da grande redução a que foram sujeitos, com vista à sua reprodução, os perfis longitudinais dos rios, levantados a partir da escala de 1/25 000, permitem, como os anteriores, visualizar alguns desses aspetos.

De modo geral, sempre que os cursos de água seguem acidentes tectónicos, apresentam declives suaves (Ramalhoso, Alvito, Pracana...) e quando deixam de explorar esses acidentes, saem deles mudando bruscamente de direção. Estas mudanças são, quase sempre, acompanhadas por rupturas de declive significativas, até mesmo nas áreas de cabeceira (Ocreza, Ramalhosa, Tripeiro, Magueija...). Por outro lado, a exploração de acidentes possibilita, como já vimos, que mesmo pequeníssimos ribeiros possam correr a cota inferior à do canal principal (Pena



Fot. 33 – Detalhes das Cabouqueiras da “Forja”, na Barroca do Carvalhinho, ribeira de Balocas.

Falcão/Fróia, Cabeças/Alvito da Beira) o que já não se observa quando ambos exploram acidentes (Atalaia/Sarzedinhas).

Alguns dos sectores antes referidos, com declives suaves numa grande extensão, poderão também estar associados a uma importante fase de estabilidade da drenagem, tendo sido deslocados, posteriormente. Outros ressaltos do perfil longitudinal do rio Ocreza, bem como dos seus afluentes, resultam, ainda, da movimentação tectónica que soergueu os blocos, tendo-se assinalado nos respectivos perfis algumas das falhas mais importantes, localizadas a jusante das rupturas de declive que originaram.

O contacto entre litologias diferentes também proporciona duas rupturas no perfil do Ocreza, uma provocada pela travessia da crista quartzítica das Talhadas e a outra, a mais importante, quando sai do granito e passa a correr sobre xisto. De qualquer modo, as principais rupturas de declive na rede hidrográfica do Ocreza são essencialmente motivadas pela tectónica.

A condicionante estrutural, interfere, ainda, na evolução da rede hidrográfica, sobretudo no que concerne à erosão regressiva, materializada pelo remontar de cabeceiras e que, muitas vezes, se traduz pela captura de elementos de outras bacias hidrográficas.

### **2.3.7. Capturas**

Mantendo-se as atuais condições de evolução dos padrões da drenagem, já vimos como alguns elementos da rede fluvial correm o risco de vir a ser capturados por outros coletores de bacias confinantes.

A causa mais frequente para que tal suceda tem a ver com a reorganização da drenagem ao longo dos acidentes de direção meridiana, os quais poderão vir a ser responsáveis pelas capturas mais significativas, como já o foram no passado.

Destas, a mais conhecida é, sem dúvida, a do rio Ponsul (O. Ribeiro, 1943b). No entanto, outras alterações importantes ao traçado da rede hidrográfica foram introduzidas, devido a capturas. Como o sentido geral da drenagem é de NE para SW, sempre que se verificarem alterações bruscas desta direção, rumo a Sul, poderemos estar em presença de antigas capturas.

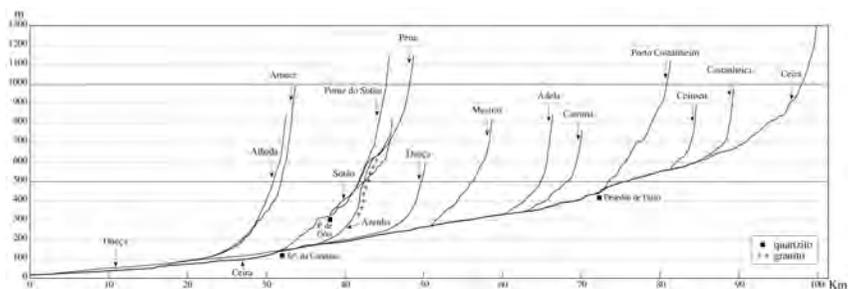


Fig. 37 – Perfil longitudinal do rio Ceira e principais afluentes (alturas x 5).

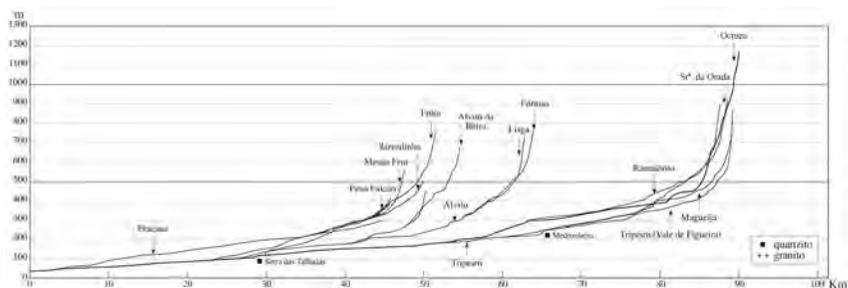


Fig. 38 – Perfil longitudinal do rio Ocreza e principais afluentes (alturas x 5).

Esta situação parece ter acontecido no próprio Zêzere, cujo curso, de início, se deveria dirigir, com toda a probabilidade, diretamente para o Atlântico. “A sua ligação ao Tejo faz-se através de uma área de xisto acidentada de cristas quartzíticas oblíquas a um traçado aberrante N-S, onde desenvolveu uma erosão furiosa, quando, *grosso modo* paralela a ele, a ‘depressão periférica’ [...] representaria uma saída fácil para a grande bacia terciária do Ribatejo. Este corredor [...] é drenado por insignificantes ribeiros que correm nas mais diversas direcções” (O. Ribeiro, inédito). Embora o autor apresente uma série de hipóteses favoráveis a esta teoria, não chega, contudo, a definir com exatidão o provável antigo traçado. Na mesma área, um pouco mais a Norte, regista-se outra situação semelhante. A ribeira de Alge também deveria dirigir-se diretamente para a depressão de Alvaiázere, a Oeste, e terá sido por captura que passou a seguir o atual traçado.

Uma outra causa, muito menos frequente e mais localizada, observa-se em áreas de confluência, quando o tributário tem um curso quase paralelo ao canal principal e nele se desenvolvem meandros de crescimento. Nessas circunstâncias, a migração dos meandros para jusante, pode levar à captura do tributário, originando uma nova confluência, imediatamente a montante da anterior.

A título de exemplo apontamos duas destas situações, das mais evidentes, onde a previsível captura tardará menos em se concretizar. Uma delas observa-se na confluência da ribeira do Orvalho com o rio Zêzere, a montante de Cambas, e, a outra, na confluência da ribeira das Sarzedinhas com o rio Ocreza.

É óbvio que estamos a ponderar a provável evolução natural, sem interferência antrópica, o que, certamente, não irá acontecer, pelo menos no primeiro destes casos, pois a Estrada Nacional nº. 112, Coimbra-Castelo Branco, atravessa o ponto crítico onde poderia verificar-se a captura e que já foi protegido através da construção de um muro de suporte, em alvenaria. Na área em questão, o rio Zêzere corre no sentido Norte-Sul e, depois, inflete bruscamente para Oeste. Ligeiramente a Sul, a ribeira do Orvalho, no prolongamento do seu afluente Cadaval, dirige-se de SE para NW, a cota superior, em direção ao ponto de inflexão do Zêzere mas, antes de o alcançar, ruma para SW. Acontece que os dois cotovelos estão de tal modo próximos um do outro que, da evolução conjunta de ambos, resultaria uma provável união se, entretanto, nada fosse feito para a impedir (fig. 39-A).

No rio Ocreza a evolução será diferente, o que nos permite definir pelo menos dois tipos diferentes de capturas por evolução de meandros em áreas de confluência, consoante resultem de uma evolução simultânea dos dois meandros, situados em coletores diferentes, como acabámos de descrever, ou da evolução de um único meandro que, no caso a apontar, se situa no canal principal.

No sectores considerados, o escoamento inicia-se, tanto no Ocreza como no Zêzere, de Norte para Sul. Depois, enquanto que no Zêzere inflete para poente, no Ocreza ruma para nascente. Por seu turno, a ribeira das Sarzedinhas não apresenta, neste sector, nenhuma brusca mudança de direção, dirigindo-se de NW para SE, sentido contrário ao apresentado pela ribeira do Orvalho, antes da viragem.

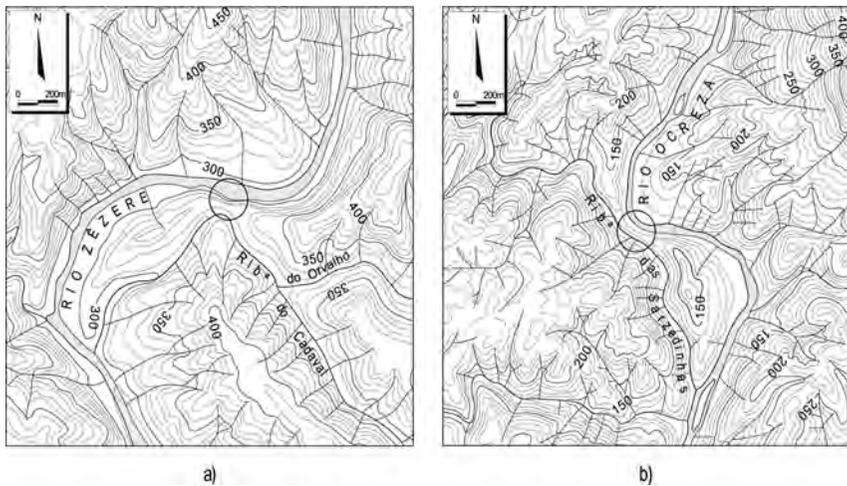


Fig. 39 – Capturas iminentes, em áreas de confluência, por evolução de meandros. a) Entre o rio Zêzere e a ribeira do Orvalho; b) Entre o rio Ocreza e a ribeira das Sarzedinhas.

A evolução provável aponta no sentido de lenta erosão na base da vertente setentrional do atual pedúnculo de ligação, a qual levará ao corte deste colo e à captura da ribeira das Sarzedinhas (fig.39-B).

Relativamente à primeira das causas apontadas, reorganização da drenagem ao longo de acidentes de direção meridiana, em função de uma recidiva de erosão, os exemplos são mais numerosos e especialmente visualizáveis a nascente e a sul da área estudada. Um dos casos mais evidentes desenvolve-se no ribeiro do Muro já referido (fig. 34) que, a ocidente de Peral, está ameaçado de captura por um seu afluente que explora a fratura principal. Por sua vez, a montante, o encontro de cabeceiras entre duas ribeiras que exploram a mesma fratura, mas que correm em sentidos opostos, poderá levar à inversão da drenagem do tramo situado mais a Norte. A continuação da fratura ainda mais para Norte, poderá vir a permitir outra captura, a de um afluente da ribeira da Sr.<sup>a</sup> da Orada, que também segue a fratura, mas que, depois, inflete para nascente. É neste local de inflexão que se poderá vir a dar a captura (fig. 25).

Diversos outros exemplos encontram-se assinalados na figura, permitindo-nos destacar, além dos já apontados, os da Ribeira das Casa da Zebreira e dos ribeiros que drenam a serra do Cabeço Rainho.

No entanto, a captura que, a vir a concretizar-se, poderia conquistar a maior área de drenagem, ocorreria certamente, se o homem não intervisse no sentido de a anular, nas proximidades da tomada de água da Barragem de Santa Luzia, desviando a alto rio Unhais diretamente para o rio Zêzere, por alturas do Esteiro, repondo a direção inicial da drenagem naquela área, antes do rio Unhais ter transposto a crista do Vidual (fig. 25).

Nas Serras de Xisto, outra causa de capturas tem a ver com a adaptação das ribeiras à fracturação transversal que afeta as cristas quartzíticas, as quais começam “por nelas ter a sua cabeceira e acabando, em virtude da erosão regressiva, por atravessá-las” (F. Rebelo, 1984, p. 14), capturando redes fluviais que corriam a montante dessas cristas. Como exemplo, podemos tomar as imediações do Orvalho onde a drenagem parecia dirigir-se diretamente para Norte, antes das sucessivas capturas (ribeira do Orvalho, ribeira da Presa e ribeira de Água de Alta) todas elas levadas a efeito por transposição da crista quartzítica (fig. 35-3). A última destas, provavelmente por ser a mais recente e aquela que drena a bacia hidrográfica de menor dimensão, apresenta um perfil longitudinal menos evoluído e, por essa razão, a existência do importante ressalto nos quartzitos que provoca a queda de Água de Alta, antes mencionada.

### **2.3.8. Síntese geomorfológica**

A orientação geral das grandes formas de relevo das Serras de Xisto é de NE-SW. No entanto, as cristas quartzíticas, quando ocorrem, normalmente salientam-se na paisagem, seguindo uma direção quase ortogonal à anterior, ou seja, aproximadamente NW-SE.

Contrariamente ao destaque dado pelas cristas quartzíticas, a paisagem existente apresenta-se monótona, caracterizada pela forma arredondada das cumeadas e das lombas que as ligam ao sopé.

Por vezes, em determinados sectores, conservam-se formas aplanadas, normalmente associadas a fases de grande estabilidade da drenagem, como aquelas

que é possível restituir ao longo do vale do Zêzere, pelos 400 m, encontrando-se particularmente bem conservadas na área de Pedrógão Grande.

Mas, de entre todas as formas de relevo observadas, aquelas que mais prenderam a nossa atenção, talvez por quebrarem a aparente monotonia das formas características dos xistos, foram as devidas à erosão fluvial, sempre que condicionadas estruturalmente.

Com efeito, procedemos à análise de diversas situações de adaptações da rede de drenagem à estrutura, nomeadamente: vales e valeiros que seguem fraturas, vales dissimétricos e pequenas bacias de fundo chato, meandros encaixados (ativos e abandonados), bruscas rupturas de declive ao longo dos perfis longitudinais dos cursos de água, capturas (efetuadas e iminentes) de elementos da rede fluvial, enfim, um conjunto de formas de erosão fluvial condicionadas pela estrutura.

A análise destas e de outras formas, permitiu-nos encontrar claros indícios de neotectónica nas Serras de Xisto, manifestada quer através de basculamentos dos altos níveis aplanados do rio Zêzere para SE, quer pela existência de vales dissimétricos, também eles resultantes de basculamentos, quer, ainda, pela frescura e juventude dos vales de orientação meridiana. Além disso, tendo em conta que a generalidade dos vales apresenta formas pouco evoluídas e perfis longitudinais mal regularizados, podemos concluir que, de modo geral, não são muito mais antigos do que os de direção meridiana, tanto mais que a própria rede de drenagem se encontra em rápida evolução, como o atestam as capturas entretanto ocorridas ou iminentes.

Com efeito, como se deduz dos perfis transversais ao traçado dos principais rios, numa primeira fase, a rede parece ter evoluído em função de uma importante recidiva de erosão, provavelmente do interglaciar Riss-Würm, a que se terá seguido uma longa fase de relativa estabilidade. Posteriormente, nova recidiva de erosão, fini-würmiana, menos importante do que anterior, encontra-se ainda em curso, sendo responsável pelo entalhe que atualmente afeta a rede hidrográfica.

### CAPÍTULO 3

## DEPÓSITOS DE COBERTURA

*A partir dos depósitos hoje existentes é, portanto, necessário recuar até ao que eles seriam ao tempo da sua formação, tanto nas suas características como no seu enquadramento local e regional.*

F. REBELO, 1993, p. 131.

Quando os processos de transporte são capazes de evacuar para longas distâncias os materiais produzidos pelos agentes erosivos, as vertentes apresentam-se, em regra, como acabámos de descrever, desprovidas de depósitos e as suas formas resultam diretamente da erosão.

Pelo contrário, quando os agentes de transporte não conseguem evacuar para longas distâncias os materiais resultantes da desagregação das rochas, estes acabam por ficar abandonados sobre as vertentes ou migram para a sua base, originando novas formas de relevo, em resultado da acumulação desses materiais.

Estes, ao fossilizarem topografias anteriores, tendem a adoçar algumas das formas mais expressivas que o relevo de então apresentava. No entanto, como a maior parte das acumulações destes materiais raramente perdura no tempo, as formas delas resultantes apresentam, por esse motivo, um carácter efémero. Com efeito, qualquer modificação que passe a imprimir um maior dinamismo aos agentes de transporte pode conduzir ao desmantelamento dos depósitos. Este será tanto mais rápido, quanto menor for a situação de abrigo em que eles se encontrem e quanto maior for a energia dos processos de transporte. Nos

casos em estudo, a destruição das formas é ainda facilitada pelas características frágeis dos materiais que geralmente as constituem, os quais provêm essencialmente de xistos.

Na realidade, a preparação dos materiais e a conservação das formas depende de um conjunto variado de condições, que vão desde a maior ou menor predisposição estrutural das rochas para a desagregação, passando pelos agentes de transporte e pelas condições climáticas envolvidas, até às modificações recentes, introduzidas pelo ser humano. Com efeito, certas condições climáticas não só facilitam as agressões mecânicas e o ataque químico das rochas, mas também intervêm diretamente nos processos de destruição dos depósitos, possibilitando ou não a sua conservação.

Não foi nossa intenção analisar exaustivamente todas estas condições, tanto mais que, para o caso dos xistos, grande parte delas já foram estudadas, inclusive experimentalmente, e descritas com grande pormenor (L. Voisin, 1981, p. 41-305). O nosso interesse reside sobretudo na caracterização dos principais tipos de depósitos de vertente existentes nas Serras de Xisto, não só com vista ao estabelecimento da sua tipologia, mas também, na medida do possível, à determinação das condições de deposição e da sua provável sucessão no tempo.

### **3.1. Metodologia de análise dos depósitos de vertente**

*Ao estabelecer a comparação entre depósitos situados em vertentes talhadas em materiais diferentes e com declives também distintos, terão de se ter em conta vários factores, [...], capazes de influenciar decisivamente as características dos depósitos.*

L. CUNHA, 1990, p. 159.

Quando iniciámos este estudo, tínhamos por objetivo principal proceder à identificação de todos os depósitos de vertente, sobretudo daqueles que apresentassem características periglaciares, com vista à definição da sua tipologia.

Essa identificação consistia, essencialmente, no reconhecimento de campo e no respetivo levantamento cartográfico. O reconhecimento de campo, compreendia a indicação, em ficha especialmente concebida para o efeito, da localização de cada depósito na Carta Militar de Portugal, na escala de 1/25 000, expressa através das respetivas coordenadas militares (M e P), e, ainda, referência à altitude, exposição, extensão, espessura, composição, coloração, posição na vertente, identificação de níveis e, por fim, recolha de amostras para análise laboratorial. Nos depósitos que parecessem mais característicos elaborar-se-iam ainda croquis e cortes elucidativos.

Contudo, devido à exuberância da vegetação rasteira, a qual cobre a maior parte das vertentes, dificultando o reconhecimento de campo, muitas vezes tivemos de nos limitar à simples observação das barreiras de estradas e caminhos florestais<sup>65</sup>. Quando estas não existiam e, mesmo assim, pretendemos efetuar a observação de alguns depósitos que, por qualquer razão, nos despertaram a atenção, tivemos de proceder ou de mandar efetuar o corte do mato, para abrir caminho de acesso até eles, técnica a que, por razões facilmente compreensíveis, só muito pontualmente pudemos recorrer.

Nestas circunstâncias, os depósitos passaram a ser identificados fundamentalmente a partir da observação de barreiras de estradas, o que também se revelou um processo pouco expedito. Com efeito, os depósitos mais extensos, alguns dos quais atapetam, no sentido do maior declive, toda a vertente, poderiam identificar-se como sendo vários depósitos, dependendo apenas do maior ou menor número de sinuosidades da estrada ao longo da vertente, do mesmo modo que muitos depósitos ficariam por cartografar, sobretudo onde as estradas rareiam.

Por outro lado, a extensão da área a estudar, tornava demasiado moroso um trabalho desta natureza. De facto, logo após termos iniciado o levantamento dos

---

<sup>65</sup> A experiência veio, mais tarde, demonstrar-nos que a própria vegetação pode constituir um bom indicador da localização dos depósitos de vertente. Com efeito, principalmente após os incêndios florestais, verificámos a regeneração espontânea de certas espécies, em particular das giestas (*Cytisus*), que atingem sempre um rápido crescimento e um desenvolvimento mais harmonioso sobre os depósitos do que fora deles, o que se compreende facilmente se atendermos a que fora dos depósitos, os solos são praticamente inexistentes, pelo que só espécies mais resistentes, como as urzes (*Ericas*), os tojos (*Ulex*) ou a carqueja (*Chamaerispartium tridentatum*), conseguem prosperar.

depósitos no extremo NE da área a estudar, constatámos os inconvenientes deste procedimento. Só um trabalho em equipa permitiria seguir esta metodologia para realizar o levantamento pormenorizado de todos os depósitos em tempo útil, o que, por razões óbvias, não pôde ser efetuado.

Tal poderia ser ainda virtualmente possível, se apenas pretendêssemos dedicar-nos a este aspeto do trabalho, restringindo-nos a uma análise de natureza exclusivamente sedimentológica, o que, à partida, não nos entusiasmou, tanto porque os resultados eram muito incertos, como porque seria limitar demasiado a perspetiva geográfica que pretendíamos imprimir a este estudo.

Deste modo, após os primeiros ensaios, decidimos simplificar esta metodologia, uma vez que após os reconhecimentos de campo iniciais tudo apontava para dois grandes tipos de depósitos nos xistos, consoante os processos predominantes na sua génese. Um deles, em que teriam predominado processos solifluxivos não periglaciares e o outro, de características marcadamente periglaciares. Além destes, observaram-se ainda outros depósitos incaracterísticos. Em função destas observações, mais do que tentar identificar todos os depósitos, preferimos caracterizar com mais pormenor, na medida do possível, estes dois tipos principais.

Nos depósitos que se encontram associados às cristas quartzíticas, identificámos também dois tipos principais, um de características fanglomeráticas e outro formado por cascalheiras. No campo, procurámos levantar os seus perfis detalhados, pois como, em regra, se apresentam retilíneos, seria fácil compará-los entre si, tentando definir os intervalos entre que valores variam os seus declives, mas, mais uma vez, a vegetação impediu tal procedimento e só em duas situações foi possível executar esta tarefa.

Para efetuar estes levantamentos pormenorizados recorreremos a um perfilador muito simples, de nossa concepção, o qual, para o efeito, se mostrou mais prático e versátil do que os pantómetros normalmente usados (A. Calvo, 1987, p. 30-31; M. Cervera, 1988, p. 58-60). Consiste, essencialmente, num braço articulado, com 5 metros de comprimento, formado por duas barras ocas de alumínio, paralelas, sendo constituído por dois sectores, cada um deles com 2,5 metros de comprimento. Foi concebido deste modo, tanto para facilitar o transporte e

a arrumação, como para uso individual de cada um dos sectores, em situações de topografias mais movimentadas ou mais declivosas, de molde a transmitir um maior rigor e pormenor aos levantamentos. Cada um destes sectores tem acoplado um nível de bolha de ar, para permitir efetuar as leituras com o braço perfeitamente horizontal.

Nas extremidades instalam-se dois suportes, em cada um dos quais se fixa, por meio de parafusos de orelhas, uma barra com 1,5 m, também oca, perpendicular ao braço principal. Estas barras têm a particularidade de poderem ser deslocadas na vertical, não só para maior adaptação às condições topográficas, mas também para dar maior comodidade ao levantamento do perfil, tendo-se acoplado, numa delas, uma escala vertical graduada em centímetros (fig. 40).

Para a medição da micromorfologia concebemos também um microperfilador, inspirado nos modelos usuais (M. Sala *et al.*, 1984, p. 77-8; G. Benito *et al.*, 1988, p. 55-57), simplificando-os. Sumariamente, consiste em duas barras de alumínio, ocas, com 1,5 m de comprimento por 1 cm de lado, paralelas e horizontais, afastadas entre si 3 cm, fixando-se em cada uma das extremidades, perpendicularmente e também por meio de parafusos de orelhas, outra barra, de igual modo oca, com 50 cm de comprimento, a qual pode ser deslocada na vertical. A barra horizontal encontra-se perfurada de 5 em 5 cm, excepto nas extremidades, onde a distância ao centro da barra vertical é de 2,5 cm, de modo a permitir a entrada de 29 tubos de alumínio, ocos, com 50 cm de comprimento por 8 mm de diâmetro. Nas extremidades superiores destes tubos foram colocados anéis de plástico para evitar que eles caiam da barra onde estão colocados. Além disso, para se assegurar a horizontalidade do aparelho, esta barra tem acoplado um nível de bolha de ar (fig. 41).

Para facilitar o levantamento de microtopografias e, sobretudo, quando se pretende acompanhar a sua evolução ao longo do tempo, torna-se necessário colocar marcas de referência espetadas no solo, para, depois, se poderem repetir as medições exatamente nos mesmos pontos. Estas marcas são também constituídas por barras ocas, aguçadas numa das extremidades, com 25 ou 50 cm de comprimento, de acordo com as características rochosas ou não do solo. Ao colocar as marcas no chão, deve ter-se o cuidado de as deixar perfeitamente

alinhas, niveladas e com os respectivos centros distanciados entre si de exatamente 150 cm.

O levantamento de cada um dos perfis deve iniciar-se sempre na mesma extremidade, colocando as barras verticais do microperfilador sobre as estacas e procedendo à sucessiva medição da altura, acima da barra horizontal, de cada um dos 29 tubos, registando-se os respectivos valores em cassete audio. Concluído o primeiro sector, passa-se depois ao seguinte e assim, sucessivamente, até ao final do perfil<sup>66</sup>.

Do ponto de vista da recolha das amostras, aproveitámos o desenrolar do trabalho de campo para ir retirando amostras dos diferentes tipos de depósitos, um pouco por toda a área estudada, se bem que não tenhamos tido hipótese de tratar laboratorialmente grande número delas. No entanto, as amostras tratadas permitem-nos comparar algumas das principais características dos dois tipos de depósitos mais frequentes.

O tratamento das amostras visou sobretudo o conhecimento da granulometria dos materiais, através da separação das frações fina (silte + argila), arenosa (0,062 a 4 mm) e grosseira (>4 mm), para, eventualmente, através dessa separação se gizar alguma distinção entre os diferentes tipos de depósitos. Com a mesma finalidade e, além disso, para inferir as eventuais condições de formação desses depósitos, identificámos os minerais de argila existentes em cada uma das amostras tratadas.

A metodologia usada na análise laboratorial consistiu no tratamento de 76 amostras, conforme o processo descrito por Rodrigues Lapa e Pena dos Reis (1977, p. 9), embora ligeiramente simplificado, aproximando-se do usado por L. Cunha (1990, p. 101-3).

O tratamento iniciou-se pelo esquartejamento da amostra recolhida no campo, cujo peso oscilava normalmente entre 1,5 e 2 quilogramas, a fim de se obterem cerca de 200 gramas de material, as quais passaram a constituir a

---

<sup>66</sup> Por uma questão metodológica usámos sempre os seguintes critérios: 1. No primeiro caso — perfil transversal ao declive da vertente — levantámos o perfil sempre da esquerda para a direita, colocando-nos a jusante do perfilador e voltados para ele; 2. No segundo caso — perfil segundo o maior declive da vertente — iniciámos o perfil sempre do topo para a base.

amostra a tratar, conservando-se o restante material como testemunho, para o caso de ser necessário repetir algum dos procedimentos de análise.

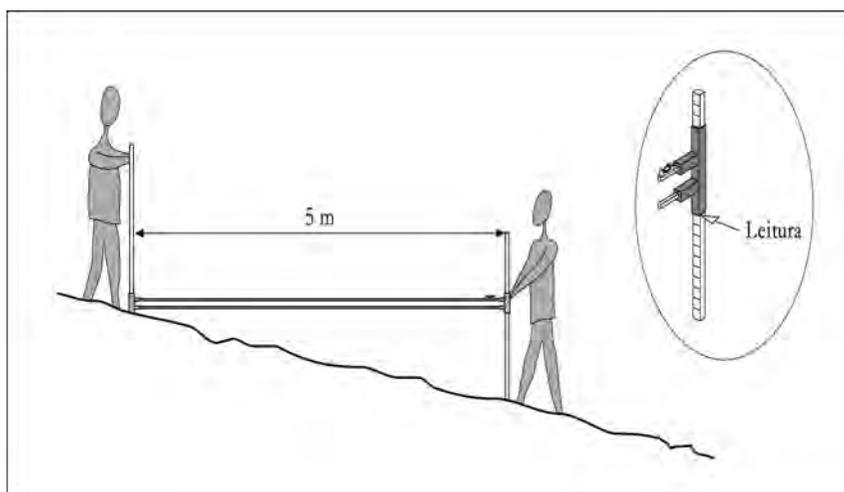


Fig. 40 – Perfilador topográfico.

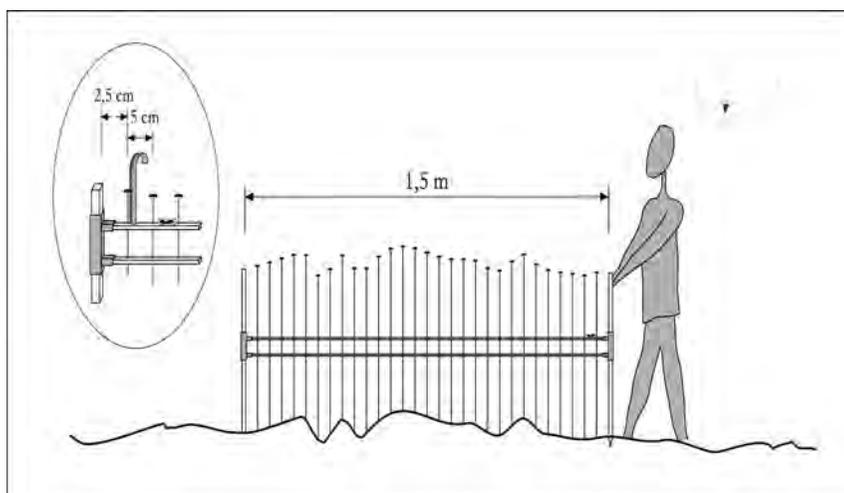


Fig. 41 – Microperfilador topográfico.

Seguiu-se a secagem dessas amostras em estufa, a uma temperatura inferior a 50°C. Posteriormente, desagregaram-se em água, tendo-se usado um crivo com malha de 0,037 mm para separar, através de lavagem, parte da fração fina. O silte grosseiro, ou seja, a outra parte da fração fina, só foi separada através do crivo com malha de 0,062 mm, quando se procedeu ao tratamento granulométrico da fração arenosa.

Para separar a fração argilosa do resto da fração fina, seguimos o método da pipeta, de acordo com a lei de Stokes (K. Suguio, 1973, p. 53-4). De cada uma das amostras montámos três lâminas sedimentadas com material argiloso, de dimensão inferior a 0,002 mm, para serem submetidas à difração por raios X, a fim de, posteriormente, serem identificados os respetivos minerais.

Foi usado um aparelho Philips PW-1840/10<sup>67</sup>, do Laboratório de Sedi-mentologia do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e a difração efetuou-se, sucessivamente, sobre uma lâmina natural, sobre uma saturada com glicol, por exposição durante 24 horas aos vapores de glicol, e sobre uma lâmina aquecida a 550°C, durante 2 horas. A leitura dos difratogramas assim obtidos permitiu identificar os picos correspondentes aos diferentes minerais argilosos. Para o efeito, usámos os valores em *angströms* das riscas características desses minerais após aqueles três tratamentos (J. Lucas, 1962; Larque e Weber, 1975; P. Chen, 1977), cuja frequência relativa foi calculada de maneira semiquantitativa, de acordo com a metodologia proposta por Thorez *et al.* (1970), citada por Rodrigues Lapa e Pena dos Reis (1977, p. 3). O resto do material, correspondente às frações arenosa e grosseira, depois de seco, foi separado por meio de crivos, cujo tamanho da malha ia sendo reduzido segundo uma progressão geométrica de razão 2, de acordo com a escala de Wentworth (A. G. Carvalho, 1965, p. 34 e K. Suguio, 1973, p. 35).

Os resíduos deixados em cada crivo foram pesados, tendo-se representado os respetivos valores através de gráficos de frequências acumuladas, tanto para a

---

<sup>67</sup> Este aparelho possui um goniómetro PW-1840/10, com uma velocidade de 1°-20/100 seg. A velocidade do papel é de 1 cm em cada 100 segundos. A ampola é de cobre e o filtro de níquel.

fração total como para a fração arenosa. Esta última representação permitiu-nos ainda calcular diversos parâmetros estatísticos da distribuição, nomeadamente mediana ( $Md\emptyset$ ), média ( $Méd\ \emptyset$ ), desvio quartil ( $Qd\emptyset$ ), calibragem ( $So$ ) e assimetria quartil ( $Skq\emptyset$ )<sup>68</sup>.

Além disso, para determinar a natureza mineralógica dos diferentes grãos de areia<sup>69</sup> recorreremos à análise morfoscópica através de lupa binocular, com uma ampliação de 32 vezes, efetuada por amostragem em diversas classes granulométricas. Nas observações efetuadas, o xisto revelou-se sempre como material dominante, pelo que desistimos da análise sistemática de todas as amostras. Encontraram-se, além do xisto, restos de quartzo e de outros materiais, como também foi observado por A. Bento Gonçalves (1992, p. 64 e 70) em depósitos similares. Como os grãos de quartzo eram muito poucos, não procedemos à análise sistemática nem da forma nem do estado da sua superfície.

Após esta breve descrição das linhas gerais seguidas na metodologia de análise dos depósitos de vertente, passemos agora à caracterização dos seus principais tipos.

---

<sup>68</sup> Usando a metodologia proposta por Folk e Ward (1957), calculou-se ainda o desvio padrão gráfico inclusivo ( $Dpi$ ), a curtose gráfica ( $Kg$ ) e a assimetria ( $Ski$ ), mas dada a boa correlação com o  $Qd\emptyset$  e  $So$ , para os dois primeiros e com o  $Skq\emptyset$ , relativamente ao último, apenas usámos os parâmetros acima mencionados, por serem os mais frequentemente utilizados nos trabalhos geomorfológicos realizados em Portugal (L. Cunha, 1990, p. 102).

<sup>69</sup> Areia entendida em sentido granulométrico, como material compreendido entre 0,062 e 2 mm (escala de Wentworth).

### 3.2. Depósitos de vertente essencialmente xistosos

*Les éléments libres qui résultent de l'altération des schistes se répartissent, c'est un fait bien connu, entre deux ensembles granulométriques extrêmes:*

*— D'une part, les altérites à gros éléments liés en particulier aux effets de la pesanteur et de la gélifraction (accumulations de plaquettes et de "frites" avec très peu de produits fins).*

*— D'autre part, les altérites plus affinées issues essentiellement de l'altération chimique, souvent enrichies et parfois constituées exclusivement d'héritages anciens porteurs d'argiles.*

L. VOISIN, 1981, p. 307.

Como vimos, os depósitos de vertente mais frequentes nas Serras de Xisto são de dois tipos. Um deles é essencialmente argilo-conglomerático, heterométrico, e o outro, de caráter conglomerático, monotípico, com tendência mais homométrica. A partir de agora passarão a ser designados, genericamente e respetivamente, por *depósitos vermelhos* e *depósitos de patelas*. As suas características serão apresentadas a seguir.

#### 3.2.1. Depósitos vermelhos

No pormenor, cada um destes depósitos apresenta-se, quase sempre, como um conjunto de vários “depósitos” sobrepostos<sup>70</sup>, cujas características dependem essencialmente das condições locais de deposição, podendo, no pormenor, ser diferentes de local para local e, deste modo, contribuir para dificultar o estabelecimento das possíveis relações entre os depósitos.

---

<sup>70</sup> Aparentemente, trata-se de um único depósito de vertente, *lato sensu*, embora muitas vezes, no pormenor, seja possível distinguir uma sobreposição de depósitos, *stricto sensu*. Contudo, como esta terminologia se presta a confusão, preferimos passar a designar os depósitos em *s. s.* por leitões, de cuja sobreposição resulta realmente o depósito de vertente, *l. s.*

Outra dificuldade também muito comum, na observação destas formações, advém do facto de elas raramente apresentarem cortes transversais que permitam observar a estrutura interior do conjunto, de molde a permitir estabelecer não só a sucessão dos depósitos, mas também a sua relação com o substrato. Normalmente, apenas é possível observar os depósitos através de cortes frontais, portanto transversais ao declive da vertente, onde apenas é visível uma parte da sucessão de depósitos.

Se bem que a coloração não seja um critério seguro para diferenciar os depósitos, na medida em que tanto pode ser herdada dos materiais anteriores à constituição do depósito, como pode ser posterior à sua formação, adquirida, por exemplo, através da lavagem de materiais sobrejacentes, aparece, no entanto, como a nota mais saliente destes depósitos, ao ponto de no campo nos referirmos frequentemente apenas ao “vermelho” para os identificar. Com efeito, a cor não deixa de ser o elemento que, à primeira vista, permite estabelecer desde logo a distinção mais fácil entre os dois grandes tipos de depósito já mencionados, os de matriz predominantemente areno-argilosa (*vermelhos*) e os essencialmente cascalhentos (*de patelas*), observados um pouco por toda a área estudada, mas que, naturalmente, também ocorrem fora dessa área, nomeadamente no Maciço Marginal de Coimbra, onde foram, também, estudados por F. Rebelo (1986, p. 130-2).

Para melhor compreensão do exposto, analisemos, em primeiro lugar e com o pormenor requerido, alguns dos depósitos vermelhos existentes ao longo dos principais vales das Serras de Xisto.

Macroscópica e genericamente, podemos caracterizá-los por se apresentarem heterométricos, argilo-conglomeráticos, imaturos<sup>71</sup>, de tonalidade vermelho-

---

<sup>71</sup> A maturidade textural dos conglomerados depende do conteúdo em matriz, bem como do arredondamento e da calibragem dos grãos (Tucker, 1991, p. 18). Costuma ser quantificada através da seguinte escala, proposta por Folk em 1951: imaturos - % de matriz >5%, grãos mal calibrados e com baixo grau de arredondamento; submaturos - % de matriz <5%, grãos mal calibrados e com baixo grau de arredondamento; maduros - pouca ou nenhuma matriz, grãos bem calibrados mas pouco arredondados; supermaturos - ausência de matriz, grãos bem calibrados e bem arredondados.

-acastanhada<sup>72</sup>, com calhaus de xisto, quartzo e, por vezes, de quartzito, normalmente angulosos a subangulosos e com abundante matriz, a qual raramente é inferior a 30% e, muitas vezes, chega a ser superior a 70% da massa total.

Como veremos, por baixo do depósito vermelho aparecem, também, com frequência, depósitos de patelas semelhantes aos que serão analisados com mais pormenor no ponto seguinte. Todavia, as suas características macroscópicas, bem como a percentagem de matriz argilosa e o grau de compacidade, são normalmente diferentes das daqueles. No entanto, quando presente, o depósito de patelas subjacente ao depósito vermelho aparece sempre associado a este, pelo que serão descritos em conjunto.

A distribuição geográfica dos depósitos vermelhos corresponde a toda a área estudada, localizando-se, preferencialmente, a cotas baixas, ou seja, a altitudes inferiores a 400/450 metros, embora, excepcionalmente, na bacia hidrográfica do rio Zêzere, possa alcançar 650/700 m.

Além disso, os depósitos desenvolvem-se sobre superfícies aplanadas, normalmente associadas a rechãs e a terraços fluviais. Por vezes, preenchem antigos barrancos ou entulham meandros abandonados, encontrando-se sempre em situação de abrigo, pelo menos relativo.

Nas situações mais frequentes, situam-se 25 a 40 metros acima do leito atual das ribeiras, embora no caso de meandros abandonados, possam alcançar desníveis de 50 (Barreosa) ou mesmo de 60 metros (Campo de Futebol de Alvoco das Várzeas). Por vezes, é possível encontrá-los também abaixo daqueles valores, nomeadamente nas bacias de Alvoco e de Pomares, onde chegam a situar-se a menos de 10 metros acima dos respetivos leitos fluviais.

A análise pormenorizada de alguns dos depósitos observados, cujas características diferem de acordo com as condições que presidiram à respetiva deposição e que determinaram a evolução a que estiveram e estão sujeitos, talvez nos

---

<sup>72</sup> A tonalidade precisa é, por vezes, difícil de definir, porquanto, no mesmo depósito, ela varia de época para época do ano, em função da quantidade de água que o depósito contém. Normalmente, torna-se mais avermelhada, até tonalidade próxima da “borra de vinho”, quando em presença de humidade abundante, e mais acastanhada, no final do período seco, quando o teor de humidade é muito baixo.

ajude a encontrar justificação para esta e outras situações. No entanto, como só em duas circunstâncias nos foi possível observar parte da estrutura interna do depósito torna-se difícil esclarecer, apenas através de observações frontais, algumas dúvidas quanto à sua génese. Apesar destes contratempos, vamos comparar as observações efetuadas naqueles dois cortes com as observações frontais realizadas noutros depósitos e, dessa análise comparativa, tentaremos extrair as ilações possíveis.

Contudo, antes disso, cabe ainda referir uma outra particularidade comum à maioria dos depósitos vermelhos e que resultou da intensa exploração antrópica a que estiveram sujeitos. Com efeito, tanto a forma atual de alguns depósitos, como a verticalidade apresentada pelas barreiras onde é possível observar os melhores cortes, sugerem uma ação antrópica. No entanto, a motivação para a execução de tão árdua tarefa não parece muito clara.

Do mesmo modo, também não é facilmente perceptível a finalidade da abertura das trincheiras construídas para o desvio do rio Alvoco, executadas tanto na Barreosa, como a montante, nas Frádigas e no Coistorno, ou no Muro, já na ribeira de Loriga (fig. 42), ou ainda no Alto Ceira e na ribeira da Cerdeira, afluente da ribeira do Porsim e subafluente do rio Zêzere (fig. 25). Estarão relacionadas? Estamos em crer que sim, dada a sua relativa proximidade.

A área abandonada poderia ser aproveitada para lavagem do coluvião. Além disso, como vimos, a abertura das trincheiras cumpriria ainda, mais uma dupla finalidade. Por um lado, permitia a conquista de um plano, onde a ribeira era forçada a depositar as aluviões, as quais depois de profusamente estrumadas e irrigadas se transformavam em solos de elevada fertilidade, particularmente importantes em lugares onde eram tão escassos. Por outra parte, ganhava-se um declive abrupto que possibilitava a fácil instalação de pilões e de moinhos de água.

Quanto à exploração do depósito vermelho, à parte de aplicações pontuais da argila em trabalhos de construção civil (o barro era o cimento de antanho), outras terão existido, porquanto aquelas não poderão ser responsabilizadas pela movimentação de milhares de toneladas do material que constituía os depósitos.

As enormes frentes de exploração que encontramos ao longo dos vales do Alvoco e da ribeira de Pomares e que se repetem no Alva, a jusante de Vila Cova

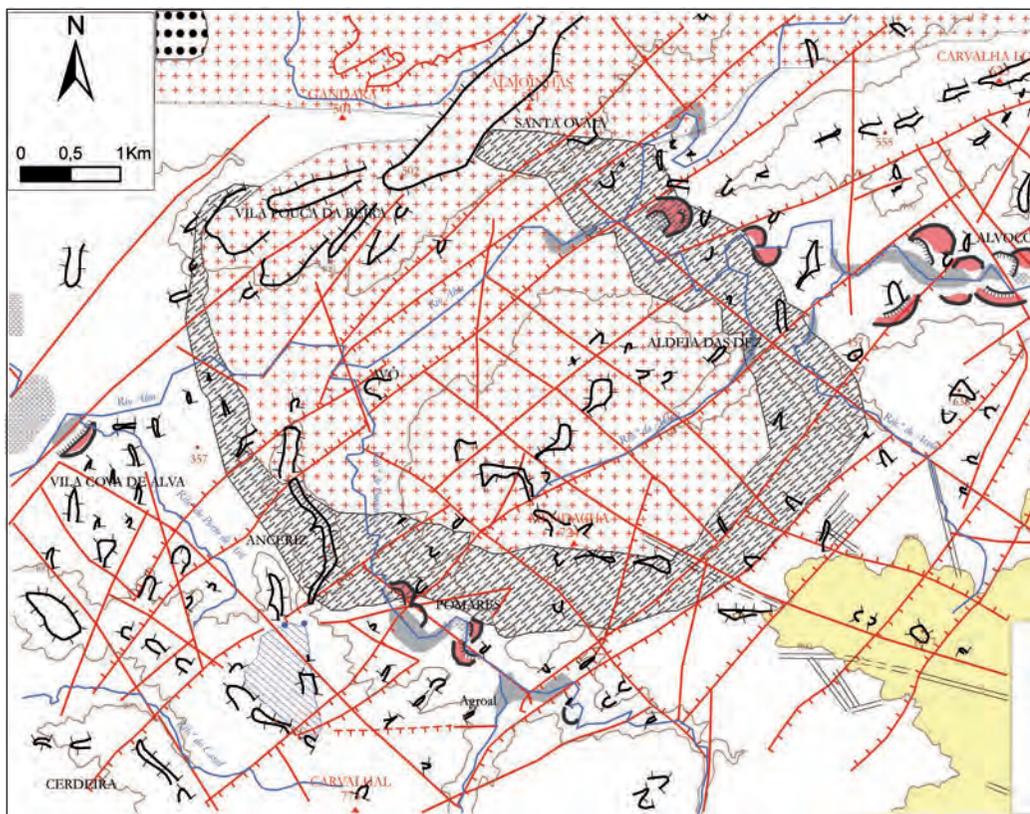
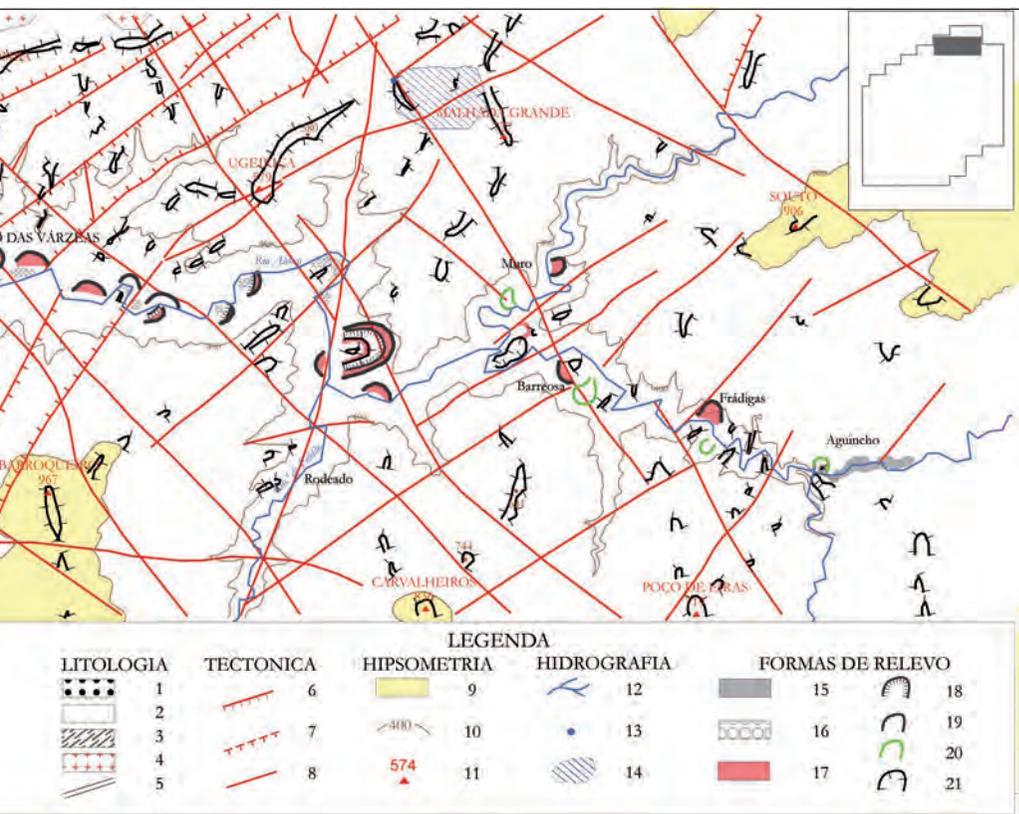


Fig. 42 – Esboço geomorfológico, muito simplificado, das partes vestibulares do rio Alvoço grauaques; 3 – rochas metamórficas de contacto (plutonito de Avô); 4 – rochas granitóides; superior a 800 metros; 10 – curva de nível dos 400 metros; 11 – vértice geodésico e respetiva gráfica ameaçada de captura; 15 – fundo aluvial; 16 – terraço remexido; 17 – depósito vermelho; donado artificialmente, por corte antrópico, em trincheira; 21 – rechã.

do Alva, no Ceira, no Zêzere e na ribeira da Sertã, para apenas referir as mais imponentes, deverão ser resultado do trabalho de muitos escravos ao serviço dos romanos, para obtenção de ouro por lavagem das aluviões, o que vem de encontro ao verificado na província de León, em Espanha (Domergue e Herail, 1978) e no Baixo Alva (Almeida, Coelho e Daveau, 1980).

Aceitando esta hipótese como a mais provável, continuam todavia a subsistir algumas dúvidas nomeadamente quanto à técnica de exploração usada.



e da ribeira de Pomares. 1 – depósitos de cobertura (cascalheiras de planalto); 2 – xistos e 5 – filões de rocha básica; 6 – falha; 7 – falha provável; 8 – fratura importante; 9 – altitude altitude em metros; 12 – rede hidrográfica principal; 13 – captura provável; 14 – bacia hidro- 18 – frente de exploração do depósito; 19 – margem de antigo meandro; 20 – meandro abandonado. Em cartela: localização da figura em relação à área estudada.

Como notaram as autoras que se dedicaram ao estudo do Baixo Alva, nós também não deparámos com vestígios de eventuais desvios de água<sup>73</sup>, tanto

<sup>73</sup> Além dos “furados” e das “trincheiras” já mencionados, a única obra de engenharia hidráulica por nós identificada que, eventualmente, poderá estar relacionada com a mineração romana encontra-se na ribeira do Piodão, pouco antes da sua confluência com o Alvoco, a montante do Rodeado, sendo localmente conhecida pelos “Canos”. Com efeito, trata-se de dois encanamentos subterrâneos, a confluírem diretamente na ribeira, ao nível do leito, aparentemente sem qualquer finalidade. É uma obra um tanto enigmática, que tem intrigado a população sobre qual terá sido

mais que a proximidade do leito não terá justificado grande investimento na derivação da água. Por outro lado, “A disposição dos lugares de exploração sugere [...] que o material sedimentar devia ser precipitado ao longo das vertentes íngremes que dominam o Alva e os seus afluentes, para ser lavado no fundo, nas próprias águas do rio ou dos ribeiros” (Almeida, Coelho e Daveau, 1980, p. 8).

A lavagem e o remeximento não afetou apenas o depósito vermelho. O próprio depósito de terraço sobre o qual aquele muitas vezes assenta também não foi poupado, tendo-lhe sido retirado todo o material fino. Como resultado, é hoje possível observar, próximo dos leitos e aparentemente no sítio, enigmáticos amontoados de calhaus, constituídos por granitóides, quartzo, quartzito e xisto, desde os boleados aos muito redondos, completamente desprovidos de matriz e conhecidos, no médio Tejo, por conheiras.

Os dois amontoados mais extensos que observámos localizam-se, respetivamente, no vale do Alvoco, na margem convexa do meandro da Várzea, a jusante da Vide, frente ao Carpido, e na confluência da ribeira de Alge com o Zêzere, na margem convexa do meandro da Foz de Alge. Contudo, em quase todos os lugares que estiveram sujeitos a exploração surgem estes enigmáticos amontoados de calhaus e blocos arredondados.

Depósitos vermelhos abundam um pouco por todos os vales mais importantes. Na impossibilidade de os analisar na totalidade, dedicaremos particular atenção aos localizados nas serras setentrionais, iniciando a sua descrição de NE para SW.

---

a finalidade para que foi executada, sendo atribuída, como é hábito nestas circunstâncias, aos Mouros. Quanto a nós, seriam possivelmente duas captações de água destinadas à lavagem das aluviões em época de estiagem pois, “mesmo no pino do Verão nunca secam”, como nos afirmaram populares. Além disso, o facto de se situarem ao nível do próprio leito parece retirar-lhes qualquer outro tipo de aproveitamento lógico. O facto de não correrem a céu aberto e de terem sido encanadas dever-se-á ao intenso aproveitamento para campos agrícolas de todas as áreas que ladeiam as ribeiras. Embora apenas tenhamos encontrado este(s) vestígio(s), tão provável(eis) quanto duvidoso(s), da eventual derivação de água, estamos convictos de que o desenvolvimento de um trabalho mais aturado, no sentido de se procurarem indícios de derivação de água, realizado em colaboração com arqueólogos, poderá vir a proporcionar resultados bem mais promissores e auspiciosos.

Deste modo, consideraremos, em primeiro lugar, os vales do rio Alvoco e da ribeira de Pomares, em ligação com o do rio Alva, para o qual confluem. Depois, faremos uma breve referência aos depósitos vermelhos do vale do rio Ceira. Em seguida, centraremos a nossa atenção nos depósitos das ribeiras de Pera e de Alge, na medida em que todos estes ajudarão a confirmar algumas observações efetuadas no Alvoco. Com efeito, em todas estas bacias hidrográficas foram selecionadas áreas-amostra para estudo mais pormenorizado dos depósitos, a fim de que, através da sua interpretação, tentemos reconstituir um modelo que se aproxime das reais condições de evolução do relevo das Serras de Xisto.

O modelo foi naturalmente completado com observações noutros depósitos existentes ao longo do vale do Zêzere e das Serras Meridionais, as quais, quando eram coincidentes, serviram para o reforçar e, nas situações contrárias, para o tornar menos rígido, mais flexível, proporcionando-lhe adaptar-se, em função de condições locais, a um maior número de situações.

### 3.2.1.1. *Depósitos dos vales do rio Alvoco e da ribeira de Pomares*

Decidimos tratar em conjunto os depósitos existentes ao longo destes dois vales<sup>74</sup> por apresentarem vários aspetos comuns, podendo ajudar a compreender o atual posicionamento dos depósitos.

A primeira dessas particularidades, que nos parece oportuno referir desde já, é a de que ambas as bacias hidrográficas se desenvolvem a montante do plutonito de Avô, o qual, comportando-se como uma soleira de rocha dura, levou ao desenvolvimento dessas pequenas bacias a montante (fig. 42).

---

<sup>74</sup> Segundo S. Daveau (1973, p. 18), os depósitos do vale do Alvoco terão sido observados, do ponto de vista científico, pela primeira vez em 1963 por Carminda Cavaco e Isabel Marques, quando procediam ao estudo do vale de Alvoco. No entanto, no trabalho que as autoras dedicaram ao assunto — *Os vales de Loriga e de Alvoco na Serra da Estrela* —, publicado em 1966, não encontramos qualquer referência a estes depósitos.

No vale do Alvoco, além da influência metamórfica deste plutonito, manifesta-se também a do grande batólito das Beiras, tanto na área das cabeceiras como na da confluência. É sobretudo nesta última, na parte vestibular da bacia de drenagem do Alvoco, que a auréola metamórfica deste batólito se vai comportar como soleira de rocha dura e concorrer para o alargamento do vale em Alvoco das Várzeas.

Com efeito, o alargamento dos vales<sup>75</sup> não se ficou a dever apenas ao facto de se situarem a montante de soleiras de rocha dura, mas ainda à condicionante tectónica, a qual também contribuiu decisivamente para facilitar esse alargamento e terá até sido a principal responsável pela manutenção dos depósitos vermelhos, como veremos.

Deste modo, no vale do Alvoco estes depósitos aparecem praticamente ao longo de todo o vale, abaixo de 350 metros. O depósito encontrado à cota mais elevada (450 m) corresponde ao localizado mais a montante, como é lógico, e situa-se à entrada do lugar do Aguincho.

De entre os diversos depósitos existentes ao longo do vale do Alvoco merecem destaque, pela sua possança, aqueles que restam do total preenchimento dos antigos meandros do rio e dos quais salientamos os que se desenvolvem junto às localidades da Barreosa e da Vide. No entanto, outros merecem ser analisados, pelo que a descrição será feita de montante para jusante, iniciando-se no da Barreosa.

### **Depósito da Barreosa**

O material do depósito que preenchia o meandro abandonado da Barreosa foi quase completamente desmantelado, tendo-se conservado apenas em pequenas franjas marginais. É com base nas observações efetuadas em barreiras pertencen-

---

<sup>75</sup> Estes alargamentos, ao possibilitarem o desenvolvimento de agricultura, permitiram o crescimento das localidades neles instaladas, as quais ganharam importância em relação às vizinhas, ao ponto de ambas serem atualmente sedes de freguesia: Alvoco das Várzeas e Pomares.

tes a estas franjas, conservadas numa e noutra margem do meandro e distanciadas entre si de cerca de trinta metros, que se procedeu a uma tentativa de reconstituição do depósito e das eventuais condições de deposição do material (fig. 43).

Desde logo, é possível distinguir dois episódios completamente diferentes. Na base observa-se um conglomerado compacto, heterométrico, acinzentado (A), por vezes esbranquiçado ou amarelado, formado por patelas de xisto, com as de maior dimensão a rondarem 5 cm. A espessura deste conglomerado é de cerca de 8 metros na barreira situada a SW e de cerca de 6 metros na localizada a NE.

Sobre ele assenta um conglomerado também heterométrico, mas de tonalidade vermelha, imaturo (B), formado por calhaus de xisto (80%) e de quartzo (20%), e com uma percentagem de matriz variável entre 30 a 60%.

A análise de uma amostra deste depósito (233-01) apresentou cerca de 10% de material grosseiro, superior a 4mm, 30% de areia e 60% de material silto-argiloso. Na mesma amostra foram identificados dois minerais de argila: ilite e caulinite. Enquanto a primeira se mostra abundante, a segunda apresenta-se rara (TABELA IV).

Os calhaus raramente se apresentam rolados e os de maior dimensão rondam 30 cm. A espessura do depósito na barreira SW é da ordem dos 6 metros, enquanto que na de NE, onde o topo do depósito foi destruído, varia entre 50 e 80 cm.

Nestas circunstâncias, a reconstituição do depósito aponta para uma movimentação geral do material de SW para NE, embora no pormenor pudesse ter rumado para outros sentidos, nomeadamente para SE, como a imbricação dos calhaus, num dos locais observados, parece indicar.

### **Depósito das Abelheiras**

Situa-se a jusante do Muro, na área de confluência da ribeira de Loriga com o rio Alvoco, preenchendo parte da margem côncava de uma antiga sinuosidade do rio.

O depósito inicia-se por um pelito arenoso, avermelhado e manchado de amarelo, com uma espessura variável entre 1,5 e 2 metros.

Sobre ele dispõe-se um conglomerado vermelho, imaturo, mal calibrado, constituído por calhaus angulosos e muito angulosos de xisto (85%) e de quartzo (15%), com matriz subarcósica a arcósica, média a grosseira, variando normalmente entre 25 e 30%, embora localmente tanto possa ser superior a 70%, como inferior a 10%. O tamanho mais frequente dos calhaus varia entre 1 e 8 cm, sendo a sua distribuição a seguinte: 1 a 2 cm — 15%; 2 a 4 cm — 20%; 4 a 8 cm — 45%; 8 a 16 cm — 12% e 16 a 32 cm — 8%.

Uma amostra recolhida neste depósito onde a matriz é mais abundante (233-01), apresentou menos de 5% de material grosseiro, cerca de 20% de fração arenosa e mais de 75% de componente silto-argilosa .

A ilite apresentou-se como sendo o mineral de argila dominante, apesar de também se ter observado caulinite, embora rara.

### **Depósito das Levadas**

A base deste depósito corresponde a um terraço do rio Alvoco, cujo material se comporta como um conglomerado subcompacto a compacto, com matriz arcósico-arenosa, localmente de tonalidade vermelho-acastanhada ou acinzentada, com uma espessura da ordem de 1,7 metros. O material é essencialmente de xisto (85%), granitóides (10%) e quartzo (5%). Na areia foram ainda encontrados vestígios de feldspato alterado. Os calhaus apresentam um elevado grau de rolamento, sendo muito rolados (10%), rolados (70%), subrolados (15%) e subangulosos (5%). Quanto ao seu tamanho, observámos a seguinte distribuição: 1 a 2 cm — 5%; 2 a 4 cm — 20%; 4 a 8 cm — 50%; 8 a 16 cm — 12%; 16 a 32 cm — 10% e 32 a 64 cm — 3%.

Como se verifica, predominam os calhaus com dimensões situadas entre 4 e 8 cm, mas a sua distribuição não é homogénea no interior do depósito, pois, da base para o topo regista-se uma progressiva diminuição da granulometria, a qual é acompanhada por um aumento de percentagem de matriz. Com efeito, a cerca de 1/3 da altura do depósito, mais concretamente a 50 cm de distância da base, a percentagem de matriz é da ordem de 15% e a maior dimensão dos

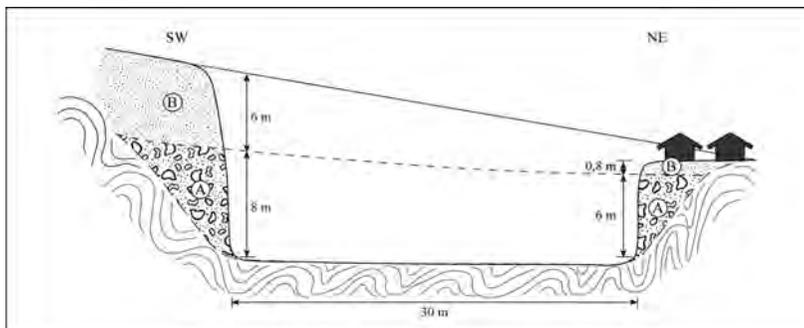


Fig. 43 – Corte esquemático do depósito do antigo Meandro da Barreosa. A – conglomerado compacto, acinzentado ou amarelado; B – conglomerado vermelho.

calhaus ronda 25 cm. Aproximadamente a 2/3 da altura, isto é, a um metro acima da base, a percentagem de matriz duplica, aumentando para cerca de 30%, enquanto que a maior dimensão dos calhaus se reduz para 10 cm. No topo, a cerca de 1,7 m de altura, a percentagem de matriz volta a duplicar, passando para 60% e o tamanho dos calhaus sofre ligeira diminuição, ficando-se pelos 8 cm.

Deste modo, este depósito testemunha uma acentuada perda de capacidade de transporte por parte do rio Alvoco, provavelmente devido a uma progressiva redução do seu caudal.

Sobre o depósito de terraço repousa um conglomerado de xisto, de características heterométricas, vermelho ou avermelhado, com 1,6 m de espessura. Na sua base a matriz ronda 20% e o tamanho dos calhaus de maior dimensão alcança 20 cm, enquanto que no topo a percentagem de matriz alcança 60% e apenas é possível observar seixos finos a muito finos, de xisto.

Dispersos no seio da massa encontram-se alguns calhaus rolados (5%), embora se verifique uma maior concentração na base, onde, localmente, pode alcançar 20%. Esta particularidade leva-nos a pensar que o depósito vermelho terá retomado material remexido de gerações anteriores.

Outro aspeto observado tem a ver com a imbricação dos calhaus, a qual é completamente diferente nos dois depósitos. Enquanto que no depósito de terraço os calhaus estão imbricados para N20°W, o que o relaciona diretamente com a dinâmica do leito fluvial, no depósito vermelho estão orientados para

S30°W, num sentido oposto, o que deixa antever a sua origem na vertente que lhe fica situada a Norte. Deste modo, o carácter fluvial do episódio da base parece-nos inquestionável, ao mesmo tempo que, cada vez mais, se desenha o carácter solifluxivo não periglaciário do depósito vermelho.

### **Depósito da Vide (antigo meandro)**

Como na Barreosa, também aqui o depósito terá entulhado quase completamente o meandro abandonado pelo rio. No entanto, existem diferenças importantes em termos de exposição, porquanto, na Barreosa, o meandro está voltado a NE, com as vertentes em posição umbria (avesseira), enquanto que o segundo, da Vide, evoluiu virado a SW, logo numa vertente mais soalheira. Mesmo assim, à parte da exposição, as condições de deposição não deverão ter sido muito diferentes nos dois casos, pelo que, macroscopicamente, as semelhanças entre os depósitos são grandes.

Todavia, afortunadamente, um feliz acaso, constituído por uma recente exploração de material do depósito da Vide veio proporcionar-nos a oportunidade de não só poder observar um corte fresco da base do depósito, mas também e sobretudo a possibilidade de penetrar no interior do conglomerado da base, o qual, apenas no local deste corte, se apresenta com características diferentes dos restantes observados nesta posição, provavelmente porque foi possível ter acesso à sua parte mais interna.

Com efeito, as patelas não só apresentam um menor grau de compacidade, mas também são de menor dimensão e de coloração diferente. Como o depósito evoluiu para o topo, será que corresponde à base do conglomerado? Dado que este depósito só se observou neste local, fruto daquela eventualidade, e tendo em conta que o topo se encontra erosionado, não é possível retirar nenhuma conclusão segura. No entanto, nas suas proximidades, identificámos um conglomerado semelhante ao conglomerado compacto (A) observado na Barreosa, o que nos leva a admitir terem existido pelo menos duas fases distintas de deposição do conglomerado de base do depósito.

TABELA IV – Depósitos vermelhos

Amostra	Coordenadas	Altitude	Espes-sura	Argilas					Interestratíf.	Outras
				Nº	Localização	(M,P)	(m)	(cm)		
222-01-A	Carpido - Vide	229 - 370	300		V	+++	V	+		
222-01-B	Carpido - Vide	229 - 370	300		V	+++	V	+		
222-01-C	Carpido - Vide	229 - 370	300		V	+++	V	+		
222-01-D	Carpido - Vide	229 - 370	300		V	+++	V	+		
222-02	Ponte 3 Entradas	222 - 371	260		++	+++				
222-03-A	Alv. Várzeas - C.F.	225 - 370	310		++	+++				
222-03-B	Alv. Várzeas - C.F.	225 - 370	310		+	+++				
222-04-A	Alv. Várz. - A°.V°.º	226 - 370	270		+	+++	+			
223-01	Muro	232 - 370	430		+	++++				
233-01	Barreosa	231 - 369	390		+	+				
233-06	Pomares - ME	220 - 366	320		+	+++				
233-07	Pomares - MD	220 - 366	320		++	+++				
233-10-C	Vila Cova do Alva	216 - 368	240			+	++		V (10-14c)	
254-01-V (22)	Selada Cova	222 - 342	600	17,5	++	+++		+		
254-01-W (23)	Selada Cova	222 - 342	600	07,0	+	++		V	V (14c-14v)	
254-01-X (24)	Selada Cova	222 - 342	600	32,0	++	+++		+		
254-01-Y (25)	Selada Cova	222 - 342	600	03,5	++	+++		+	? (14v-14m)	X
254-01-Z (26)	Selada Cova	222 - 342	600	15,0	+	+++		V		
254-01-AA (27)	Selada Cova	222 - 342	600	33,5	+	++		+	V (14v-14m)	
254-01-AB (28)	Selada Cova	222 - 342	600	21,0	+	+++	V	+		X
254-01-AC (29)	Selada Cova	222 - 342	600	09,0	++	+++		+	V (14v-14c)	X
254-01-AD (30)	Selada Cova	222 - 342	600	13,0	V	++++				
254-01-AE (31)	Selada Cova	222 - 342	600	21,5		++++				
254-02-A	Selada Cova	222 - 342	600		++	+++				
254-02-B	Selada Cova	222 - 342	600		++	+++				X
254-03-B	Sobral do Gavião	221 - 341	650		+	+++				X
265-01	Vilar	206 - 333	280		++	++++				
277-01-A	Vale do Souto	213 - 323	410		+	++				
277-01-B	Vale do Souto	213 - 323	410		+	++				

Ka – Caulinite; Il – Illite; Cl – Clorite; Ve – Vermiculite; ++++ – Dominante;  
 +++ – Muito abundante; ++ – Abundante; + – Rara; V – Vestígios;  
 ? – Presença duvidosa.

O corte observado no depósito da Vide permite-nos observar um conglomerado monotípico, em xisto, com pouca matriz pelítica (<10%), de tonalidade cinzento-esverdeada, sendo regularmente calibrado (A). Embora o xisto seja lar-

gamente predominante (90%), também se observa quartzo (10%). As dimensões dominantes dos materiais mais grosseiros variam entre 1 e 2 cm — 40% e entre 2 a 4 cm — 47%. As restantes estão compreendidas entre 4 e 8 cm — 10% e, sobretudo para o teto, entre 8 e 18 cm (3%), onde se apresenta mais rico em patelas de maior dimensão. A espessura máxima observável neste conglomerado é de cerca de 8 metros.

Sobre este leito, separado através de uma descontinuidade muito nítida (fot. 34), assenta um conglomerado heterométrico, avermelhado, imaturo e grosseiro, com os calhaus de maior dimensão a alcançarem entre 30 e 50 cm (B).

Por cima deste leito dispõe-se um pelito conglomerático (C), vermelho, com manchas amareladas (fig. 44).

### **Depósito da Vide (km 126,9)**

Até aqui temos observado que o depósito vermelho se desenvolve sobre outros depósitos. Nestas circunstâncias, pelo menos duas situações são possíveis: ou ele está sobre um conglomerado monotípico em xisto, imaturo, de tonalidade cinzento-esverdeada, por vezes amarelada, denotando acentuadas características periglaciares, ou repousa sobre um conglomerado heterométrico, submaturo, com calhaus redondos a muito redondos, usualmente designado por depósito de terraço fluvial.

Todavia, ainda não foi possível estabelecer as relações cronológicas existentes entre estes dois depósitos. Será essa a principal contribuição que se poderá retirar da observação dos materiais presentes na barreira da estrada da Vide, pelo km 126,9.

A base deste depósito desenvolve-se por volta de 320 metros de altitude, cerca de 25 metros acima do leito atual do Alvoco, numa extensão de 300 metros junto à estrada, com ligeiras interrupções e variações laterais, e com uma espessura média na ordem de 4 a 5 metros. O principal interesse deste depósito reside na sua extremidade SW, a mais próxima de Vide, pois é aí que podemos

observar a relação entre os três depósitos que temos vindo a descrever (fig. 45) e que apresentamos a seguir.



Fot. 34 – Pormenor do depósito do antigo meandro da Vide, assinalando a descontinuidade entre os conglomerados acinzentado e avermelhado.

Sobre o xisto conserva-se um resto de conglomerado imaturo, subcompacto, acastanhado, com manchas amareladas e calhaus angulosos (A). Sobre a sua extremidade basal desenvolve-se, para NE, um conglomerado submaturo, polimítico<sup>76</sup>, heterométrico, com matriz arcósico-arenítica e arenítica grosseira a muito grosseira, acinzentada (B). Neste conglomerado predominam os calhaus arredondados, sendo de xisto (87%), de quartzo (8%) e de granito (5%). A matriz é variável (10-40%) e a dimensão dos materiais mais grosseiros varia do seguinte modo: 1 a 2 cm — 15%; 2 a 4 cm — 20%; 4 a 8 cm — 40%;

---

<sup>76</sup> Com base na composição dos seus elementos dominantes, os conglomerados podem ser oligomíticos, quando a composição é homogénea, e polimíticos, quando aquela é heterogénea.

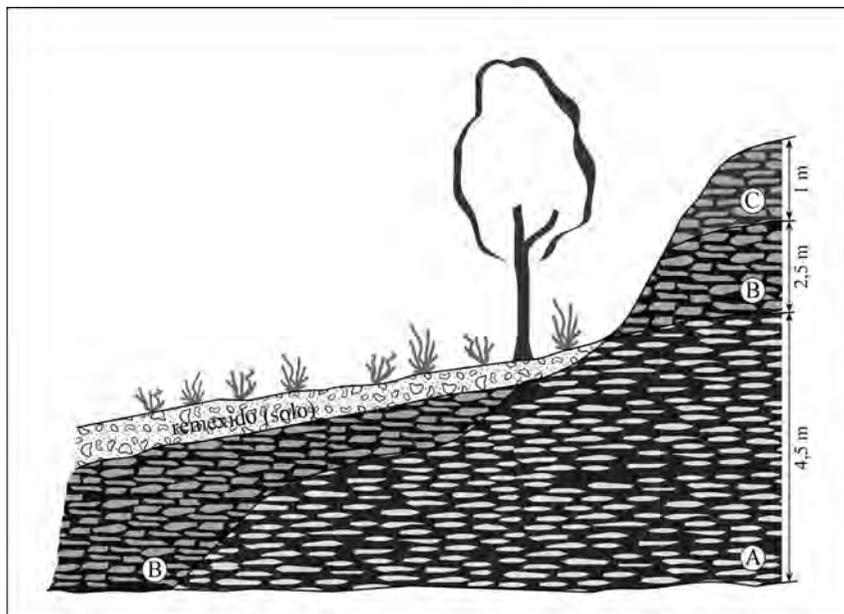


Fig. 44 – Corte esquemático elucidativo do depósito do antigo meandro da Vide.  
 A – conglomerado monotípico, em xisto, acinzentado; B – conglomerado vermelho;  
 C – pelito conglomerático vermelho, com manchas amareladas.

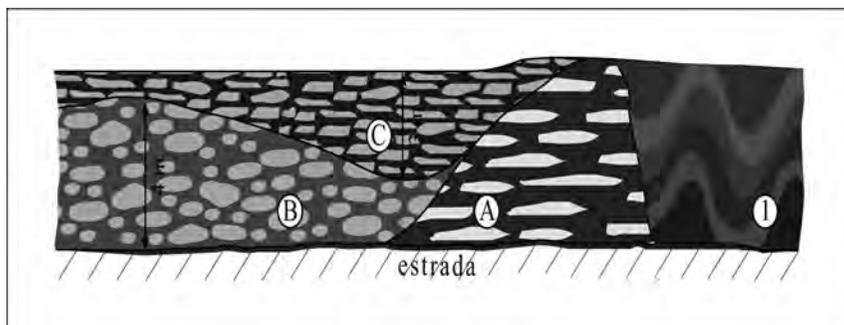


Fig. 45 – Corte esquemático do depósito da Vide, ao Km 126,9. I – xisto;  
 A – conglomerado imaturo, subcompacto, acastanhado; B – conglomerado submaturo,  
 polimítico, acinzentado; C – pelito conglomerático, imaturo, avermelhado.

8 a 16 cm — 15%; 16 a 32 cm — 10% e 32 a 64 cm — <1%. Intercaladas no seio do conjunto observam-se, por vezes, lenticulas arenosas. O topo destes dois episódios encontra-se ravinado em forma de ventre largo, o qual está preenchido por um pelito conglomerático, imaturo, avermelhado, com manchas amareladas (C). O facto de o conglomerado imaturo se encontrar por baixo do conglomerado submaturo, transforma este depósito numa peça chave, dando um contributo fundamental para o esclarecimento da ordem natural de sobreposição dos três episódios de sedimentação.

Na extremidade NE deste depósito, junto ao Carpido, onde o episódio vermelho se apresenta mais espesso, analisámos quatro amostras (222-01-A, B, C e D). Os resultados obtidos confirmam o carácter heterogéneo do depósito, denunciando a eventual remobilização de material de depósitos anteriores.

Com efeito, os valores da fração grosseira, superior a 4mm, das quatro amostras variaram entre 9 e 43%, com dois deles a posicionarem-se junto de 20%. Do mesmo modo, também a fração fina apresentou grande variabilidade de valores (11, 21, 37 e 53%). Aqueles que, apesar de tudo, se mantiveram mais constantes, referem-se à fração arenosa, com os extremos a variarem entre 38 e 58% e os outros dois a situarem-se próximo de 45%.

No que respeita aos minerais de argila, em todas as amostras foram identificadas ilite, sempre muito abundante, rara vermiculite e, ainda, clorite e caulinite, ambas vestigiais.

### **Depósitos de Alvoco das Várzeas**

A jusante da Vide diversos depósitos mereciam ser assinalados (fig. 42). Contudo, porque as suas características são similares às dos anteriormente apresentados, não lhes dedicaremos grande pormenor.

Especialmente desenvolvidos a jusante do Parente, é na bacia de Alvoco que ocupam a maior extensão. Os mais importantes, em termos de espessura, situam-se na margem Sul, como não podia deixar de ser, se tivermos em linha de conta tanto a orientação do vale, como a própria distribuição e altitude dos

relevos envolventes. De entre estes cabe assinalar os da Cova, da Azenha da Volta e do Campo de Futebol.

Além disso, esses depósitos já foram objeto de uma breve nota, em particular o da Azenha da Volta (L. Lourenço, 1986), onde foram analisadas amostras do depósito vermelho (222-04-A) e do conglomerado imaturo de xisto, acinzentado e subjacente (222-04-B e C).

Da análise comparativa, ressaltou a existência de uma maior percentagem de material silto-argiloso no depósito vermelho (49%) do que no depósito de patelas (32 e 37%). Nas frações grosseira e arenosa verifica-se uma maior diversidade. Com efeito, numa das amostras analisadas, o depósito de patelas apresenta a fração arenosa com um valor superior à do depósito vermelho, 29% e 21%, respetivamente, enquanto que na outra amostra, aquele valor é inferior (11%).

Do mesmo modo, os valores da fração grosseira das amostras do depósito de patelas são ligeiramente inferiores (33%) aos do depósito vermelho (34%), enquanto que na outra amostra são muito superiores (56%).

No que concerne aos minerais de argila, observou-se que nas três amostras a ilite se apresentou sempre muito abundante e, em contrapartida, a caulinite foi sempre rara. A clorite comportou-se de modo diferente nos dois depósitos, sendo rara no vermelho e abundante no de patelas.

O tratamento laboratorial de outras duas amostras, colhidas no depósito do Campo de Futebol (222-03-A e B) confirmaram a predominância da fração fina, silto-argilosa (79 e 65%) e o reduzido valor da fração arenosa (14 e 6%).

No que respeita aos minerais de argila, continuou a encontrar-se ilite, muito abundante, e caulinite, abundante na amostra A e rara na amostra B (TABELA IV).

### **Depósito da Ponte das Três Entradas**

Para finalizar a análise dos depósitos do rio Alvoco, consideremos o que, na área de confluência com o Alva, preenche o antigo meandro da Ponte das Três Entradas. Situa-se pelos 290 metros (50-60 m acima do leito atual) e, no local

observado, apresenta uma espessura de 3,5 metros. É formado por um pelito conglomerático, imaturo, de tonalidade avermelhada, apresentando manchas acastanhadas e uma estrutura interna porosa. Macroscopicamente, a percentagem de matriz parece variar entre 70 e 90% do total, enquanto que a de calhaus se situa por 10 a 30%. Os calhaus são constituídos essencialmente por xisto (60%) e por quartzo (40%). Predominam os calhaus angulosos (60%) e subangulosos (30%), sendo os restantes muito angulosos (10%). A distribuição do material grosseiro é a seguinte: 1 a 2 cm — 15%; 2 a 4 cm — 30%; 4 a 8 cm — 40%; 8 a 16 cm — 10%; 16 a 32 cm — 5% e 32 a 64 cm — vestigial.

Para o topo encontra-se mais descorado e, em horizontes bem definidos, apresenta-se amarelado. Observam-se ainda níveis de pedolização truncados.

A análise granulométrica de uma amostra recolhida neste depósito (222-02) permitiu precisar os valores da distribuição percentual anterior, baseados em observações diretas, tendo-se registado 53% de fração fina, 36% de componente arenosa e 11% de material grosseiro.

As argilas detetadas foram, como no depósito do Campo de Futebol de Alvoco, a ilite, muito abundante, e a caulinite, abundante (TABELA IV).

### **Depósitos do Agrual e de Pomares**

Na ribeira de Pomares os depósitos vermelhos estão praticamente confinados às bacias de Pomares e do Agrual. Pela espessura ainda conservada nas frentes de exploração, pode deduzir-se que estes depósitos deverão ter entulhado completamente todo o fundo das bacias. Provavelmente porque a sua exploração terá sido muito intensa, apenas se conservaram pequenos retalhos junto às margens das antigas sinuosidades, em particular, imediatamente a montante de Pomares, quer na vertente SW (amostra 233-06), quer na vertente NE (amostra 233-07).

Como se comprova tanto pela análise granulométrica, como pela identificação dos minerais de argila, estes depósitos denotam grandes semelhanças com o analisado no Campo de Futebol de Alvoco. Com efeito, embora ligeiramente mais grosseiros, apresentam os mesmos minerais e em proporções semelhantes (TABELA IV).

### 3.2.1.2. *Depósitos do vale do rio Alva*

O rio Alva, tanto imediatamente antes, como depois de receber as aflúncias do Alvoco e da ribeira de Pomares, corre num vale apertado, pouco propício à conservação de depósitos. Neste sector, além dos depósitos do antigo meandro da Ponte das Três Entradas, na confluência com o Alvoco, apenas se conservam depósitos com alguma espessura a jusante da confluência com a ribeira de Pomares, entre Vila Cova do Alva e Barril de Alva, quando o vale alarga em função de um majestoso meandro, de recorte muito belo pela geometria da sua forma, toda ela condicionada pela estrutura (fig. 46).

Porque já se encontram numa posição marginal em relação às Serras de Xisto, estes depósitos não nos mereceram grande atenção. Contudo, um deles, aquele que pela sua posição mais se aproxima dos que acabámos de descrever e que, além disso, na sua base apresenta semelhanças com um outro que iremos encontrar na depressão do Mosteiro, não podia deixar de ser considerado.

#### **Depósito de Vila Cova do Alva**

Este depósito situa-se numa barreira da estrada, à saída de Vila Cova do Alva para Avô, junto daquela localidade e do marco dos 112 km.

Trata-se de um depósito com uma espessura observável da ordem de seis metros, no qual distinguimos quatro leitos.

O primeiro corresponde a um conglomerado heterométrico, com cerca de 1 metro de espessura, submaturo, cinzento-acastanhado, com calhaus redondos a muito redondos e matriz arcósico-arenítica.

Sobre ele encontra-se um solo pelítico, castanho escuro, variando entre 30 e 50 cm de espessura, com matriz abundante (amostra 233-10-A) e orientado para N10°E . O topo é marcado por uma superfície de descontinuidade.

A amostra analisada é constituída essencialmente por material fino (57%), areia (23%) e cerca de 20% de fração grosseira. Os minerais de ar-

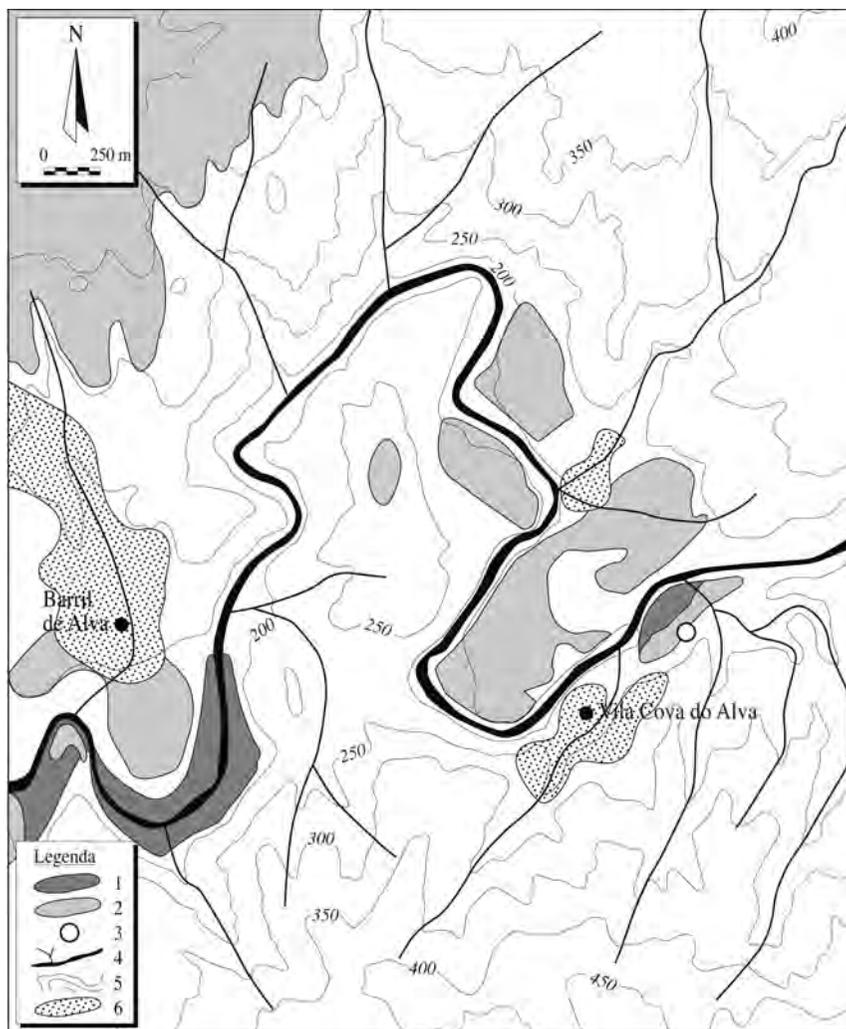


Fig. 46 – Meandro da Redonda, no rio Alva, entre Vila Cova do Alva e Barril de Alva.  
 1 – aluviões; 2 – depósitos de cobertura; 3 – localização da barreira estudada;  
 4 – rede hidrográfica orientada estruturalmente; 5 – curvas de nível, equidistância  
 de 50 m; 6 – principais localidades.

gila identificados correspondem a caulinite e clorite, ambos raros, e a ilite, vestigial. Foram também detetados vestígios de interestratificados 10-14c (TABELA V).

A conservação do material que marca este episódio é fraca, pelo que este leito é extremamente raro, apenas se tendo encontrado neste e noutro depósito, motivo pelo qual decidimos considerá-lo, embora já situado numa posição marginal relativamente às Serras de Xisto.

Este pelito parece poder ser interpretado como típico de zonas mais distais e, provavelmente não só por esse motivo, mas também porque é facilmente erosionável, a sua conservação vê-se dificultada, sendo, pois, pouco frequente.

Sobre a superfície de descontinuidade que marca o topo do pelito assenta um conglomerado de xisto, heterométrico, imaturo, constituído por calhaus angulosos e subangulosos (amostra 233-10-B). Os calhaus de maior dimensão rondam 20 cm e a matriz é cinzento-acastanhada.

A espessura deste leito é variável entre 2,5 e 3 metros. Da base para o topo observa-se uma redução do tamanho dos calhaus e sensivelmente a cerca de 3/4 da espessura regista-se um nível com tendência mais homométrica, formado por calhaus subangulosos. O topo deste episódio é assinalado por uma descontinuidade que dá passagem ao leito seguinte.

A amostra recolhida apresenta-se constituída por material essencialmente fino (49%) e arenoso (32%), contendo apenas 19% de fração grosseira.

A ilite e a clorite são os dois minerais de argila mais abundantes, embora também se tenham detetado vestígios de caulinite e de interestratificados 10-14c (TABELA V).

O topo do depósito é constituído por um episódio argilo-conglomerático, imaturo, de tendência heterométrica e de tonalidade avermelhada, numa espessura variável entre 2 e 2,5 metros. Apresenta essencialmente calhaus de xisto e a matriz é abundante (amostra 233-10-C). Com efeito, 85% do volume da amostra é formado por material fino e apenas 2% apresentou dimensão superior a 4 mm.

Quanto aos minerais de argila, identificou-se abundante clorite, rara ilite e vestígios de interestratificados 10-14c (TABELA IV).

TABELA V – Outros depósitos

Amostra Nº	Localização	Coordenadas (M,P)	Altitude (m)	Cor	Características	Argilas				
						Ka	Il	Cl	Interestratíf.	Otras
254-04-A	Serra do Vidual	223-347	680		tipo raña	+	++++			+
254-04-B	Serra do Vidual	223-347	680		tipo raña	+	++++			+
254-02-C	Selada Cova	222-342	600	esbranq.	argilito	++	++++		+ (10-14v)	X
254-02-D	Selada Cova	222-342	600	amarel.	argilito		++++			
254-06	Serra do Vidual	223-347	670	esbranq.	argilito	+	++++			+
254-07	Selada Cova	222-342	600	amarel.	argilito	+*	+++			X
233-10-A	Vila Cova do Alva	216-368	240	acinzent.	pelito	+	V	+	V (10-14c)	
276-01	Rabicordo	194-328	280	acinzent.	pelito	+	++++		V (10-14m)	X
253-01	Belide	214-348	900	negro	solo alit.	V				
253-02	Belide	214-348	900	amarel.	argilito	V	V	V		

Ka – Caulinite; Il – Ilite; Cl – Clorite; ++++ – Dominante; +++ – Muito abundante; ++ – Abundante; + – Rara; V – Vestígios; ? – Presença duvidosa.

### 3.2.1.3. Depósitos do vale do rio Ceira

Embora também se observem importantes depósitos vermelhos no Baixo Ceira, especialmente na saída do Maciço Marginal de Coimbra, a jusante de S. Frutuoso, análogos aos registados no interior das Serras de Xisto, apenas estes nos merecem referência, por aqueles já se encontrarem fora da área estudada.

De entre os observados, salientamos o da Cabreira, já estudado por S. Daveau (1973, p. 18-20), sobretudo porque permite comparar as suas observações com o que temos vindo a descrever, ou seja, de que o depósito vermelho surge depois de, pelo menos, uma geração de depósitos de patelas.

Com efeito, no corte da Cabreira, a autora descreve o depósito vermelho como sendo “(4) um espesso enchimento avermelhado argiloso onde estão dispersos alguns raros blocos de tamanhos variados”. Por baixo dele, identifica o depósito de patelas, constituído por: “(1) na base, um “éboulis” ordenado fino de cor acinzentada [...] sobreposto por (2) um cascalho

mais grosseiro [...] ele próprio sobreposto [...] por (3) um depósito onde os calhaus angulosos do tipo (1) estão incorporados numa abundante matriz fina de cor acinzentada” (S. Daveau, 1973, p. 19), o que não deixa dúvidas quanto à posição do depósito vermelho, relativamente aos outros. Restos de depósitos com características análogas são frequentes ao longo do Alto Ceira.

Pela sua importância, cabe-nos ainda referir os que preenchem o antigo meandro do Colmeal e, pelo seu carácter didático, um pequeno meandro abandonado, situado a NE do lugar do Soito, na margem direita do rio Ceira, o qual, pela sua reduzida dimensão, constitui um óptimo “modelo de bolso” (fot. 35) daquilo que temos vindo a expor.

O campo agrícola, com a terra lavrada, realça parte do antigo leito meandrante do rio Ceira, que, depois de abandonado, foi fossilizado na íntegra pelo depósito vermelho, o qual, onde não foi retirado pelo ser humano, ainda se conserva, como sucede na margem côncava. Baseando-nos no atual perfil da vertente, é possível reconstituir a extensão do depósito e concluir que ele terá preenchido todo o antigo meandro, situação aliás comum à generalidade dos meandros abandonados das Serras de Xisto, como frequentemente tivemos ensejo de constatar.

#### **3.2.1.4. Depósitos do vale da ribeira de Pera**

Também nesta ribeira, em função de pequenos alargamentos do vale, ou a expensas de rechãs, como sucede, por exemplo, pelos 470 metros, a Sul de Castanheira de Pera, ou pelos 430 m, a Sul de Rapos, o depósito vermelho aparece conservado.

Do mesmo modo, a nascente da localidade denominada Vermelho (será que a cor do depósito terá tido influência na designação do topónimo?), voltamos a encontrar o depósito pelos 450 m, na barreira da estrada. A ponte deste lugar, o vale alarga e, mais uma vez, o depósito vermelho está presente nas barreiras da estrada que, marginando a ribeira, segue da Moita para o Pisão do Vermelho.

Depois, o vale encaixa e o depósito passa a ser raro, quase desaparecendo. Só em função de um novo alargamento do vale, na depressão do Mosteiro, voltamos a observar depósito vermelho. Pela condicionante estrutural desta bacia e mercê das características sedimentológicas dos seus depósitos, decidimos analisá-los com algum detalhe.



Fot. 35 – Vista geral do antigo meandro do rio Ceira, a NE do Soito, em parte preenchido por depósitos de vertente. A seta indica o antigo sentido da corrente.

### **Depósitos do Mosteiro**

A depressão do Mosteiro, uma pequena bacia tectónica situada a NW de Pedrógão Grande, desenvolve-se em xistos, com um comando marcadamente estrutural, encontrando-se preenchida, em parte, por depósitos de vertente que passaremos a analisar de montante para jusante (fig. 47).

O primeiro depósito estudado na depressão do Mosteiro localiza-se a montante (fig. 48-D). Assenta diretamente sobre o xisto e inicia-se por um conglomerado monotípico de xisto, homométrico, com os calhaus de maior dimensão a ficarem-

-se por 3 a 5 cm, uma quantidade de matriz <5% e uma espessura variável entre 50 e 80 cm.

Sobre ele, com uma espessura de aproximadamente um metro, repousa um conglomerado heterométrico, submaturo, com calhaus redondos a muito redondos, de xisto e de granitóides.

Por cima deste desenvolve-se um episódio argilo-conglomerático, imaturo, vermelho, numa espessura variável entre 2 a 2,5 metros.

Por último, desenvolve-se um outro conglomerado também imaturo, mas de tonalidade acastanhada.

Mais para jusante, no contacto com o xisto (fig. 48-C) observa-se outro corte onde o depósito argilo-conglomerático se apresenta imaturo, vermelho, com os maiores calhaus de xisto a terem um diâmetro compreendido entre 6 e 8 cm, embalados em abundante matriz avermelhada (>60%). No contacto, os xistos cavalam o depósito vermelho, segundo uma direção de N60°W.

Com efeito, não só o pendor do contacto sugere o cavalgamento, mas também na proximidade do xisto o próprio arqueamento do material constituinte do depósito, em forma anticlinal, especialmente no topo (fot. 36), fazem pensar na compressão do material do depósito pelo xisto, o que não deixa de ser muito importante, em termos de neotectónica.

### **Depósitos do Rabicordo**

Ainda na depressão do Mosteiro, mas já no lugar do Rabicordo, é possível observar um outro depósito (fig. 48-B), assentando diretamente sobre o xisto, com um carácter conglomerático, polimítico, heterométrico, maturo a submaturo, com calhaus redondos a muito redondos de xisto (85-90%) e de granitóides (10-15%). A sua distribuição, segundo o tamanho do maior diâmetro observável, é a seguinte: 2 a 4 cm — 15%; 4 a 8 cm — 30%; 8 a 16 cm — 45%; 16 a 32 cm — 10%. A matriz, inferior a 20%, é constituída por areia e areão.

Raramente se observaram calhaus de xisto com auréola de reação e apenas um calhaus de granito grosseiro apresentava ligeira margem de reação.

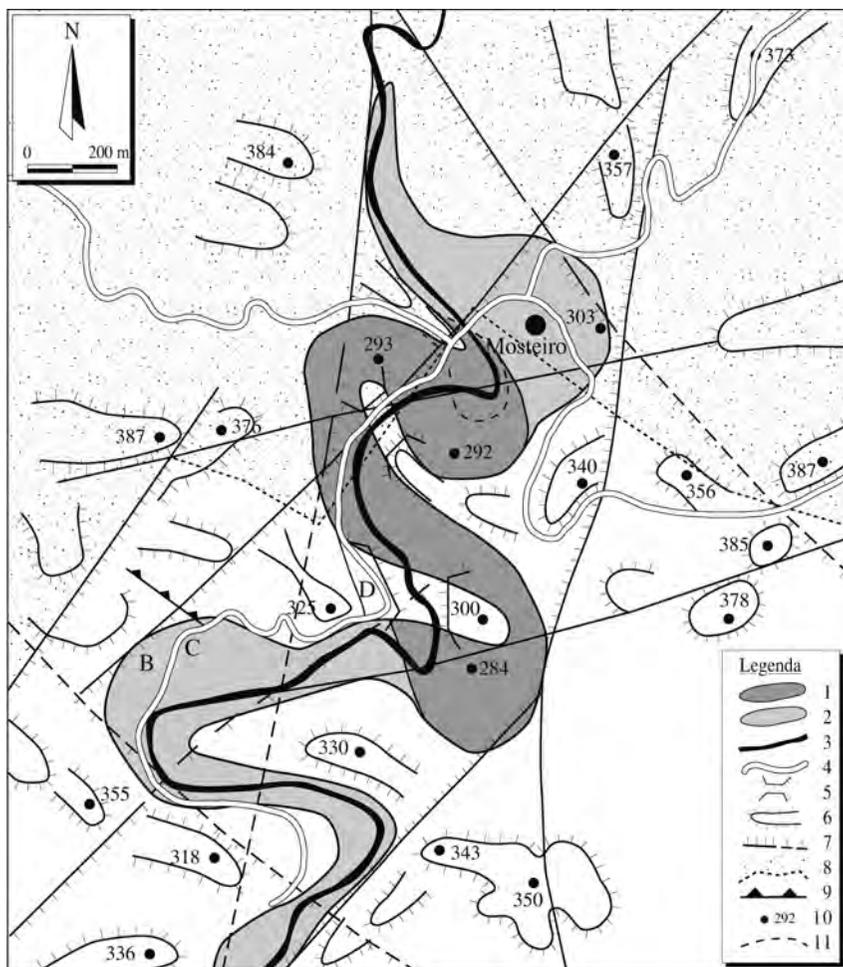


Fig. 47 – Esboço de localização da depressão do Mosteiro (cf. fot. 27). 1 – Antiga meandrização quase destituída de depósitos; 2 – *idem*, fossilizada por depósitos; 3 – rib.<sup>a</sup> de Pera; 4 – estradas; 5 – *cut-off*; 6 – rechãs; 7 – falha, falha provável; 8 – isógrada de metamorfismo de contacto dos plutonitos cadomianos Figueiró-Pedrógão (a ponteados indica-se a área afetada por metamorfismo de contacto); 9 – cavaleamento; 10 – ponto cotado; 11 – limite de antigo meandro.

Sobre ele assenta, através de uma estrutura abarrancada, um depósito heterométrico, argilo-conglomerático, imaturo, de tonalidade acastanhada. Sobre põe-se-lhe um solo acastanhado escuro a negro, até há pouco usado para a agricultura.

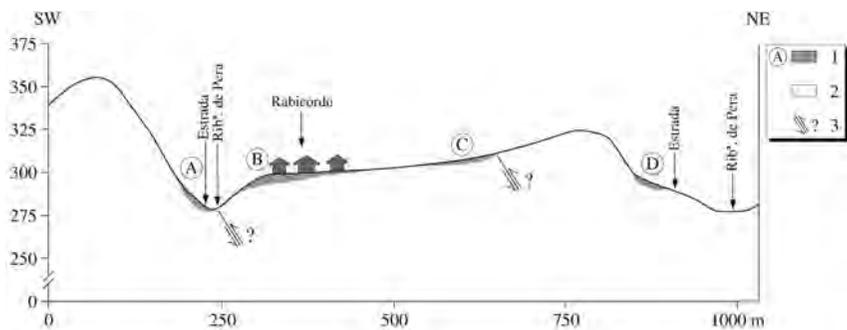


Fig. 48 – Perfil projetado, interpretativo da localização relativa dos depósitos descritos na depressão do Mosteiro (A a D). 1 – localização e identificação de depósito; 2 – xisto; 3 – cavalcamento.



Fot. 36 – Pormenor do cavalcamento dos xistos sobre o depósito do Mosteiro.

A altura do terraço é de 10 a 15 metros acima do leito da ribeira.

O depósito situado mais a jusante (fig. 48-A) não apresenta a base visível. A parte observável, inicia-se por um conglomerado heterométrico, submaturo, com calhaus redondos a muito redondos de xisto (90%) e granitóides (10%), com cerca de 30 a 40 cm de espessura visível, situando-se praticamente ao

nível do leito de inundação. Sobre ele, numa espessura variável entre 1 e 1,4 m desenvolve-se um leito constituído por um pelito fino (amostra 276-01), micáceo, amarelo-esverdeado, com abundantes marcas de rizomas finos, apresentando estruturas rizomórficas verticais, contendo na base raros calhaus de xisto, angulosos, muito pequenos e muito finos.

Este episódio é, quanto a nós, similar ao identificado em Vila Cova do Alva como sendo um solo pelítico e que interpretámos como depósito de decantação.

A composição granulométrica da amostra analisada é também similar, mas muito mais fina, pois praticamente não possui material superior a 4 mm (apenas 0,13%), sendo exclusivamente silto-argiloso (cerca de 61%) e arenoso (39%).

As maiores diferenças encontradas entre estes dois depósitos situaram-se a nível dos minerais de argila. Com efeito, enquanto que em Vila Cova do Alva apenas se detetaram vestígios de illite, no Rabicordo esta é o mineral largamente dominante. Quanto aos outros minerais de argila, as diferenças são menos significativas. A caulinite, embora rara, está presente nos dois depósitos, ao passo que a clorite, também rara, apenas foi observada em Vila Cova do Alva.

Por cima do pelito desenvolve-se uma superfície de descontinuidade, marcada por calhaus muito pequenos de xisto anguloso, com tonalidade violácea.

Segue-se, numa espessura variável entre 1 e 10 metros, um conglomerado heterométrico argilo-conglomerático, imaturo, de tonalidade castanho-avermelhada, com calhaus angulosos e sub-angulosos de xisto, cuja maior dimensão ronda 5-6 cm. A matriz é inferior a 40%.

O posicionamento destes depósitos parece-nos importante sobretudo para salientar a importância da tectónica, a qual, abatendo a depressão do Mosteiro, não só permitiu a acumulação de materiais, mas também possibilitou a sua posterior conservação, como já havíamos admitido no Alvoco.

Por outro lado, a ser o mesmo nível de terraço em A e B, observa-se entre eles uma rejeição de 8-10 metros, forçosamente posterior à sua deposição, a qual, a verificar-se e associando-a ao cavalgamento do xisto sobre o depósito vermelho,

teríamos nesta depressão prova inequívoca da manifestação da neotectónica nas Serras de Xisto<sup>77</sup>.

Por fim, o posicionamento dos calhaus sobre o depósito homométrico de xisto, observável em D, permite confirmar o observado no depósito da Vide (km 126,9), ou seja, que o nível de terraço é posterior à deposição dos primeiros depósitos conglomeráticos de xisto.

### 3.2.1.5. *Depósitos do vale da ribeira de Alge*

Também ao longo da ribeira de Alge, a jusante da localidade que lhe dá o nome, é possível observar com frequência, restos do depósito vermelho. Aquele que se encontra situado mais a montante, localiza-se na margem esquerda da ribeira, podendo observar-se numa barreira da estrada, à entrada do lugar de Pé de Janeiro. A cota é da ordem dos 480 m e assenta diretamente sobre o xisto.

A jusante deste lugar, diversas rechãs e valeiros conservam restos do depósito vermelho, dos quais cabe destacar os que ficam situados mais próximo da crista quartzítica do Espinhal. Assim, tanto nos Moninhos Cimeiros, como nos Moninhos Fundeiros, o depósito ganha alguma extensão, mas aquele que nos mereceu particular atenção, situa-se pelos 310 m, junto ao lugar do Engenho.

### **Depósito do Engenho**

O interesse deste depósito advém do facto de possuir outro dos raros cortes onde é possível observar parte da sua estrutura interna. Além disso, apresenta

---

<sup>77</sup> Depois dos trabalhos de A. Ribeiro e J. Cabral, entre outros, a existência de neotectónica em Portugal deixou de ser questionável. O cavalgamento do xisto sobre depósitos de cobertura também não constitui novidade na Cordilheira Central (S. Daveau, 1985/6, p. 94 e 259, onde reproduz a fig. 2 de Nery Delgado, 1895-98), embora não tenhamos conhecimento de que já tivesse sido observado sobre depósitos de vertente.

uma condicionante marcadamente estrutural, na medida em que esta não só interrompe a continuidade da crista quartzítica, mas também altera a própria direção da ribeira de Alge (fig. 49).

Embora a base do depósito não seja observável na sua totalidade, a sua altura ronda 5-6 metros, na parte visível, e o material assenta diretamente sobre xisto.

O depósito apresenta um caráter conglomerático, heterométrico, observando-se da base para o topo uma sucessão de quatro episódios diferentes (fig. 50).

A base inicia-se por um conglomerado de características heterométricas (A), formado por xistos angulosos, apresentando-se com um aspeto monotípico. Os calhaus de maior dimensão atingem 30-35 cm na base e 20-25 cm no topo. Apresenta uma estrutura em ventres incipientes e truncados, marcados por escorregamentos para N50°/60°E. A coloração apresenta uma tonalidade vermelho-acastanhada, podendo ser devida à lavagem dos horizontes superiores. A matriz argilo-arenosa é inferior a 5-10%. O topo encontra-se decepado.

Segue-se-lhe outro conglomerado de xisto (B), também vermelho-acastanhado, com calhaus angulosos e, por vezes, muito angulosos. Apresenta uma tendência mais homométrica na base, com os calhaus de maior dimensão a medirem entre 3 e 5 cm, e mais heterométrica no topo, com os maiores calhaus a variarem entre 15 e 20 cm.

Observam-se estruturas em roseta, possivelmente porque a massa de água deverá ter congelado no interior do depósito, e também, como no anterior, um plano de escorregamento para N70°/80°E. Estes planos de escorregamento estão materializados através de delgados horizontes de argilito fino cinzento-amarelado. Sobre o segundo plano de escorregamento, desenvolve-se um nível fino (C), amarelo-esbranquiçado, ao que se segue um depósito de características argilo-conglomeráticas, bastante imaturo (D1), apresentando coloração vermelha e calhaus de xisto, quartzo e quartzito. Os calhaus de maior dimensão rondam 5-10 cm e a matriz argilo-arenosa é inferior a 60-70%.

Por último, observa-se novo conjunto argilo-conglomerático (D2), também imaturo e de tonalidade vermelho-acastanhada, com calhaus de quartzo e de quartzito (10 a 20%) e de xisto (80 a 90%), heterométricos e muito

angulosos. Os calhaus de maior dimensão andam pelos 5-8 cm e a matriz argilo-arenosa ronda 50 a 70%. A base deste conjunto não é visível e a espessura observável aproxima-se de 4 metros. Assenta sobre o anterior ao longo de uma superfície de descontinuidade (falha?) com a direção N20°W e está inclinado 70° para SE.

Este depósito, visto agora de frente, ao longo de mais de 20 metros, parece mais complexo, com várias fases, apresentando uma estrutura em ventre largo. Sob ele observa-se um delgado horizonte pedogenizado, com solo mosqueado, o que, eventualmente, poderá corresponder ao nível fino, situado entre B e C.

Além destes quatro episódios que acabámos de descrever, no corte frontal, por baixo do episódio D e numa extensão observável com cerca de 40 metros, desenvolve-se um conglomerado heterométrico (E), com cerca de dois metros de espessura, submaturo, com calhaus redondos a muito redondos, sendo estes dominantes. São constituídos por xisto (65%), quartzito (20%) e quartzo (15%).

De acordo com o tamanho do maior diâmetro observável, a percentagem de elementos grosseiros varia sensivelmente do seguinte modo: entre 2 e 4 cm — 5%; 4 e 8 cm — 20%; 8 e 16 cm — 37%; 16 e 32 cm — 30%; 32 e 64 cm — 8%. Observaram-se ainda raros burgaus com cerca de 80-90 cm de maior diâmetro. Os calhaus fragmentados são inferiores a 5% e a matriz do depósito é inferior a 20%. Alguns calhaus de xisto apresentavam uma coroa vermelha de reação com cerca de 1 a 2 mm de espessura.

Este episódio, tendo em conta o observado nos depósitos situados nos vales do rio Alvoco e da ribeira de Pera, só poderá situar-se entre os episódios B e C. Todavia, se não tivéssemos aqueles como termo de comparação e não dispuséssemos de qualquer outra referência, teríamos também de formular as hipóteses de poder ser anterior a A, na medida em que assenta diretamente sobre xisto e a relação com aqueles não é visível, ou ainda, a de se situar entre C e D, ou seja, entre dois depósitos de solifluxão, como sucede, por exemplo, nas Ardenas (Delahaut *et al.*, 1966).

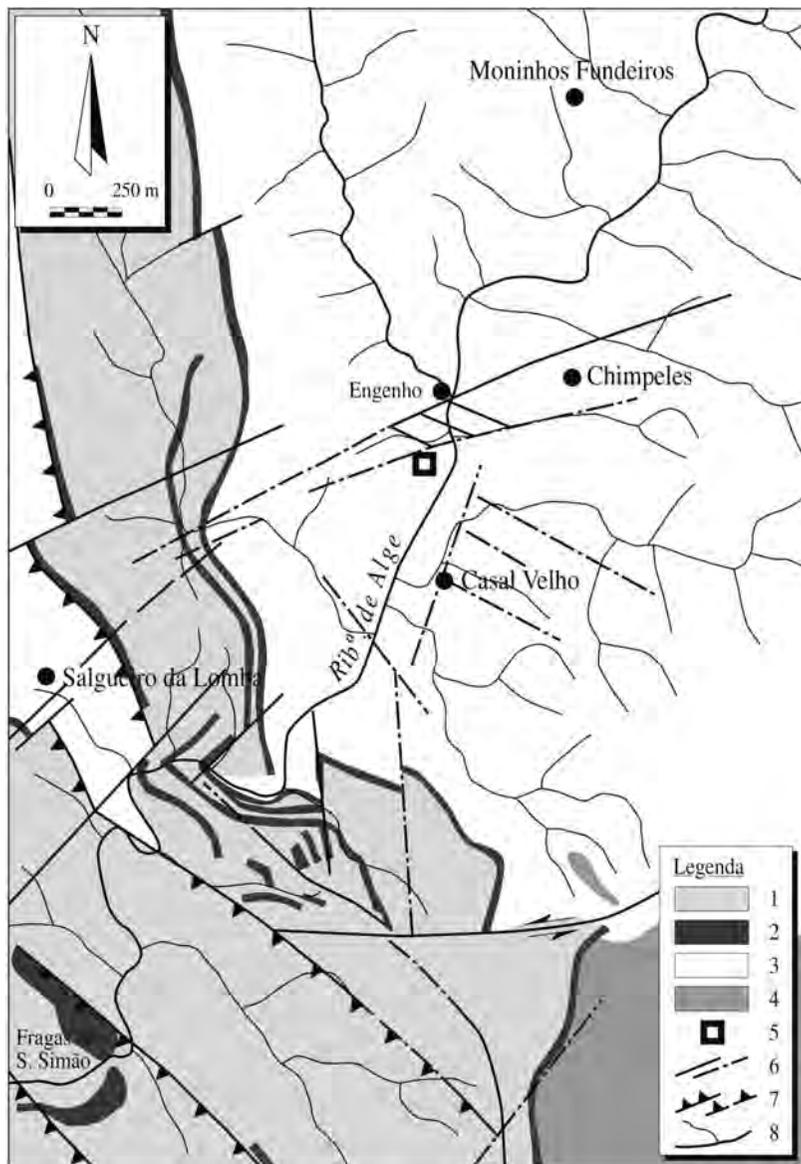


Fig. 49 – Esboço de localização do depósito do Engenho (Carta geológica segundo Gama Pereira, 1987, simplificada). 1 – arcoses, conglomerados, quartzitos, grés argilosos e xistos argilo-micáceos (Ordovícico a Devónico inferior); 2 – quartzitos (Ordovícico); 3 – fládios, grauvaques, xistos argilo-micáceos, grés areno-pelíticos do Complexo Xisto-Grauvaquico (Pre-Câmbrico); 4 – granito moscovítico, grão médio (Cadomiano II); 5 – localização do depósito; 6 – falha, falha provável; 7 – cavalgamento; 8 – rede hidrográfica.

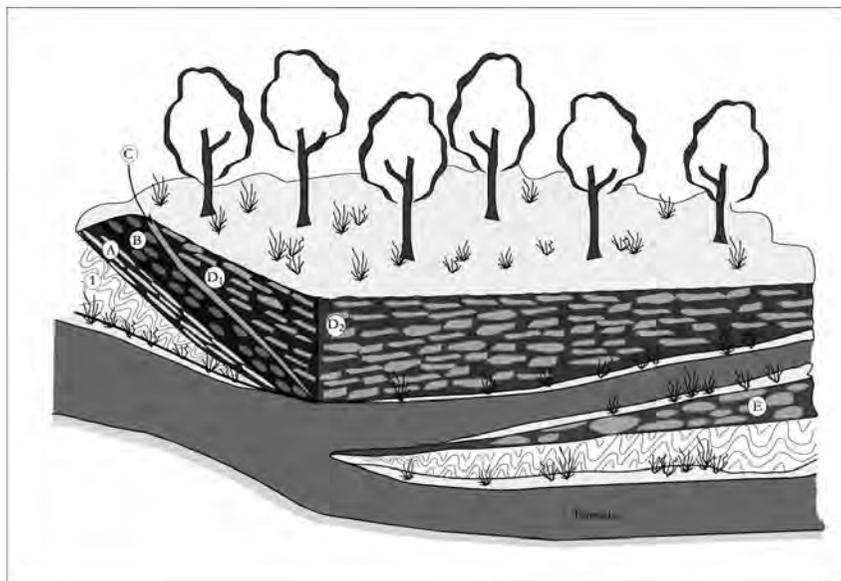


Fig. 50 – Representação esquemática, simplificada, do depósito do Engenho. 1 – Xistos; E – conglomerado heterométrico, submaturo; A – *idem*, monotípico de xisto; B – conglomerado de xisto com tendência mais homométrica na base e heterométrica no topo; C – nível fino; D1 – depósito argilo-conglomerático imaturo; D2 – *idem*, mais heterométrico.

Em função destas características, interpretamos este episódio como sendo um cone fanolomástico, dum afluente da ribeira de Alge, a ribeira do Caldeirão, que neste sector se encontra orientada segundo uma direção de N45°W.

### 3.2.1.6. Depósitos do Fosso do Zêzere

Os depósitos vermelhos do Fosso do Zêzere assumem particular importância a montante das cristas quartzíticas do médio Zêzere, nas imediações de Janeiro de Baixo, Janeiro de Cima, Barroca e nas partes vestibulares das ribeiras do Paúl e de Ximassa (fig. 51).

A jusante das cristas são raros e, na generalidade, encontram-se submersos pelas águas da albufeira da barragem do Cabril, só sendo visíveis em anos muito

secos, como acontece com o localizado junto da antiga aldeia do Vilar (amostra 265-01), a qual também foi submergida pelas águas da albufeira<sup>78</sup>.

Trata-se de um conglomerado heterométrico, com aspeto caótico, sem uma definição preferencial de leitões, dando-lhe um carácter fanglomerático, com uma espessura aparente superior a 25 m e tonalidade vermelha, muita viva. Os calhaus de xisto partem-se com muita facilidade pois, embora mantenham a sua forma exterior, internamente apresentam um elevado grau de alteração que quase os transforma em argila.

Esta alteração será sem dúvida posterior à deposição e poderá, eventualmente, ter sido acelerada pelos longos períodos de submersão a que o depósito passou a estar sujeito depois de Fevereiro de 1954, altura em que a barragem do Cabril entrou em carga.

Contudo, não só porque estes depósitos se desenvolvem a cotas superiores às normais para este tipo de depósitos, mas também porque alguns deles permitem estabelecer a transição para o depósito de patelas, há situações que mereceram uma breve referência e que apresentamos a seguir.

### **Depósitos de Unhais-o-Velho e da Pampilhosa da Serra**

A montante da crista quartzítica dos “Penedos de Unhais”, a uma altitude que ronda 700 metros, fomos encontrar depósitos vermelhos, só possíveis de se manterem a esta altitude em função do abrigo proporcionado pela crista, a qual dificulta o encaixe da ribeira.

---

<sup>78</sup> Pensamos tratar-se da segunda localidade portuguesa a ficar submersa em resultado da construção de barragens hidroelétricas, o que sucedeu em 1954. A primeira terá sido a aldeia do Vidual de Baixo, também das Serras de Xisto, submergida pelas águas da albufeira da barragem de Santa Luzia, que entrou em funcionamento no ano de 1943. “Os terrenos marginais do rio Pampilhosa ficaram inundados; terrenos de cultura de rega que produziam cerca de 10 000 alqueires de milho, foram sacrificados. A aldeia de Vidual de Baixo, na margem direita do rio, junto da barragem, ficou totalmente submersa. Casas de habitação, moinhos, palheiros, nada resta [...]. Tudo foi inundado pelas águas da albufeira que não pouparam também a pequena capela da aldeia, situada no cumedum montículo que se erguia do fundo do vale.” (M. B. Vaz, 1954, p. 46). Contudo, a aldeia mais conhecida, submersa por uma barragem que entrou em funcionamento no ano de 1972, situa-se na Serra do Gerês. Trata-se de Vilarinho da Furna, que se notabilizou pelos trabalhos de Jorge Dias (1948) e Manuel Antunes (1985).

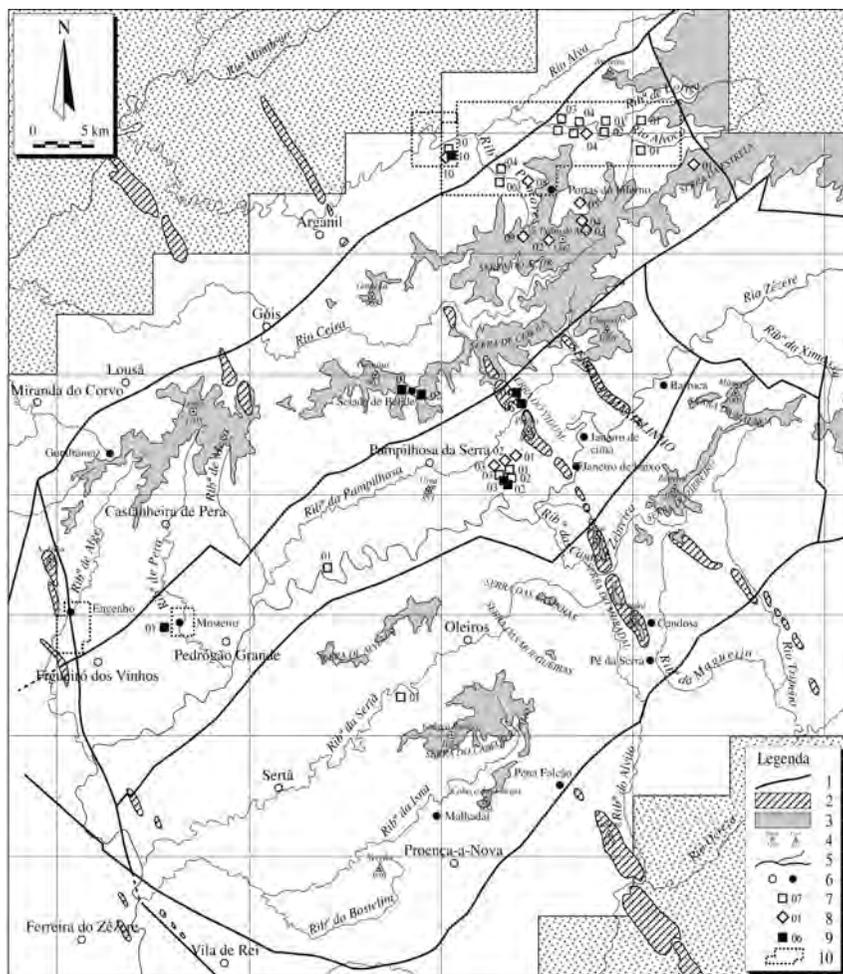


Fig. 51 – Esboço de localização dos depósitos referidos no texto. 1 – Limites das grandes unidades morfo-estruturais; 2 – serras quartzíticas; 3 – altitudes superiores a 800 metros; 4 – marcos geodésicos; 5 – rios principais; 6 – sedes de concelho e nomes de lugares; 7 – ponto de recolha de amostra de depósito vermelho; 8 – *idem*, de pedatas; 9 – *ib.*, outros; 10 – Localização de áreas ampliadas em figuras anteriores (42, 46, 47 e 49).

Ainda na ribeira de Unhais, mais a jusante, em função de antigas meandrições do rio e do alargamento local do vale por elas proporcionado, conservam-se já à cota normal, pelos 400 metros de altitude, como sucede no depósito verme-

lho localizado na barreira da estrada do entroncamento de acesso ao Hospital de Pampilhosa da Serra com a EN 112, junto ao km 24.

Trata-se de um conglomerado de xisto, muito compacto, com tendência homométrica e que parece ter sofrido uma grande alteração após a deposição, traduzida na acentuada argilização das patelas de xisto, fazendo lembrar a já descrita para o depósito do Vilar. De onde em onde, disseminados na matriz, observam-se calhaus de grande dimensão, os quais na base chegam a atingir 25 cm, mas o seu tamanho vai diminuindo progressivamente para o topo.

### **Depósitos do Sobral do Gavião e da Selada Cova**

Situam-se quase no topo do Alto da Cabeça Gorda, por volta de 600 metros de altitude, tendo-se conservado a expensas de uma extensa rechã, situada pelos 540-550 metros. Localizam-se, respetivamente, pelos Kms. 33,3 e 34,3 da Estrada Nacional 112, que liga a Portela do Vento a Castelo Branco.

O que resta do depósito do Sobral do Gavião (amostra 254-03-B) fossiliza um barranco e serve para demonstrar que o depósito seria bem mais desenvolvido do que hoje se apresenta. O da Selada Cova, muito mais extenso (fot. 37), quase foi destruído, como aliás é frequente suceder aos depósitos situados junto a estradas, para tapar os buracos e regularizar as bermas das estradas de macadame e de terra batida. No entanto, neste caso, a remoção do material do depósito teve a vantagem de deixar a descoberto grande parte de uma paleotopografia ravinante no xisto, sobre a qual o depósito se instalou e que permitiu fazer observações que de outro modo teria sido impossível realizar.

Acresce ainda que, tanto no Sobral do Gavião, como na Selada Cova, o depósito vermelho está sobreposto por depósito de patelas, o que nos leva a concluir — se este depósito vermelho corresponder aos que temos vindo a descrever — terem existido pelo menos dois períodos favoráveis à formação de depósitos de patelas, um anterior e outro posterior à deposição do material vermelho.



Fot. 37 – Depósito da Selada Cova: A – Vista geral (A a C2, ver descrição no texto);  
B – Pormenor do corte onde foi recolhida a sequência das amostras;  
C – Detalhe da transição entre B2 e C1.

Porque pensamos que melhor do que descrever muitos depósitos será preferível analisar detalhadamente alguns deles, o depósito da Selada Cova mereceu-nos particular atenção, na medida em que, sendo espesso e complexo, poderá encerrar elementos fundamentais para a justificação da evolução do relevo nas Serras de Xisto.

Com efeito, a base do depósito é constituída por um argilito esbranquiçado com laivos amarelados (amostras 254-02-C, 254-02-D e 254-07) que preenche a antes mencionada paleotopografia ravinante (A). Sobre o xisto, foram observados localmente restos de crosta fêrrica. Estes elementos, associados à caulinite detetada nas amostras, embora pouco abundante e em mau estado de



C



B



conservação (TABELA V), levaram-nos a pensar que o argilito se terá formado numa fase climática marcadamente hidrolisante.

Por comparação, poderemos deduzir que o argilito que, no depósito do Engenho, surge na base do depósito vermelho, deverá corresponder à mesma situação climática<sup>79</sup>.

Sobre o argilito ter-se-ão desenvolvido, como no depósito do Engenho, duas fases de deposição de materiais de cor vermelha — B<sub>1</sub> (amostras 254-02-A e B) e B<sub>2</sub> (amostras 254-01-V a AE) —, de argilo-conglomerado de xisto, imaturo, com os calhaus de maior dimensão a situarem-se por 5 a 8 cm e com matriz normalmente compreendida entre 20 e 40%.

A fase B<sub>2</sub> foi, em grande parte, destruída por um largo barranco que também afetou o topo de B<sub>1</sub> e que assinala uma marcada descontinuidade com o depósito de patelas que, posteriormente, o preencheu e no qual também é possível distinguir muito claramente duas fases — C<sub>1</sub> (amostras 254-01-K a U) e C<sub>2</sub> (amostras 254-01-A a J) e que analisaremos com mais pormenor ao tratar dos depósitos de patelas.

### 3.2.1.7. *Depósitos nos vales das Serras Meridionais*

Comparativamente com o que sucede nas Serras Setentrionais, os depósitos vermelhos são menos abundantes a Sul do rio Zêzere. No entanto, é possível encontrá-los em maior ou menor número e com maior ou menor extensão e espessura, sempre que nos deparamos com situações de relativo abrigo, normalmente situadas abaixo de 400/450 metros de altitude. De entre estas situações, vamos considerar algumas das que merecem destaque, seja pelo maior número

---

<sup>79</sup> Argilito aparentemente similar, situado também por baixo de depósitos vermelhos, foi por nós observado no Sudoeste Alentejano, junto à Costa Vicentina, por exemplo, nas imediações de Aljezur. Alguns destes depósitos, pela primeira vez descritos por M. Feio (1951, p. 403, 424 e segt.s) e referidos por A. R. Pereira (1992, p. 57-64) ao tratar da evolução da faixa litoral do Alentejo, apresentam grande analogia com os das Serras de Xisto.

de restos conservados, seja pela extensão ou pela espessura dos seus depósitos, sobretudo ao longo do vale da ribeira da Sertá.

Se bem que logo na área de cabeceiras, na margem direita da ribeira, seja possível observar depósitos, dois dos quais se encontram ainda relativamente bem conservados, é sobretudo na baixa de Oleiros, em função do alargamento do vale, que mais frequentemente podemos observar depósitos extensos e espessos.

Um deles, a nascente da vila, desenvolve-se ao longo da estrada, entre os quilómetros 70,3 e 70,5, tendo resultado do entulhamento de uma paleotopografia em xisto, essencialmente constituída por dois valeiros largos. A espessura do conglomerado aumenta para o centro dos abarrancamentos, onde deverá ser superior a cinco metros, mas a base não é visível.

Carateriza-se por possuir uma matriz argilosa muito abundante, a qual embala pequenos calhaus angulosos de xisto (95%) e de quartzo (5%). Por vezes, embora raros, observam-se níveis lenticulares com calhaus mais grosseiros, cujo maior eixo ultrapassa frequentemente 20 cm.

A breve trecho, grande parte deste depósito vai deixar de poder ser observado, pois obras de urbanização em curso, além da destruição que já lhe ocasionaram, vão murá-lo e asfaltá-lo, impedindo a sua observação direta. No entanto, praticamente por toda a área aplanada que se desenvolve a Sul de Oleiros é possível encontrar vestígios do depósito vermelho.

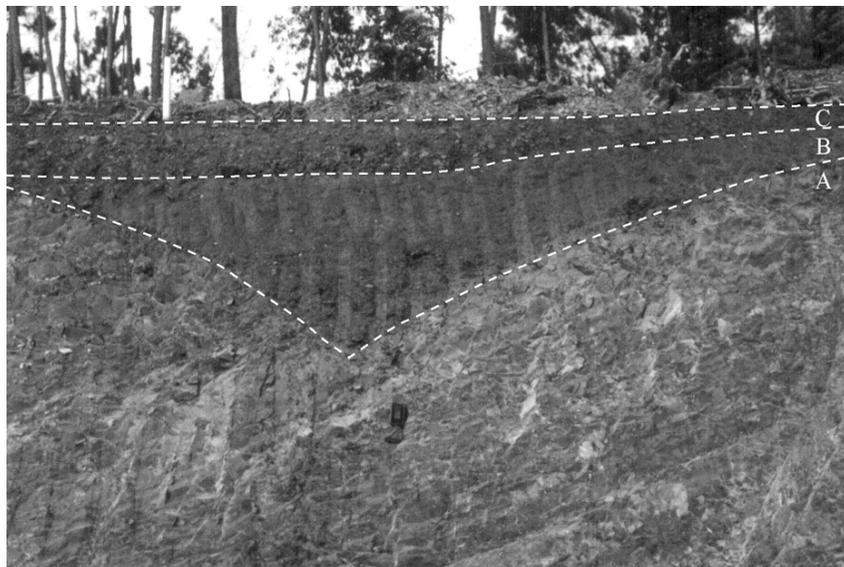
Uma outra situação observada no vale da ribeira da Sertá, também comum aos vales das Serras Setentrionais, é a de antigos meandros conservarem importantes restos de depósito vermelho. De entre eles, destacamos o do Vale do Souto (fot. 22), o qual é difícil de observar com pormenor, devido não só à intensa ocupação agrícola de que foi alvo e que o remexeu, mas também à vegetação que o mascara nas barreiras onde poderia ser observado com mais facilidade. No entanto, pontualmente, é passível de ser analisado, quer em cortes efetuados para fundações de muros, quer nas barreiras situadas junto à fábrica de serração de madeiras ou, na outra margem, nos taludes da estrada.

Neste local, apesar da base do depósito também não ser observável, podem distinguir-se perfeitamente dois episódios diferentes. Na base do corte (amostra 277-01-B) o conglomerado apresenta-se com tonalidade vermelha, elevado grau

de consolidação e uma certa tendência homométrica. A matriz é abundante (>60%) e muito fina. No topo (amostra 277-01-A) tem um aspeto mais grosseiro, carácter francamente heterométrico, ainda de tonalidade avermelhada mas com frequentes manchas amareladas.

Por último, cabe mencionar o depósito vermelho observado mais a SE, praticamente no limite das Serras de Xisto. Desenvolve-se a NE de Pena Falcão e constitui uma relíquia do depósito que terá fossilizado toda a falha da Sobreira Formosa, a qual tem sido alvo de intensa exploração por parte dos elementos da rede hidrográfica, que, paulatinamente, se vão encarregando de evacuar o depósito.

Contudo, não podemos concluir esta referência aos depósitos das Serras Meridionais, sem antes mencionar a recente construção do Itinerário Complementar n.º 8, vulgarmente designado por IC-8, a qual veio proporcionar a abertura de elevado número de trincheiras que puseram o depósito a descoberto, permitindo a sua observação. Ao longo do IC-8 verificámos que, quando aparece, se apresenta, em regra, com carácter pelicular, excepto quando fossiliza antigos valeiros, onde é mais espesso (fot. 38).



Fot. 38 – Depósito vermelho (B) fossilizando paleotopografia em xisto (A), posto a descoberto quando se procedia à abertura do IC-8. Sobre ele desenvolve-se outro depósito (C), de tonalidade acastanhada, o qual incorpora grande quantidade de calhaus de xisto. Localiza-se por alturas do km 81,4, no lado Norte do lacete de acesso ao cruzamento de ligação a Castanheira de Pera e Figueiró dos Vinhos.

### 3.2.1.8. Depósitos vermelhos — Síntese

Identificadas diversas fácies de depósitos vermelhos, verificámos que as predominantes apresentam um carácter coluvial, denotando uma importante atividade de remeximento e de transporte de materiais ao longo das vertentes. Pelas suas características, concluímos deverem ter-se formado sobre as vertentes, em período seco, muito provavelmente, após uma fase hidrolisante, pois, localmente, a rubefação ainda é muito nítida nos xistos.

Esta rubefação deverá ter sido contemporânea da formação do solo num clima quente e húmido, de tipo subtropical, que deveria possuir certas características biostásicas, tendo-se seguido uma crise rexistásica. Deste modo, num clima de relativa aridez e forte contraste pluviométrico, o solo sofreu alteração,

eventualmente com transporte simultâneo, que, através de sucessivos derrames, conduziu ao seu arrastamento para a base das vertentes.

Para a construção deste modelo muito contribuíram as características macroscópicas observadas e os minerais de argila identificados no depósito da Selada Cova. A análise deste depósito levou-nos a pensar, antes de mais, que uma fase de ferruginização, provavelmente contemporânea de um clima relativamente quente e húmido, muito hidrolisante, terá marcado o início da constituição deste depósito, através da deposição do argilito (A).

O clima terá evoluído para uma relativa aridez e frescura, marcado por acentuado contraste pluviométrico, o qual terá permitido fraco desenvolvimento da cobertura vegetal. Estas circunstâncias indiciam o aparecimento de um período rexistásico, o qual, nas condições climáticas admitidas, e tendo em conta o vigor do relevo, facilitariam o desenvolvimento de derrames, sobretudo através de leques torrenciais, os quais terão conduzido à deposição do conglomerado vermelho ( $B_1$  e  $B_2$ ). A evolução do clima terá prosseguido, tendendo para um clima frio, predominantemente seco, o qual terá proporcionado a formação do depósito de patelas (C).

Deste modo, a construção deste modelo, baseou-se fundamentalmente nas muitas e variadas observações efetuadas no campo, as quais, depois de conjugadas e interpretadas, nos levaram a concluir que o depósito se terá formado sobre as vertentes e, posteriormente, migrado para a base das mesmas.

Com efeito, as suas características fanglomeráticas, levaram-nos a concluir que, com toda a probabilidade, estiveram envolvidos processos de tipo solifluxivo, lamacento. Por outro lado, devem ter-se registado também episódios torrenciais, com carácter espasmódico, bastante lamacentos, por arrastamento do material solifluxivo existente ao longo das vertentes, os quais serão responsáveis pelas bolsadas mais grosseiras e pela formação de leques torrenciais na base da vertente, os quais acabariam por coalescer. As porções mais distais destes leques alongar-se-iam, preenchendo o fundo das depressões, levando ao progressivo entulhamento do fundo dos vales e à deposição ao longo das rechãs, transmitindo uma certa continuidade espacial ao depósito, num modelo semelhante ao descrito para a Unidade Areno-conglomerática do Cabeço do Infante, da

região de Sarzedas (P. Cunha, 1987, p. 75), embora aqueles depósitos sejam muito menos possantes do que esta formação, sobretudo porque o tempo de constituição terá sido bem menor.

De qualquer modo, mesmo em Espanha, onde têm sido desenvolvidos mais estudos sobre o tema, ainda não existe unanimidade sobre o posicionamento dos depósitos de “raña” no contexto morfodinâmico da Meseta (Martin-Serrano, 1988). Até aos anos setenta, seguiram-se sobretudo as ideias dos autores que primeiro as estudaram, as quais foram divulgadas entre nós através de Hernandez-Pacheco (1949). Associavam-lhes um clima árido ou semiárido e situavam-nas na transição Pliocénico Superior-Quaternário, sendo caracterizadas por um período mais húmido, pré-*raña*, e outro, mais árido, responsável pela formação do depósito propriamente dito.

Ultimamente, alguns autores pretendem associar-lhes uma origem periglacial, sendo neste caso uma consequência da crioclastia e da solifluxão (Muñoz e Asencio, 1975), numa morfogénese de tipo árido e frio (Muñoz-Jimenez, 1976, p. 87), cujo topo é, porventura, devido a um escoamento pastoso sobre um solo gelado, ocorrido durante os últimos períodos frios do Quaternário, Riss ou Würm (Vaudour, 1979, p. 122).

A admitir-se esta última hipótese, os depósitos vermelhos poderiam ser contemporâneos da fase final da evolução dos depósitos de “raña”, correspondendo ao topo do enchimento, como se aceita nos Montes de Toledo, onde as “coluviões com matriz” apresentam uma “íntima relação tanto morfológica como litoestratigráfica com a *Raña*, pelo que constituem uma formação de vertente sua correlativa” (Martín-Serrano e Molina, 1989, p. 192).

Sem pretendermos entrar na discussão do posicionamento temporal dos depósitos de “raña”, parece-nos, no entanto, que o argilito sobre o qual se desenvolve o depósito vermelho deverá corresponder a uma intensa fase de alteração, provavelmente atribuível ao Eemiano (interglacial Riss/Würm) ou mesmo ao interestádio Würm I/Würm II. Deste modo, os depósitos de patelas anteriores a essa fase seriam de atribuir ao Riss ou ao Würm I e o depósito vermelho seria, com toda a probabilidade, devido ao Pleniglacial médio (Würm II). O interestádio Würm II/ Würm III seria, em grande medida, o responsável pela destruição generalizada do depósito.

Além das condições de formação do depósito, outro aspeto que desde o início nos intrigou, foi o da sua conservação ao longo do tempo, não só por, em geral, se tratar de materiais friáveis, mas também porque, em regra, se situar na proximidade do leito de rios e ribeiras e, geralmente, cerca de 40 metros acima deles.

Nestas circunstâncias a sua manutenção só nos parece possível em situações de abrigo (onde pôde ficar protegido) resultantes quer da anterior evolução da rede de drenagem, nomeadamente através de capturas (*cut-offs* de pedúnculos de meandro), quer de condicionalismos estruturais (basculamentos para montante) que armadilham o depósito, impedindo a sua destruição em áreas supostamente sujeitas a grande erodibilidade.

Deste modo, no que concerne às formas topográficas devidas ao depósito vermelho, elas consistem sobretudo no encobrimento de topografias anteriores, adoçando ou mascarando formas abruptas de paleovertentes, transmitindo-lhes, na atualidade, uma maior regularidade e suavidade.

### 3.2.2. Depósitos de patelas, de plaquetas ou de “pevides” de xisto

Antes de mais, com esta denominação pretendemos propor o uso de terminologia portuguesa para designar um conjunto de depósitos, constituídos essencialmente por pequenas patelas de xisto, isto é, por pequenas placas desse material. Por esse motivo, também podem ser denominados depósitos de plaquetas, cuja disposição muitas vezes se assemelha à das pevides de abóbora a secar ao sol, pelo que, localmente, são também conhecidos por “pevides” de xisto.

Esta denominação genérica permitirá agrupar um leque variado de depósitos, em cuja génese terão predominado processos do tipo periglacial, aglutinando os depósitos normalmente mencionados na literatura francesa como *dépôts de pente (de versant) stratifiés*, os quais não incluem os *éboulis ordonnés (stratifiés)* por estes serem depósitos “cujo declive máximo ( $\alpha$  max  $>30^\circ$ ) implica um controlo direto da gravidade (queda de pedras)” (Coutard *et al.*, 1987, p. 1).

Por sua vez, a noção de depósitos estratificados de vertente é mais abrangente do que a de depósitos de patelas, pois inclui tipos muito diversos de formações de vertentes, independentemente da sua constituição, xistosa ou não. No entanto, tanto uns como outros, se caracterizam por apresentarem um caráter fisionómico específico: “a alternância, mais ou menos regular, de leitos de materiais detríticos ordenados segundo uma certa classificação granulométrica” (Dewolf, 1986, p. 1). Normalmente, estes leitos são formados por fragmentos grosseiros, embalados numa matriz fina, mais ou menos abundante, os quais terão resultado do rebentamento, por ação do gelo, do substrato que forma a vertente.

Consoante as características peculiares destes depósitos, diferentes autores têm tentado precisar alguns dos conceitos a eles ligados. Indicamos, pois, algumas das designações francesas que foram mais utilizadas, bem como o seu respetivo significado:

- 1 — *Grèzes* — “um material constituído por seixos (compreendidos entre 0,2 e 2,5 cm), por areias (superiores a 0,1 mm) e por partículas mais finas, os seixos comportam a marca evidente do frio” (J. Malaurie e Y. Guillien, 1953);
- 2 — *Grèzes litées* — “depósitos de vertente plistocénicos que, no seu conjunto, podem ser definidos como *grèze*, e que em corte vertical mostram leitos sobrepostos, mais ou menos contínuos, mais ou menos espessos, mais ou menos homogéneos” (J. Malaurie e Y. Guillien, 1953);
- 3 — *Groize* — “material mais grosseiro do que a *grèze*” (Y. Guillien, 1964);
- 4 — *Groizes litées* — “são muito mais numerosas do que as *grèzes litées* e distribuem-se segundo componentes muito menos restritas do que estas últimas” (Y. Dewolf, 1986, p. 2).

Mais do que forçar o encaixe dos depósitos que iremos analisar nestas subdivisões, preferimos propor, de acordo com o sugerido por Dewolf (*o. c.*, p. 4), uma nova nomenclatura, não só mais abrangente, mas também e sobretudo

mais lusófona, de modo a permitir identificar o conjunto dos depósitos com estas características.

Contudo, o facto de tentar encontrar uma denominação aglutinadora, não impede que se analisem individualmente alguns depósitos mais representativos dos encontrados nas Serras de Xisto, tratando cada caso em particular.

Deste modo, procuraremos contemplar as diferentes situações com que deparámos, tentando concatenar, no espaço e no tempo, as diferentes fases dinâmicas que neles atuaram e, se possível, propor subdivisões mais restritas que permitam o seu melhor enquadramento no conjunto, uma vez que estes depósitos pertencem provavelmente a períodos frios diferentes.

Por conseguinte, não só possuirão idade diferente, mas também deverão ter obedecido a condições de formação diversas. Com efeito, se, além das suas características macroscópicas, atendermos ao seu posicionamento relativamente ao depósito vermelho antes descrito verificamos que, embora mais frequentemente se encontrem por cima, também foi possível observá-los por baixo dele, o que, desde logo, pressupõe pelo menos duas gerações de depósitos de patelas. A mais antiga delas já foi considerada, pelo que agora iremos analisar sobretudo a mais recente.

Verificámos que, normalmente, estes depósitos entulham antigos valeiros, quase sempre situados acima de 500 metros de altitude. Deverão ter coberto a generalidade das vertentes, independentemente da sua exposição, desenvolvendo-se até ao topo, como ainda sucede, por exemplo, em Chãs d'Égua, tendo sido particularmente espessos nas vertentes voltadas a Norte, onde essa exposição permitiu que se mantivessem mais bem conservados, embora também se situem a cotas mais baixas.

Os exemplos mais importantes, pela extensão e espessura, localizam-se sobretudo nas Serras Setentrionais e alguns deles já foram estudados anteriormente por S. Daveau. Na Serra do Açor, a autora relata, na vertente Norte, o depósito de Chãs d'Égua (1985/6, p. 377) e descreve, na margem esquerda do rio Ceira, nas proximidades do Porto da Balsa, o da Camba (1973, p. 16-17).

Na Serra da Lousã, refere-se aos pequenos gelifractos de xisto que, frequentemente, atapetam a base da vertente Norte (1985/6, p. 377-8) e na Serra

Vermelha<sup>80</sup>, já nas Serras Meridionais, também descreve dois depósitos de gelifracos. Um deles, A, pelos 850 m, situa-se a Noroeste do vértice geodésico Cava (866 m) e o outro, B, pelos 830 m, localiza-se a Sul do vértice geodésico Vale de Mós (903 m) (1973, p. 14-16).

Como tivemos oportunidade de observar, aqui, na Serra de Alvelos, os depósitos de patelas encontram-se especialmente bem conservados nas cabeceiras da ribeira da Madeirã, a Noroeste do v. g. Cava, mas foi aos das Serras Setentrionais que dedicámos mais atenção por aí serem particularmente abundantes e desenvolvidos.

Com efeito, na Serra do Açor, recolhemos diversas amostras do material constituente destes depósitos. No de Chás d'Égua retirámos, a cerca de 1 000 metros de altitude, duas amostras (233-03 e 233-04). Colhemos também amostras tanto a cota mais elevada, 1 250 m, em S. Pedro do Açor (233-02 A e B), como a cota mais baixa, 680 m, nas Barreiras da Muda e no Outeiro do Bardo (233-05 A, B e C). Da sua análise comparativa, pretendíamos inferir da importância e influência da altitude nas características desses depósitos.

Para o mesmo efeito, retirámos amostras noutras locais, situados também à cota de 1 000 m, no Alto das Pedras Lavradas (234-01 A e B) e na Mourísia (233-09) e, ainda, a cota mais baixa, 320 m, no Agrual (233-08).

Além destes e de outros depósitos a mencionar, quando da sua descrição pormenorizada (TABELA VI), não podemos deixar de referir os que atapetam grandes extensões da vertente Norte da Serra do Cabeço Rainho e, ainda, os das Roçadas, que se desenvolvem na vertente Norte da cumeeada da Figueirinha

---

<sup>80</sup> A autora designa-a por Serra Vermelha, embora este nome não conste do Relatório Toponímico de Portugal, relacionado com este local. A denominação oficial é a de Serra de Alvelos. Assim vem impressa nas folhas: 277, da Carta Militar de Portugal (1/25 000), 24-A, da Carta Corográfica de Portugal (1/50 000) e 24 da Carta de Portugal (1/100 000). Serra Vermelha corresponde a uma denominação regional mais antiga, usada sobretudo em obras literárias:

“Foi para lá de Dornes<sup>(1)</sup>, com certeza,  
Que rebentou a colossal fogueira,  
Logrando na Vermelha<sup>(2)</sup>, de surpresa,  
Chegar aos grandes mattos em carreira,

(1) *Dornes*. – Pitoresca villa situada na margem do rio Zezere, concelho de Ferreira do Zezere.

(2) *Vermelha*. – Serra d'este nome, do outro lado do Zezere, na Beira Baixa.”

(A. KEIL, 1907, p. 37).

(995-1007 m), a ocidente da Serra do Chiqueiro (fot. 39), os quais, de certo modo, permitem que a vertente conserve ainda a forma convexo-retilínea-côncava, aliás, uma forma que, num passado recente, foi muito comum às vertentes das Serras de Xisto, com o depósito a regularizá-las, fossilizando paleotopografias anteriores e que, posteriormente, como também já começa a suceder neste caso, foram postas a descoberto pela erosão.

Analisemos, pois, com mais pormenor, alguns depósitos de patelas. Por facilidade de exposição foram subdivididos em quatro tipos, de acordo com as suas caraterísticas dominantes.

### *3.2.2.1. Depósitos constituídos essencialmente por patelas de xisto*

Este tipo de depósito assume-se como o mais representativo das Serras de Xisto. Com efeito, embora, por vezes, possa conter alguns leitos argilosos, normalmente, a alternância entre leitos mais grosseiros e leitos mais finos é dada pela dimensão das patelas, as quais se organizam deste modo, em função do seu tamanho.

Além dos anteriormente descritos, situados por baixo do depósito vermelho e dos localizados em Chás d'Égua e na Camba, aquele que mais nos impressionou foi o da Selada Cova, já nosso conhecido. Na realidade, a sua enorme espessura, servindo de suporte a um registo de acontecimentos relativamente longo no tempo, seria capaz de conter alguns elementos que pudessem ajudar a estabelecer não só a gênese, mas também a cronologia do depósito, pelo que, desde logo, foi motivo para uma análise mais detalhada.

Além disso, a proximidade de outro depósito situado sensivelmente à mesma cota e supostamente análogo, no Sobral do Gavião, poderia servir para termo de comparação e, concomitantemente, poderia permitir confirmar, ou não, algumas das hipóteses formuladas na Selada Cova.

Acresce ainda que o posicionamento intermédio destes depósitos, em termos altitudinais, possibilitaria a relação com depósitos situados a cotas superiores e com os localizados a altitudes mais baixas, contribuindo, deste modo, para se deslindar a eventual importância do fator altitude na gênese destes depósitos.

No entanto, embora tenhamos realizado um estudo minucioso, baseados num corte efetuado ao longo de uma prumada do depósito, não encontramos elementos significativos que permitam uma distinção clara entre estes níveis e os similares existentes nos outros depósitos de patelas. Todavia, embora sem ter contribuído com achegas decisivas e importantes, o estudo quantitativo efetuado proporcionou um melhor conhecimento e identificação deste tipo de depósitos e serviu, ainda, para termo de comparação com o depósito vermelho, cujas semelhanças e diferenças serão apresentadas adiante.

### **Depósitos da Selada Cova e do Sobral do Gavião**

Estes depósitos de patelas podem descrever-se como conglomerados monotípicos em xisto, de tendência homométrica, apresentando uma estratificação muito nítida.

Nos leitos sem ordenamento preferencial das patelas é fácil observar involuções em novelo ou em roseta, as quais, numa interpretação clássica, poderão indiciar o congelamento da água no interior do depósito. Por outro lado, a imbricação dos calhaus parece indicar a existência de alguma fluência hídrica, não tanto, ou não apenas, no momento de formação do depósito, a qual estaria associada aos períodos de degelo, mas também posteriormente à deposição, possibilitando um eventual rearranjo da disposição das patelas. Ora, como esta dinâmica também poderá ser responsável por aspetos “em roseta”, estes não podem ser considerados como exclusivamente periglaciares.

Com efeito, pelo facto de, normalmente, estes depósitos colmatarem antigos valeiros, encontram-se posicionados no local de concentração do escoamento superficial das vertentes. Além disso, como em regra se apresentam permeáveis, ficam sujeitos à infiltração desse escoamento e, em consequência, à lavagem do material mais fino que os constitui. A própria evacuação desse material mais fino pode contribuir não só para a referida reorganização das patelas, mas também para explicar que estes depósitos, aparentemente mais antigos, contenham menos material argiloso que outros mais recentes.

TABELA VI – Depósitos de Patelas

Amostra Nº	Localização	Coordenadas (M,P)	Altitude (m)	Argilas					
				Ka	Il	Cl	Ve	Interestratificados	Outras
222-04-B	Álv. Várz. - A°.Vº.	226 - 370	270	+	+++	++			
222-04-C	Álv. Várz. - A°.Vº.	226 - 370	270	+	+++	++			
233-02-A	S. Pedro Açor	226 - 360	1250		+++		+		
233-02-B	S. Pedro Açor	226 - 360	1250		+++		+		
233-03	Portas d'Égua	238 - 362	1000		++++		++	"+- I, V, (14c-14v)"	
233-04	Portas d'Égua	238 - 362	980	V	+++		++	"V-I, V, (10-14v-14m)"	
233-05-A	Outº, Bardo	228 - 363	680	V	+++	++		"+- I, V, (14c-14v)"	
233-05-B	Outº, Bardo	228 - 363	680	V	+++	++		"+- I, V, (14c-14v)"	
233-05-C	Outº, Bardo	228 - 363	680	+	+++	V		+- (10-14c-14v)	
233-08	Agrual	221 - 366	320	V	+++	+			
233-09	Mourísia	221 - 360	1000	V	+++	+		+- (10-14c-14m)	
233-10-B	Vila Cova do Álva	216 - 368	240	V	++	++		V(10-14c)	
234-01-A	Alto P. Lavradas	232 - 363	1000	+	++				
234-01-B	Alto P. Lavradas	232 - 363	1000		+++	V		+- (14v-14c)	
254-01-A (01)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-B (02)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-C (03)	Selada da Cova	222 - 342	600	+	+++		V		
254-01-D (04)	Selada da Cova	222 - 342	600	+	+++		+		
254-01-E (05)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		
254-01-F (06)	Selada da Cova	222 - 342	600	+	++++		+		
254-01-G (07)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-H (08)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-I (09)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		X
254-01-J (10)	Selada da Cova	222 - 342	600	+	+++	V	+		
254-01-K (11)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++	V	?		
254-01-L (12)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-M (13)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		
254-01-N (14)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		V		
254-01-O (15)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		
254-01-P (16)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		
254-01-Q (17)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		
254-01-R (18)	Selada da Cova	222 - 342	600	+	++		V		X
254-01-S (19)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++		+		X
254-01-T (20)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++	V	+		
254-01-U (21)	Selada da Cova	222 - 342	600	++	+++	V	+		
254-03-A	Sobral do Gavião	221 - 341	650		+++		+		X
254-05	Serra do Vidual	222 - 348	710	V	++++				+

Ka – Caulinite; Il – Illite; Cl – Clorite; Ve – Vermiculite; ++++ – Dominante;  
 +++ – Muito abundante; ++ – Abundante; + – Rara; V – Vestígios;  
 ? – Presença duvidosa.

No local estudado mais minuciosamente na Selada Cova, onde se recolheram 21 amostras (254-01-A a U), correspondentes aos leitos identificados, o depósito apresentava duas fases distintas, ambas bem consolidadas, com uma espessura total de 2,73 m, no local onde foram recolhidas as amostras, respetivamente 1,075 m para a fase C<sub>2</sub> e 1,655 m para a fase C<sub>1</sub> (TABELA VII e fot. 37).

No pormenor, a alternância de leitos mais grosseiros com níveis mais argilosos é menos significativa do que a encontrada noutros depósitos de patelas. Apenas os níveis C, F, P e R se apresentaram francamente grosseiros, pelo que se verifica uma certa tendência homométrica dos restantes níveis, aliás, a primeira característica que ressalta da análise macroscópica deste depósito.

A comprovar esta tendência para a homometria está o facto de as duas fases C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>, macroscopicamente bem separadas no depósito, não serem facilmente identificadas nem através da análise sedimentológica, dada a grande semelhança dos gelifratos, nem através das argilas, pois não existem diferenças significativas entre elas, sendo sempre a ilite o mineral de argila mais abundante (TABELA V).

Do mesmo modo, a amostra retirada do depósito do Sobral do Gavião (254-03-A), também não apresentou elementos que permitissem avançar com nenhuma conclusão deveras significativa.

## **Outros depósitos**

Pela sua fisionomia, parece-nos poder correlacionar com o depósito da Selada Cova outros depósitos que, em geral, apresentam também elevado grau de consolidação, tais como os descritos por S. Daveau, antes mencionados, na Camba, na base da vertente Norte da Serra da Lousã e na Serra Vermelha e, ainda, outros por nós identificados na Serra do Cabeço Rainho, sobretudo nas vertentes voltadas a Norte, de que é um bom exemplo o localizado imediatamente a jusante da Represa do Malhadal (Ermida, Proença-a-Nova).

Mesmo na atualidade, é fácil observar depósitos a serem percorridos pelo escoamento subsuperficial resultante da precipitação, quer na sequência de chuvas intensas, quer após períodos pluviosos mais prolongados (fot. 40).



Fot. 39 – Aspeto geral da vertente Norte da cumeada da Figueirinha. Notar a regularização pela erosão.



da vertente, proporcionada pelo depósito que a cobria e que agora começa a ser desmantelado  
– área de sobreposição fotográfica.

TABELA VII – Espessura dos níveis identificados no corte efectuado no depósito da Selada Cova

Seqüência	Leito	Espessura		
		Leito (m)	Seqüência (m)	Corte (m)
	Material sobrejacente	92,0	0,920	
C <sub>2</sub>	A	12,0		
	B	6,5		
	C	9,5		
	D	3,5		
	E	6,5		
	F	4,5		
	G	22,5		
	H	17,5		
	I	11,0		
	J	14,0	1,075	
	C <sub>1</sub>	K	34,0	
L		6,0		
M		4,0		
N		5,0		
O		14,0		
P		41,0		
Q		14,0		
R		8,5		
S		15,0		
T		14,0		
U		10,0	1,655	
B <sub>2</sub>	V	17,5		
	W	7,0		
	X	32,0		
	Y	3,5		
	Z	15,0		
	AA	33,5		
	AB	21,0		
	AC	9,0		
	AD	13,0		
	AE	21,5	1,730	5,36

Do mesmo modo, deve ser da mesma época o depósito situado mais próximo do limite SE das Serras de Xisto, ou seja, aquele que se localiza a 330 metros de altitude, na vertente ocidental da ribeira da Magueija, sensivelmente a 0,5 km a Sul do Pé da Serra (Muradal). Trata-se também de um conglomerado monotípico em xisto, bem consolidado, de tendência homométrica, com muito pouca argila e que, pese a sua muito menor espessura, apresenta, como o da Selada Cova, dois episódios bem distintos, desta vez marcados por um nível francamente argiloso, correspondendo muito provavelmente a um paleosolo. O episódio inferior apresenta-se ligeiramente mais grosseiro do que o nível superior.



Fot. 40 – Pormenores do escoamento subsuperficial observado no dia 14 de Dezembro de 1989, no interior de um depósito da vertente oriental da ribeira do Coentral (área de cabeceiras), na serra da Lousã. A – Escoamento difuso sobre um nível fino de patelas; B – Escoamento concentrado, também sobre leito fino de patelas.

### 3.2.2.2. *Depósitos curvifluxivos formados por leitos alternantes de patelas com material fino*

Este tipo de depósito distingue-se bem do anterior porque a alternância entre leitos mais finos e mais grosseiros é muito nítida. Com efeito, os leitos grosseiros são constituídos por patelas de xisto, normalmente de tendência homométrica, mas por vezes a incluírem calhaus de maior dimensão, constituídos por xisto, grauvaque e quartzo, enquanto que os leitos mais finos são predominante arcósico-argilosos, embora possam conter pequenas patelas de xisto.

Esta alternância de níveis mais cascalhentos com níveis mais argilosos dever-se-á, provavelmente, às condições de deposição, por sua vez dependentes de

variações significativas na quantidade, espessura e periodicidade da neve e dos períodos de gelo/degelo. No entanto, é difícil, pelo menos por agora, tentar estabelecer uma relação direta entre as características do depósito e as condições ambientais no momento da sua deposição.

Por outro lado, normalmente, a estratificação não é tão regular como no tipo anterior, pois, muitas vezes, ao longo de um mesmo leito, individualizam-se bolsadas mais espessas ou surgem estiramentos que o adelgaçam, conferindo-lhe um certo grau de irregularidade.

Com efeito, esta particularidade, que se observa muito bem neste tipo de depósitos, é mais difícil de encontrar nos do tipo anterior. Deve-se à existência de estruturas arqueadas (curvifluxões), quer em grande, afetando a generalidade do leito, quer no pormenor, dando-lhe pequenos retoques, as quais serão de atribuir à água que, como vimos, pode circular e congelar no interior do depósito.

Deste modo, nas zonas de fluência da água, ou seja, nos lóbulos mais casca-lhentos onde predominam as patelas de xisto, quando congela, a água aumenta de volume e, como consequência, incha a estrutura, levando à formação de involuções em roseta no seu interior, ao mesmo tempo que conduz ao arqueamento dos níveis superiores, mais finos.

A congelação da água no interior do depósito, embora seja um fenómeno raro na atualidade, ainda pode ser observada em situações de maior altitude, quando se verifica a permanência por alguns dias consecutivos de determinados tipos de tempo, como tivemos oportunidade de observar no alto de S. Pedro do Açor.

Os depósitos curvifluxivos são mais frequentes nas Serras Setentrionais, provavelmente devido à sua maior altitude, localizando-se, de modo geral, acima de 750/800 metros. Esta é, pois, outra particularidade que os distingue dos depósitos de patelas antes descritos, os quais podem ser encontrados também a baixas altitudes.

De entre os depósitos curvifluxivos indicamos alguns dos que podem ser observados mais facilmente e que, pelas suas características, constituem bons exemplos deste tipo de depósitos.

O primeiro deles, avançando de NE para SW, situa-se nas proximidades das Pedras Lavradas, a cerca de 800 metros de altitude, voltado a Norte, numa barreira da Estrada Nacional N.º 230, pelo km 164,4 (fot. 41). Nele observa-se muito bem, quer a alternância de leitos, quer a estrutura arqueada dos níveis mais finos.

De igual modo, estas características também se identificam com toda a facilidade em dois depósitos localizados nas imediações do Monte Redondo (Arganil), observáveis em barreiras da Estrada Florestal Principal, um deles localizado na Lomba da Picota, a cerca de 930 metros de altitude, voltado a Norte e sobranceiro à Mata da Margaraça, e o outro situado pela cota de 800 metros, próximo da Selada das Eiras e voltado a Nascente.

Por último e também voltado a Nascente, referimos ainda um depósito situado por volta de 880 metros de altitude, numa barreira da estrada da Catraia do Rolão para Fajão, 500 metros a Sul da Selada da Cova (fot. 42), onde também é muito nítida a alternância dos leitos grosseiros com leitos finos, bem como o arqueamento destes últimos, por vezes em função de bolsadas de material mais grosseiro, com abundantes clastos angulosos e subangulosos de quartzo e xisto.

### *3.2.2.3. Depósitos grosseiros de patelas com grandes calhaus e blocos dispersos na matriz*

Este tipo de depósito de patelas de xisto é, de entre todos, o menos frequente e só foi identificado nas Serras Setentrionais. Caracteriza-se por apresentar grandes calhaus e mesmo blocos de xisto dispersos no seio de leitos cascalhentos constituídos por patelas de xisto, com muito pouca matriz fina.

A situação mais representativa aparece a cerca de 1 000 metros de altitude, exposta a NW, na cumeada que desce do Alto da Neve em direção aos Povorais (fot. 43), onde realizámos uma amostragem dos maiores calhaus existentes neste depósito, tendo quantificado a dimensão dos seus três eixos principais, correspondentes ao comprimento, largura e espessura (TABELA VIII).



Fot. 41 – Aspeto geral do depósito curvifluxivo



Fot. 42 – Aspeto do depósito curvifluxivo entre a Selada da Cova e a Selada das Porcas à direita detalhe de sucessivos leitos curvifluxivos,



do km 164,4, da Estrada Vide-Pedras Lavradas.



(Talude da Estrada Catraia do Rolão-Fajão). À esquerda, pormenor de bolsada cascalhenta e com material mais grosseiro na base.

Como, desde logo, se observa, o tamanho dos eixos é muito variável. Salienta-se a sua reduzida espessura, uma tendência aliás comum aos grandes e pequenos calhaus de xisto, resultante essencialmente, como é óbvio, da xistosidade. De igual modo, o comprimento de alguns clastos é anormalmente grande, sendo em três deles superior a um metro, o que poderá significar pouca intensidade de atuação do gelo.

Como observámos nos outros depósitos, quando o gelo atuou mais intensamente, as patelas tenderam a apresentar uma certa homometria ou, então, uma alternância de leitos mais finos com níveis mais grosseiros, por vezes com calhaus, o que nos leva a admitir que, neste último tipo de depósito, a atuação do gelo não só se tenha verificado por um período de tempo menor, atendendo à pouca espessura apresentada, mas também tenha registado uma intensidade mais reduzida, em função da dimensão dos calhaus dela resultantes. Além disso, pela sua posição culminante, poderão corresponder ao pico de frio do Tardiglacial.

#### **3.2.2.4. Depósitos *incaraterísticos***

Ao tempo em que, nas cumeadas mais elevadas, se formavam os depósitos dos dois tipos anteriores, é provável que, em situações mais baixas e/ou nas vertentes expostas ao quadrante Sul, se tenham originado depósitos onde a intensidade de atuação dos processos relacionados com o frio não fosse tão importante e, por esse motivo, os depósitos não se apresentassem tão caraterísticos.

Nestas condições, o gelo apenas poderá dar pequenos retoques a certos leitos encontrados nos depósitos que designámos por *incaraterísticos*, os quais se terão formado sobretudo à custa da gravidade, na medida em que se apresentam sem as caraterísticas e a organização dos anteriores.

Na Serra da Lousã, são exemplo destes depósitos alguns dos localizados nas áreas de cabeceira das ribeiras do Coentral, voltadas a poente, e do Espinho, voltadas a N e NW, especialmente a SE do Gondramaz.



Fot. 43 – Pormenor do depósito de patelas com blocos de xisto, que se localiza na cumeada que desce da neve de encontro à serra do Penedo.

TABELA VIII – Dimensão dos eixos (cm) de clastos medidos em depósitos da Serra da Lousã

Clastos	Neve-Povorais			Gondramaz			Coentral		
	Comp.	Larg.	Alt.	Comp.	Larg.	Alt.	Comp.	Larg.	Alt.
1	111	30	15	65	36	9,5	110	40	20
2	107	50	30	53	30	10,5	99	58	37
3	105	52	23	36	8	5	60	40	17
4	86	40	13	36	19	2,6			
5	75	35	20	36	17	6,5			
6	74	38	6	30	20	4,5			
7	65	41	14	28	26	7			
8	63	30	10	27	14	11			
9	59	13	11	26,5	21,5	2			
10	50	18	11	26,5	21	12			
11	48	9	4	24,5	20	13			
12	40	18	8	23	14	4			
13	32	23	3	19	15	5			

Também ocorrem com frequência na serra do Açor, onde destacamos, no Cabeço da Senhora das Necessidades, o localizado a NW das Portas do Inferno. Os mais importantes ocorrem acima de 700 metros de altitude e caracterizam-se por apresentarem grande variedade na dimensão dos clastos, podendo incluir grandes calhaus (TABELA VIII) embalados no meio de patelas de xisto, alternantes com leitos mais grosseiros, por vezes cascalhentos, com calhaus angulosos e subangulosos.

Pela sua fisionomia, não podem ser considerados verdadeiros depósitos de patelas, pois, preferencialmente, apresentam-se cascalhentos. Todavia, por vezes, nota-se uma estratificação incipiente nos níveis constituídos por patelas de xisto, muito provavelmente devidos à retoma de material de depósitos mais antigos, a qual geralmente está mal definida, o que nos leva a supor que a gravidade terá desempenhado um papel preponderante, podendo corresponder a restos de depósitos solifluídos após os últimos e curtos períodos de frio, registados já em tempo histórico.

Estes depósitos, como os anteriores, aparentam uma grande frescura, pelo que nos parecem relativamente recentes.

### **3.2.2.5. Depósitos de Patelas – Síntese**

A subdivisão dos depósitos de patelas em três subtipos principais teve em vista tanto o seu agrupamento segundo as características dominantes de cada um deles, naturalmente dependentes das respetivas condições de formação, bem como do respetivo posicionamento no tempo. É evidente que, para além destes três subtipos mais “puros”, existem algumas situações intermédias, de mais difícil classificação, na medida em que podem refletir condições muito localizadas, quer do ponto de vista climático, quer de natureza litológica, ou ainda poderão resultar da retoma de material de depósitos de gerações anteriores.

No entanto, com base na tipologia apresentada, o depósito do primeiro tipo (sequências  $C_1$  e  $C_2$ ) será o mais antigo, tendo-se formado num clima frio

relativamente seco, provavelmente do Pleniglacial superior (Würm III), até porque assenta sobre o depósito vermelho atrás referido.

O segundo tipo, curvifluxivo, constituído por leitos de patelas alternantes com material mais fino, será mais recente, correspondendo a um clima também frio, mas, provavelmente, mais húmido do que o anterior, podendo corresponder ao final do Pleniglacial superior (Würm III) ou já mesmo ao Tardiglacial antigo.

Estes depósitos poderão, eventualmente, ser correlacionáveis com os da Zouparria do Campo, situados no Baixo Mondego, também “susceptíveis de subdivisão em duas subunidades de igual representatividade” (A. F. Soares *et al.*, 1985, p. 91-92) e considerados “essencialmente würmianos, ou mesmo holocénicos” (A. F. Soares *et al.*, 1993, p. 811-2).

O depósito de patelas com grandes calhaus e blocos dispersos na matriz, corresponderá também a um episódio frio, possivelmente correspondente ao Tardiglacial, quer por ser curto e muito localizado, dada a sua pouca representatividade, quer por apenas se limitar às cumeadas mais elevadas.

Pela frescura de alguns depósitos (cascalheiras, cobertura de calhaus ...), somos tentados a considerá-los como sendo não só os mais recentes de todos eles, mas também, mais do que isso, julgamos que serão mesmo muito recentes, podendo talvez relacionar-se com a “Pequena Idade do Gelo”<sup>81</sup>.

Embora curta, terá sido relativamente importante, chegando mesmo a estender a sua influência até ao litoral, sendo aí responsável, nomeadamente, pela geração dos sistemas dunares que cobriram necrópoles medievais (H. Granja e Soares de Carvalho, 1993).

Mas, além da “pequena idade glacial”<sup>82</sup>, a corroborar a nossa hipótese de formação relativamente recente de alguns depósitos, está também a não menos

---

<sup>81</sup> Vários autores admitem a sua existência. Por exemplo Gribbin (1979), citado em L. Vivas (1984, p. 41), considera que depois do Pequeno Optimum Climático ocorrido na Idade Média, entre 1000 e 800 anos atrás, se terá seguido um período mais frio, desde há aproximadamente 550 anos até há cerca de 125.

<sup>82</sup> Depois de Cristo, são três os momentos frios comprovados na Europa (Alpes): Fernau – Idade Moderna (1550 a 1850) – muito frio; Alestsch – Idade Média final (1150/1200 a 1300/1350) – frio; Göschen 2 – Idade Média inicial (400 a 750) – frio. Antes de Cristo, no período correspondente à Idade antiga, são cinco as situações de frio: Göschen1b – Idade Antiga final (300 a 550) – frio; Göschen1a – Idade Antiga final (650 a 900) – frio; Moorstauch – Idade Antiga média (1000 a

recente recolha de neve efetuada até há poucos anos na Serra da Lousã, bem como outras observações por nós efetuadas que serão descritas no capítulo seguinte.

A “pequena idade do gelo” da Europa, alcançou os Alpes nos séculos xvii a xix (J. Bru *et al.*, 1985, p. 177) e, como vimos, também atingiu Portugal (H. Granja e Soares de Carvalho, 1993). Será que a recolha da neve na serra da Lousã — o ofício de neveiro já existia pelo menos em 1619 (H. Machado, 1987, p. 6) e tendo em conta que em 25 de Março de 1893 se estava na última década da exploração do negócio da neve (H. Machado, 1987, p. 50) — significa que a pequena idade do gelo permaneceu nas Serras de Xisto quase até final do século xix?

A terem-se verificado tão recentemente estas condições, é muito provável que no topo das Serras de Xisto existissem condições de frio e de gelo capazes não só de quebrar, mas também de transportar esse material. Nas cotas mais baixas, também poderiam existir condições para gelificação de xistos muito frágeis, só que estas condições seriam tão atenuadas que, por esse motivo, não se encontram depósitos característicos.

No entanto, como nas áreas de maior altitude se terão desenvolvido processos nitidamente periglaciares, seria de esperar o aparecimento, nas áreas aplanadas, das formas correspondentes a esses processos, tais como turfeiras, “pieds de vache”, círculos de pedras e outros, o que não se observou. No entanto, alguns vestígios encontrados em situações muito pontuais e localizadas, obrigam-nos a admitir tal hipótese como provável.

Deste modo, na área aplanada da parte oriental da Serra do Chiqueiro (1060 m) observámos situações de pormenor muito incipientes e localizadas que nos levaram a admitir a possibilidade de terem existido turfeiras (fot. 44). De facto, algumas das situações que a toponímia local refere como “Relva”, “Relvão” ou “Relvoeiro”, associadas à existência de relva nalgumas áreas aplanadas, em particular nos colos, poderão constituir um vestígio que testemunha a existência de algumas dessas condições.

---

1400) – muito, muito frio; Rotmoos 2 – Idade Antiga inicial (2300 a 2700) – muito frio; Rotmoos 1 – Idade Antiga inicial (2900 a 3300) – frio. (J. CHALINE, 1985, p. 255-8).

Contudo, o remeximento do solo, através de sucessivas mobilizações superficiais, especialmente nas últimas dezenas de anos, e, por vezes, até da própria rocha, não só destruíram os “Relvões” e as eventuais formas periglaciares existentes à superfície, mas também alteraram as condições de drenagem que os mantinham, levando a que, atualmente, estas áreas estejam ocupadas por mato.

No entanto, junto à Selada de Belide, num corte duma barreira da estrada, é possível observar sobre o xisto um pelito argiloso de tonalidade amarelada (amostra 253-2), onde se notam pequenos calhaus de xisto, que parecem dispostos segundo os mesmos alinhamentos da rocha mãe, o que nos leva a admitir uma alteração da rocha “*in situ*”.

Sobre este pelito assenta um solo heterométrico, grosseiro, com abundante matriz de cor escura, negra (amostra 253-1), com muitos dos calhaus dispostos na vertical (fot. 45), a fazerem-nos lembrar disposições semelhantes às da formação de círculos de pedras, que pelas razões antes apontadas, ou porque se encontram cobertos pelo mato, não conseguimos encontrar. Deste modo, na Selada de Belide, deverão ter existido formas periglaciares que na atualidade não é possível observar.

Para finalizar, no que respeita às formas topográficas, estes depósitos também fossilizam paleotopografias, pelo que tendem a adoçar as formas das vertentes, contribuindo para suavizar tanto as convexidades culminantes, as típicas formas arredondadas dos cabeços de xisto, como as concavidades basais e, ainda, para acentuar a regularidade da própria vertente, imprimindo-lhe um carácter marcadamente retilíneo, através da fossilização dos barrancos que lhe quebravam a monotonia.



Fot. 44 – Serra do Chiqueiro. Esboço de turfeira incipiente, em formação nas atuais condições climáticas.



Fot. 45 – Selada de Belide. Pormenor do talude da estrada. Na base, sobre o xisto, desenvolve-se um argilito e sobre este assenta uma cobertura de calhaus grosseiros. A disposição destes calhaus deixa transparecer a existência de processos periglaciares na génese desta cobertura.

### 3.3. Depósitos associados às cristas quartzíticas

*Se distinguen dos tipos: en primer lugar un fanglomerado arcilloso de tonos amarillentos o rojizos con fragmentos angulosos de cuarcita; sobre él un generalizado canturral de grandes fragmentos cuarcíticos sin matriz ni pátina, [...].*

J. MUÑOZ JIMENEZ, 1976, p. 87.

Os depósitos mais conhecidos, intimamente associados às cristas quartzíticas, são os de “*raña*”, os quais alcançam particular representatividade em Espanha, mas que em Portugal também tiveram importante desenvolvimento e cujos restos ainda assumem alguma expressão nas Bacias Marginais das Serras de Xisto, tanto a NW como a SE.

No entanto, porque se situam fora da área estudada não nos merecem particular destaque. Preocupar-nos-emos apenas com os depósitos situados nas imediações diretas das cristas, nos quais predomina uma fácies de tipo “*raña*”, embora não se apresentem com a característica forma de perfil trapezoidal.

Apesar da importância e imponência de alguns alinhamentos quartzíticos que atravessam as Serras de Xisto, não deixa de ser estranho que, no interior delas, especialmente onde as cristas quartzíticas mais se salientam na morfologia, não existam importantes depósitos constituídos por material quartzítico. É evidente que, ao longo das cristas, numa distância variável entre algumas dezenas e poucas centenas de metros, se encontram depósitos cuja génese lhes está intimamente associada. No entanto, o carácter pelicular destes depósitos não deixa de nos surpreender, em particular nas cristas situadas no fosso do Zêzere, onde deverão ter existido condições de deposição semelhantes às das Áreas Marginais e no qual não se encontram formações comparáveis.

Provavelmente, o facto de estas cristas serem atravessadas por rios importantes, associado ao modo como a drenagem se organiza ao longo delas, muitas vezes a desenvolver-se na base da crista, acompanhando a sua geometria, facilita a evacuação dos materiais e terá contribuído decisivamente para que no interior das Serras não se conservem depósitos muito espessos.

Por outro lado, a evolução dos quartzitos é muito lenta, pelo que é necessário que decorram longos períodos de tempo, em condições climáticas de relativa aridez, para que os materiais resultantes da sua alteração não sejam evacuados para longas distâncias, condição que também não se tem verificado ultimamente, sendo, por este motivo, mais um fator concorrente para justificar a inexistência de depósitos importantes no interior das Serras.

Já na vizinha Espanha, por exemplo, nos Montes de Toledo e, em particular, na Sierra de Guadalupe, sector de Las Villuercas, e mesmo na Sierra de San Pedro, onde não só o volume das cristas é superior ao das existentes nas Serras de Xisto, mas também o apelo da rede de drenagem não é tão intenso, pudemos observar como, por vezes, mas nem sempre, estes depósitos atape-tam as vertentes, passando gradualmente aos leques aluviais dos depósitos de “*raña*”, que, como elas, apresentam também estreitas relações com o substrato do qual se alimentam.

No sentido de descortinar eventuais sinais concretos de evolução recente dos quartzitos, percorremos a pé muitos quilómetros sobre as várias cristas e só excepcionalmente encontrámos marcas dessa evolução, sempre referentes a situações de pormenor, muito localizadas. A mais frequente, corresponde a situações de desmoronamentos, quase sempre insignificantes, em situações de pendor contrário ao declive da vertente, associados a fracturação intensa. Por vezes, nos locais onde as cristas são atravessadas por rios importantes, podem surgir desmoronamentos de blocos (fot. 46).

Outra situação, um tanto enigmática pela sua frescura, observou-se apenas no topo das cristas, pelo que somos levados a atribuí-la às faíscas descarregadas durante as trovoadas, as quais poderão estilhaçar a rocha localmente, produzindo sempre efeitos muito reduzidos, sem qualquer significado em termos de produção de material para constituição de depósitos.

Deste modo, o depósito heterométrico que, normalmente, ladeia as cristas ter-se-á formado noutro tipo de clima, dado que nas atuais condições parece existir um défice de material no depósito, uma vez que o escoamento superficial arrasta mais material do depósito do que transporta para ele.

Além deste depósito heterométrico e das suas variações locais, existe um outro, pouco frequente, essencialmente constituído por cascalheiras provenientes diretamente dos quartzitos, praticamente destituído de material fino.

Analisemos, pois, com mais pormenor, estes dois tipos de depósitos diretamente ligados às cristas quartzíticas que atravessam as Serras de Xisto.

### **3.3.1. Depósitos heterométricos amarelados**

Atribuímos esta designação a um conjunto de depósitos que apresentam um carácter marcadamente heterométrico, constituídos tanto por calhaus como por blocos heterométricos de quartzito, embalados numa matriz areno-argilosa, de tonalidade amarelada, por vezes também com clastos heterométricos de xisto, muito alterados, nela disseminados.

Iniciam-se normalmente por um argilito amarelado ou esbranquiçado, o qual assenta diretamente sobre os xistos. Nestes, por vezes, observa-se uma rubefacção muito nítida, tendo sido provocada provavelmente por um clima muito hidrolisante.

Em regra, estes depósitos arrancam da base dos quartzitos, com os quais contactam diretamente e, muitas vezes, prolongam-se até à base das vertentes transmitindo-lhe uma regularidade e um carácter retilíneo impressionantes. À medida que o depósito se afasta da base da crista, a percentagem de calhaus e blocos de quartzito vai diminuindo e, em contraponto, aumenta o número dos clastos de xisto bem como a percentagem de matriz.

A extensão destes depósitos está relacionada com o volume e a altitude das cristas quartzíticas, desenvolvendo-se frequentemente para um e outro lado delas, embora se apresentem mais desenvolvidos a NE das mesmas, em direção ao eixo do sinclinal.

O facto de só nos ter sido possível observar cortes transversais do depósito em locais bastante afastados da crista, não nos foi possível estabelecer, com o pormenor que gostaríamos, as suas relações com esta, nem com o substrato xistoso sobre que assenta.



Fot. 46 – Aspeto dos quartzitos no local da barragem de Santa Luzia. Observar as cicatrizes de desmoronamentos relativamente recentes (A e B). Entretanto, a queda de outro bloco (C) parece iminente, enquanto a de um terceiro (D) se encontra já em preparação.

Porém, no sentido de averiguarmos entre que valores variava o declive das suas vertentes, pensámos levantar diretamente no campo diversos perfis topográficos de pormenor, perpendiculares às cristas quartzíticas e segundo o maior declive da vertente, os quais nos ajudariam a melhor caracterizar o depósito.

No entanto, a vegetação impediu-nos de realizar esta tarefa a nosso contento e, só nos Penedos de Góis, conseguimos traçar dois deles. Um, na vertente ocidental da Serra do Penedo, a Sul dos Povorais, efetuado sobre o depósito heterométrico (fig. 52-A), enquanto que o outro, na vertente oriental, a montante da Ponte do Sótão, se desenrola sobre uma escombreira de gravidade (fig. 52-B).

Como se pode observar, na vertente ocidental o declive é muito inferior ao da vertente oriental, o que, neste caso, resulta essencialmente das diferentes características dos depósitos.

No entanto, mesmo quando se trata apenas do depósito heterométrico, o declive das vertentes situadas a nascente é, em regra, ligeiramente superior ao das expostas a poente, o que concorre para que a oriente o depósito seja quase sempre mais extenso do que nas vertentes voltadas a ocidente.

Contudo, para justificar as diferenças de declive, mais do que a exposição das vertentes, parece-nos que o pendor dos quartzitos, normalmente para Este<sup>83</sup>, bem como a diferenciação litológica dos xistos, mais argilosos a NE das cristas, e, ainda, a rede de drenagem, muitas vezes a desenvolver-se do lado oriental, paralelamente às cristas, poderão contribuir para um maior declive desta vertente. Deste modo, os valores dos declives mais frequentemente encontrados do lado ocidental estão normalmente compreendidos entre 25 e 35% (30,86% no perfil da fig. 52-A). No entanto, nos depósitos menos espessos e extensos, porventura também mais erosionados, pode baixar para valores de 22-23%, como sucede na Serra do Lobo.

Pelo contrário, do lado oriental, situam-se normalmente à volta de 35%. No entanto, quando na base do depósito, paralelamente às cristas mais volumosas,

---

<sup>83</sup> A disposição preferencial das nascentes a oriente dos afloramentos quartzíticos é uma consequência do pendor dos quartzitos, os quais funcionam como camada impermeável, dado que as fraturas são colmatadas pela argila proveniente da alteração dos xistos.

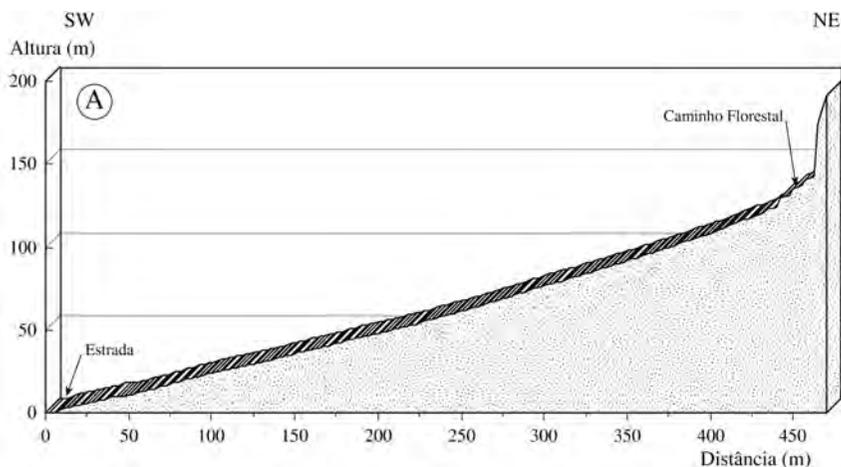
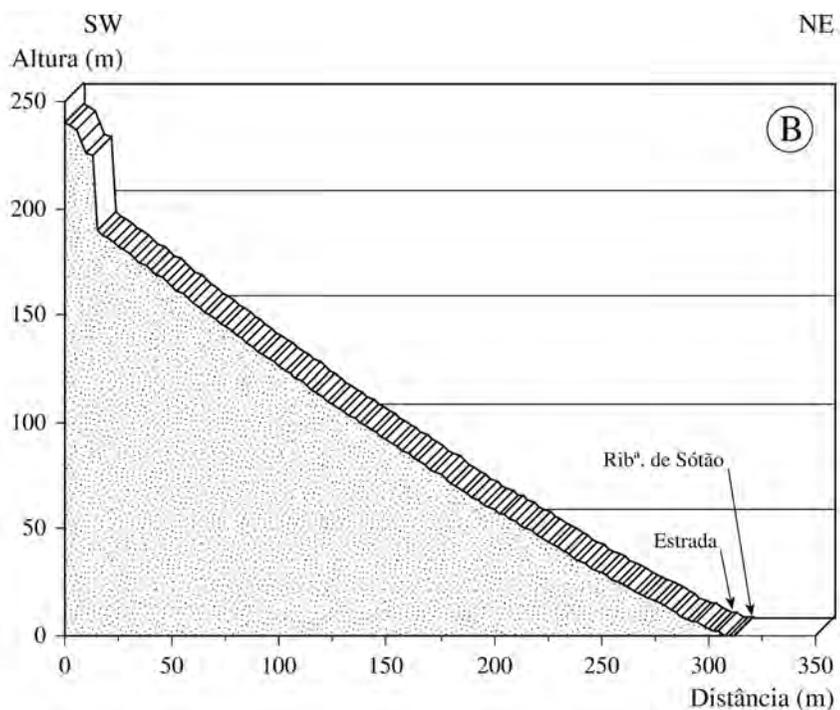


Fig. 52 – Perfis detalhados dos Penedos de Góis. A – Vertente ocidental,

se desenvolve um canal fluvial, o declive superficial do depósito pode aumentar até valores de 45%, como facilmente se compreende, devido à evacuação dos materiais da parte terminal do depósito, e, por vezes, chega mesmo a ultrapassar 60%, como sucede nos Penedos de Fajão, ou fica muito próximo desse valor, como acontece nos Penedos de Góis. No entanto, apesar da monotonia e regularidade do depósito heterométrico ao longo das cristas quartzíticas, há algumas situações em que essas características são alteradas e, por esse motivo, merecem especial referência.

A primeira delas, observou-se na vertente oriental da Serra do Muradal, entre os blocos do Cardal (861 m) e do Picoto (864-838 m), tendo-se detetado devido à alteração da cor do depósito para uma tonalidade muito esbranqui-



a SE dos Povorais; B – Vertente oriental, a montante da Ponte do Sótão.

çada. Sensivelmente no mesmo local, num talude da estrada paralela à crista, sobranceiro ao lugar da Cardoso, observou-se material xistento completamente laminado e misturado com uma amálgama de calhaus e blocos de quartzito contendo uma auréola de alteração significativa, como que semi-apodrecida, da mesma tonalidade esbranquiçada.

Interpretamos esta alteração local como sendo de atribuir ao acidente que basculou para SE o bloco do Picoto, fraturando os quartzitos, e de que terá resultado a laminação e a mistura do material xistoso com os calhaus de quartzito.

Por outro lado, o material que constitui o depósito encontra-se todo muito alterado, com predominância de elementos finos, o que nos leva a admitir tratar-se de um resto conservado, numa maior extensão, em função de condições

locais, daquilo que temos designado por argilito amarelado ou esbranquiçado sobre que assenta o depósito heterométrico, tanto mais que, na base, no contacto com o xisto, ainda se conserva essa tonalidade amarelada. O esbranquiçamento poderá ser ainda de atribuir à eventual silicificação do depósito pela água. Com efeito, mesmo em pleno mês de Agosto, quando efetuámos o trabalho de campo, corria água com abundância ao longo do depósito e a alteração na cor parecia confinada à área mais húmida.

Outra situação que nos merece atenção especial ocorre na Serra do Vidual, a NW de Vidual de Baixo<sup>84</sup>. Trata-se também de uma modificação local<sup>85</sup> observada no depósito, o qual, em dois locais próximos, passa a ser constituído quase exclusivamente por blocos e calhaus de quartzito, praticamente sem matriz fina, que abordaremos a seguir, ao tratar dos blocos em corredor.

Por fim, outro caso particular, identificado nesta mesma vertente, ligeiramente mais a Norte, corresponde à existência de um depósito de patelas situado por baixo do depósito heterométrico (amostra 254-05). A relação entre ambos não é muito clara, pois a barreira da estrada apenas permite observar o depósito de patelas a preencher um antigo barranco, localizado na margem direita de uma pequena linha de água afluente ao ribeiro da Lapa.

No entanto, a imbricação dos calhaus de xisto para N40°E, atesta a sua indubitável proveniência dos xistos situados entre o depósito e os quartzitos da Serra do Vidual. Deste modo, apesar do depósito de patelas se situar por baixo do depósito heterométrico e se encontrar muito próximo da crista, não pode ser um depósito diretamente associado aos quartzitos, tanto mais que, apesar de distanciado menos de 500 metros da crista, os elementos quartzíticos estão ausentes ou são muito raros na sua composição.

---

<sup>84</sup> Por todos estes factos, o alinhamento Penedos de Fajão – Serra do Muradal, constitui um bom modelo didático para ilustrar os principais aspetos que as cristas quartzíticas das Serras de Xisto envolvem, alguns dos quais já foram oportunamente apresentados.

<sup>85</sup> É difícil comprovar, por falta de cortes, se se trata de uma variação de fácies, de uma alteração posterior à deposição, por evacuação da matriz, ou, ainda, de um depósito posterior ao heterométrico.

Por cima do depósito de patelas, cuja base não é visível, aparece um argilito pouco espesso e, sobre ele, assenta o depósito heterométrico, que aqui se apresenta com um carácter caótico e no qual se individualizam esboços de níveis com patelas.

Em face deste posicionamento, somos forçados a concluir que o depósito de patelas é anterior ao heterométrico.

### **3.3.2. Depósito caótico de blocos em corredor**

O depósito que constitui aquilo que designámos por “depósito caótico de blocos em corredor” pode ser definido como um conjunto caótico de fragmentos de quartzito, de tamanho muito diverso, sem matriz fina, com grande volume de ocós, que se dispõem desordenadamente, com os clastos de maior dimensão na parte superior do depósito.

A interpretação estereoscópica de fotografia aérea vertical bem como a observação directa no campo<sup>86</sup> mostraram-nos que, a montante destes amontoados de blocos, a crista se encontra bastante fracturada e nela se desenvolvem como que passagens inclinadas, as quais ocasionam uma certa concentração de blocos a jusante das mesmas (fot. 47). Além disso, os blocos que preenchem os corredores seguem antigos valeiros de uma paleotopografia suave moldada nos xistos pós-Skidavianos, a qual também contribuiu para ajudar a concentrar um maior número de calhaus e de blocos de quartzito neste sector do depósito.

A disposição estrutural dos quartzitos possibilita, além disso, uma maior concentração do escoamento superficial, o qual, terá sido responsável pelo escavamento do paleovaleiro e, depois da constituição do depósito, pela evacuação de alguma matriz que se encontre disponível para ser transportada. Quanto menos matriz existir mais dificuldade tem a vegetação para se fixar e desenvolver. Em consequência, quanto menos vegetação houver, menos entraves terá a escorrência para arrastar a matriz.

---

<sup>86</sup> Para termos acesso ao depósito e à crista, no local pretendido, tivemos de mandar cortar a vegetação existente, a qual não só impedia a observação do depósito mas também o tornava inacessível.



Fot. 47 – Vista aérea da Serra do Vidual, sendo visível a extensão dos dois principais depósitos caóticos de blocos em corredor. 1 – limite exterior da cobertura de calhaus; 2 – topo da crista quartzítica; 3 – base da crista; 4 – limite dos blocos em corredor; 5 – talude de gravidade.

Deste modo, se nos parece simples a justificação destes aparentemente enigmáticos “depósitos caóticos de blocos em corredor”, o mesmo já não sucede no que concerne à sua relação com o depósito heterométrico. Serão contemporâneos?

A impossibilidade de se poderem observar bons cortes nestes corredores não nos permite esclarecer as nossas dúvidas. Com efeito, apenas nos taludes da estrada, bastante afastados da crista, pudemos observar o posicionamento relativo dos dois depósitos (heterométrico e blocos em corredor), o qual nos leva a pensar que os blocos em corredor serão posteriores ao depósito heterométrico.

Todavia, as relações com o depósito heterométrico, sobre o qual assentam ou a partir do qual evoluíram, não são muito fáceis de apurar, pelo que somos forçados a aceitar as duas hipóteses como possíveis. Com efeito, tratando-se de uma evolução do depósito heterométrico, ela só poderá ser devida à evacuação do material fino. Se, porventura, forem posteriores, muito provavelmente serão contemporâneos da cobertura de calhaus que, como veremos, nos coloca o mesmo tipo de problemas de correlação, bem como das escombrelas de gravidade, que trataremos a seguir.

No que diz respeito às relações dos corredores de blocos com as cristas que os alimentam verificamos que, mesmo na atualidade, na base das passagens que franqueiam a crista, existe uma concentração de calhaus, os quais formam taludes de gravidade (fot. 48), o que não se observa fora das passagens que exploram fraturas importantes. Deste modo, parece-nos que não só a disposição, mas até a própria existência dos blocos em corredor, estão dependentes de condições estruturais, que se situam ao nível das cristas quartzíticas.

Por fim, resta-nos ainda uma outra dúvida. Na parte superior do depósito heterométrico, nas áreas situadas mais próximo das cristas, por vezes observa-se uma cobertura de calhaus de quartzito, esparsos, assentes em matriz areno-argilosa (fot. 49) que também não sabemos se interpretar como um depósito posterior ao heterométrico ou se terá resultado da evolução deste, por lavagem da matriz fina. Contudo, em qualquer dos casos, pelo seu posicionamento, esta cobertura será de atribuir ao Tardiglacial ou já mesmo ao Holocénico.

A



B



Fot. 48 – Serra do Vidual. A – Aspeto dos blocos do corredor meridional, com a crista quartzítica a barrar o horizonte; B – Pormenor do talude de gravidade, à saída da passagem da crista que se vê à esquerda, na fotografia 47.

De facto, não só nos sentimos incapacitados para resolver esta questão, mas também não nos foi possível avaliar da importância e extensão dessa cobertura, pois apenas pode ser observada em locais sem vegetação, o que só muito raramente acontece e, quando sucede, é por períodos de tempo relativamente curtos.

### 3.3.3. Escombeiras de gravidade

As escombeiras de gravidade relacionam-se sobretudo com as cristas quartzíticas, embora também seja possível encontrá-las associadas a material xistoso. Nestas circunstâncias, quase sempre foram provocadas por ação antrópica, associada à mineração (volfrâmio) ou à extração de pedra para construção (pedreiras), pelo que não nos mereceram particular atenção.

Das escombeiras associadas aos quartzitos, considerámos mais representativas aquelas que se localizam nos Penedos de Góis, imediatamente a montante do lugar do Penedo (Ponte de Sótão), e na serra das Talhadas, no local em que a crista quartzítica é atravessada pelo rio Ocreza, imediatamente a montante do lugar da Foz do Cobrão (fot. 50).

Além destas, nas imediações da barragem de Santa Luzia, existem duas que também devem ser referidas. A primeira delas situa-se logo a jusante, na margem esquerda. Julgamos que será artificial, pelo menos em parte, por incorporação de material proveniente da abertura da estrada.

A outra, aquela que assume maior significado, localiza-se a jusante de Vale Grande, entre os dois afloramentos quartzíticos que constituem a crista secundária. A sua ocorrência, nestas condições, deve-se ao facto da crista ser atravessada pelo rio Unhais, o qual permite o declive suficiente, ao longo da crista, para que entre os afloramentos se possam acumular cascalheiras. Porque estas circunstâncias correspondem a outra situação especial que possibilita o aparecimento de escombeiras de gravidade, pareceu-nos dever ser de considerar.

Normalmente, estas escombeiras arrancam da base da crista, assentando sobre depósito heterométrico, em condições que, à parte da dimensão dos clastos, nos fazem lembrar os “corredores de blocos” da Serra do Vidual — serão correlacionáveis? —, embora as escombeiras, porque são de gravidade, se desenvolvam sobre vertentes mais inclinadas.

Constituem acumulações de fragmentos quartzíticos, angulosos, heterométricos, sem matriz. A sua distribuição é irregular e a espessura parece pequena. Encontram-se em equilíbrio muito instável, apresentando grande mobilidade quando sujeitas a qualquer carga, pelo que a sua estabilidade nos parece duvidosa.



Fot. 49 – Vista geral da cobertura de calhaus na vertente ocidental



Fot. 50.A – Aspeto das escombeiras de gravidade nos Penedos de Góis, a montante do lugar do Penedo.



da Serra do Vidual, depois do incêndio florestal de 1990.



Fot. 50.B – Escombros de gravidade na Serra das Talhadas, no local onde é atravessada pelo rio Ocreza, a montante do lugar da Foz do Cobrão.

Embora haja indícios locais de terem funcionado recentemente, no conjunto elas serão devidas à atuação de processos periglaciares, resultantes da gelificação ocorrida num período de frio mais intenso do que o atual, possivelmente no Tardiglacial.

Com efeito, o levantamento de um perfil minucioso sobre a escombreira dos Penedos de Góis permitiu verificar que esta, quando se inicia junto à crista, começa por ser constituída por pequenos calhaus de quartzito, sem vegetação, passando depois a material mais grosseiro, onde crescem urzes, fetos e musgo (fig. 53).

A cerca de 40 metros da crista, embora ainda conserve o musgo, começa a apresentar um menor grau de consolidação e passa a movimentar-se debaixo dos pés, à nossa passagem.

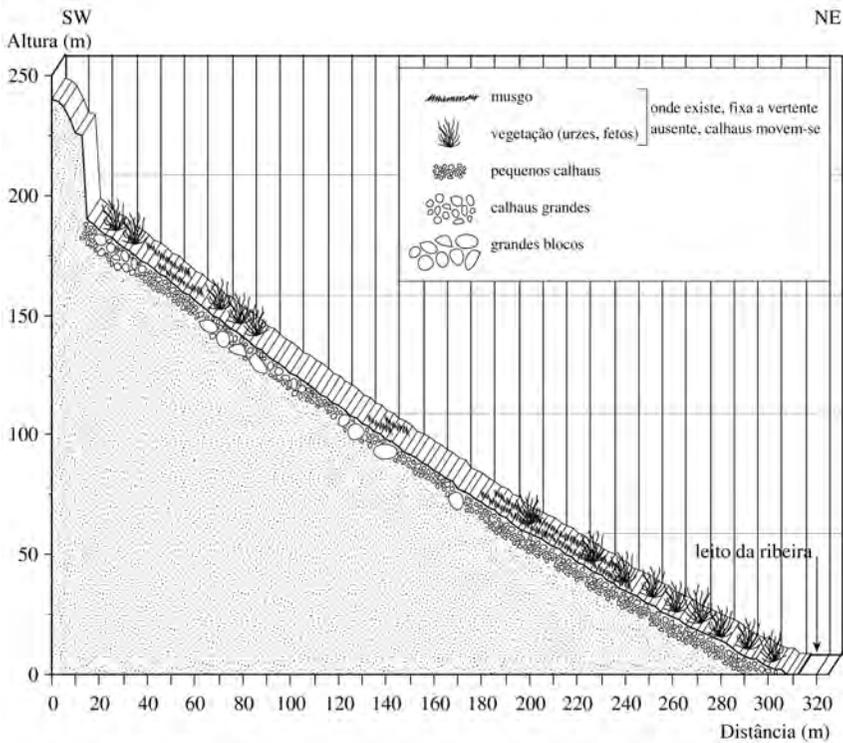


Fig. 53 – Pormenor da escombreira do lugar do Penedo e da sua colonização pela vegetação.

Pelos 70 m, começam a surgir grandes blocos e a densidade da vegetação aumenta, o que lhe confere um certo grau de consolidação. Pelos 85 m, a densidade dos grandes blocos começa a rarear, apenas aparece um ou outro bloco esperso, e os calhaus passam a ser de dimensão reduzida, voltando a movimentar-se à nossa passagem.

Pelos 100 m, surgem de novo calhaus grandes e, pelos 120 m, aparecem mesmo blocos, embora sem vegetação, contendo apenas algum musgo. A partir dos 130 m de distância à crista, aparece grande quantidade de pequenos calhaus armadilhados atrás dos blocos. Estes pequenos calhaus deslocam-se debaixo dos pés com muita facilidade.

A partir dos 180 m, a escombreira encontra-se novamente consolidada, fixa pela vegetação, onde, além de mato, predominam fetos e musgos. Pelos 300 m, aflora o substrato xistoso, sobre o qual evolui o rio Sótão.

Embora não sendo observável, a espessura parece reduzida ao longo de toda a escombreira. Em contrapartida, o declive é acentuado, rondando em média valores da ordem de 62%.

#### **3.3.4. Depósitos associados às cristas quartzíticas – Síntese**

O depósito que, normalmente, ladeia as cristas quartzíticas é constituído por blocos e calhaus heterométricos de quartzito disseminados numa matriz areno-argilosa.

Além da sua constituição, caracteriza-se por apresentar uma grande regularidade na sua distribuição ao longo das cristas, assumindo sempre um carácter pelicular.

As condições que terão presidido à formação deste tipo de depósito serão análogas àquelas que foram responsáveis pela formação do topo dos depósitos de “*raña*”. Deste modo, ter-se-ão constituído num clima de tipo árido ou semi-árido, em que o frio e os processos de soli e gelifusão terão desempenhado papel preponderante, podendo ter sido formados durante o Pleniglacial médio, correspondente ao Würm II, e no Pleniglacial superior (Würm III). As escombreiras e os depósitos caóticos de blocos em corredor ter-se-ão

constituído no Tardiglacial, a expensas de um período muito frio, capaz de destacar grandes blocos.

A forma das vertentes que se desenvolvem sobre o depósito heterométrico apresenta-se sempre de uma rigidez impressionante, marcadamente retilínea e inclinada. A sua altitude diminui progressivamente a partir da crista e os declives normalmente situam-se entre 30 e 35%.

### **3.4. Considerações morfogenéticas e morfo-cronológicas sobre os depósitos — Síntese comparativa**

*[...] 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.*

A. S. PEDROSA, 1993, p. 223.

Por razões várias, de entre as quais nos permitimos salientar as de proximidade geográfica e as de relações culturais, durante muitos anos fomos decisivamente influenciados pela escola francesa de Geografia e, como consequência, passámos a descrever a evolução das nossas serras, durante o Quaternário, baseando-nos essencialmente no modelado glacial definido nos Alpes.

No entanto, este modelo, sobretudo por razões de latitude e de continentalidade, não pode ser aplicado diretamente às serras portuguesas. Contudo, à parte de algumas tentativas de definição de modelos aplicáveis aos Pirinéus (J. Vilaplana, 1983; J. Bru *et al.*, 1985), situados numa posição intermédia entre as Serras de Xisto e os Alpes, não conhecemos nenhum que seja original para o caso português, definido exclusivamente a partir de observações efetuadas no nosso país e, como tal, representativo do nosso Quaternário.

Nestas circunstâncias, a prudência aconselha a que, enquanto não forem efetuados mais estudos conducentes ao estabelecimento de uma cronologia detalhada, será preferível continuar a ajustar o enquadramento temporal dos

diferentes depósitos ao modelo alpino de referência, até para que, posteriormente seja possível gizar uma cronoestratigrafia a partir de diferentes esboços elaborados em distintos pontos do país, tendo todos eles por referência os principais marcos da glaciação alpina.

Deste modo, começaremos por estabelecer uma síntese comparativa entre os dois principais tipos de depósitos analisados, vermelhos e de patelas, embora também se incluam breves referências a outros tipos, passando depois a algumas considerações morfogenéticas e morfocronológicas relativas a esses mesmos depósitos.

### **3.4.1. Depósitos vermelhos e Depósitos de patelas**

A síntese comparativa entre os diferentes tipos de depósitos será efetuada sobretudo a partir dos resultados obtidos através da análise das 76 amostras de material deles retirado.

No pormenor, a análise granulométrica efetuada a 29 amostras recolhidas do depósito vermelho veio confirmar a observação macroscópica, pois mostrou que, para o total da amostra, a fração fina<sup>87</sup> variou entre 11,26 e 79,31%, enquanto que, se em vez de termos considerado o total da amostra, apenas considerássemos a fração inferior a 4mm, arenosa e silto-argilosa, verificaríamos que, neste caso, a fração fina passaria a variar entre 18,27 e 87,57%.

Estes valores, que consideramos elevados, tendo em conta que a fração silto-argilosa pode ser facilmente evacuada por lavagem, revelar-se-ão importantes não só para tentarmos entender a génese do depósito, mas também para encontrar mecanismos que tenham permitido a sua conservação.

Por sua vez, as análises granulométricas da fração arenosa mostraram uma certa tendência para distribuições unimodais, embora também se tenham observado algumas plurimodais. Os valores da mediana estão compreendidos entre 2,08

---

<sup>87</sup> Designamos por fração fina o conjunto de elementos com dimensão inferior a 0,062mm, ou seja, o silte mais a argila.

e -1,01  $\phi$ , apresentando-se dominantes entre 0 e -1  $\phi$ , denotando-se na composição do depósito a importância de areias muito grosseiras, segundo a escala de Wentworth, isto é, com calibre superior a 1mm.

Os valores de  $Q_{d\phi}$  situaram-se entre 0,73 e 2,18, com o valor médio de 1,26, enquanto que os de  $S_o$  variaram entre 0,22 e 0,60, com média de 0,44, o que traduz, de acordo com Trask<sup>88</sup>, uma calibragem muito boa, contrariamente ao que seria suposto, atendendo ao percurso relativamente curto efetuado pelos sedimentos.

Quanto aos valores da assimetria,  $Sk_{q\phi}$ , verificámos que se distribuem entre -0,82 e 0,86, o que revela uma considerável assimetria na distribuição. Às assimetrias negativas corresponde o predomínio de fração mais fina, devida à sua deposição num local de retenção, enquanto que as assimetrias positivas corresponderão a sedimentos deficitários em fração fina (Galopim de Carvalho, 1965, p. 75).

No tocante à composição mineralógica das argilas, o mineral encontrado com mais frequência foi a illite, seguido da caulinite. Por vezes, encontraram-se também vermiculites e clorites, sempre raras ou vestigiais, bem como interestratificados 10-14C, 14C-14V e 14V-14M. Nalgumas amostras notou-se a presença de outra argila, que parece identificar-se com a apofillite, mas cuja identidade não foi possível confirmar (TABELA IV).

No que toca às illites, cabe referir que nos difratogramas os respetivos picos se apresentavam sempre bem desenhados e aguçados, o que pode revelar a presença de micas, embora, uma vez que se considerou a fração inferior a 0,002mm, se deva tratar apenas de illite (fig. 54). Pelo contrário, no que concerne à caulinite, por vezes, os picos encontravam-se abertos, indiciando tratar-se de uma caulinite desordenada, a destruir-se ou mal cristalizada<sup>89</sup>.

---

<sup>88</sup> Trask considera os sedimentos muito bem calibrados quando  $S_o$  for inferior a 1, sendo depois bem calibrados (1 a 2,5), pouco calibrados (2,5 a 4) e mal calibrados (>4) (citado em Galopim de Carvalho, 1965, p. 70).

<sup>89</sup> Estas informações, bem como as do parágrafo anterior, relativas aos picos das illites, foram-nos transmitidas oralmente pelo Dr. Rodrigues Lapa, do Laboratório de Sedimentologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra.

Do mesmo modo, considerando agora a análise granulométrica efetuada a 37 amostras do depósito de patelas, verificamos que, para o total da amostra, a fração fina variou entre 0,68 e 92,84%, ou entre 2,83 e 73,89%, se apenas considerarmos a fração fina, inferior a 4mm.

Estes valores apresentam-se muito variáveis, não só devido a diferentes condições de deposição, mas também em função das condições que determinaram a evolução posterior à sua deposição.

As análises granulométricas efetuadas à fração arenosa mostraram uma marcada tendência para distribuições unimodais, embora alguns daqueles depósitos que consideramos mais antigos tenham também uma segunda moda, quase insignificante. Os valores da mediana estão compreendidos entre 0,97 e -1,25  $\phi$ , apresentando-se dominantes entre 0 e -1  $\phi$ , denotando a importância de patelas com dimensão de areias muito grosseiras, isto é, com calibre superior a 1mm, na composição do depósito.

Os valores de  $Q_{d0}$  situaram-se entre 0,54 e 2,15, com o valor médio de 0,95, ao passo que os de  $S_o$  variaram entre 0,22 e 0,69, com média de 0,53, o que traduz uma calibragem muito boa, contrariamente ao que também seria suposto, atendendo ao curto percurso dos sedimentos. Relativamente aos valores da assimetria,  $Sk_{q0}$ , verificámos que se distribuem entre 0,00 e 0,42, o que revela uma certa assimetria positiva na distribuição, traduzindo, pois, uma deficiência em fração fina.

Por fim, considerando a composição mineralógica das argilas, o mineral encontrado em maior abundância foi a illite, seguido da caulinite. Por vezes, encontraram-se também, como no depósito vermelho, vermiculites e clorites, sempre raras ou vestigiais, bem como interestratificados 14C-14V, 10-14C-14V e 10-14V-14M. Nalgumas amostras notou-se também a presença de uma argila que parece ser apofillite, mas cuja identidade não foi possível confirmar (TABELA VI).

No que toca às illites, cabe referir que nos difratogramas os respetivos picos também se apresentavam sempre bem desenhados e aguçados, o que, como vimos, pode indicar a existência de micas, embora, porque se considerou a fração inferior a 0,002mm, se deva tratar apenas de illite.

A representação gráfica de alguns parâmetros da análise estatística efetuada às diferentes amostras permite a sua mais fácil comparação. Com efeito,

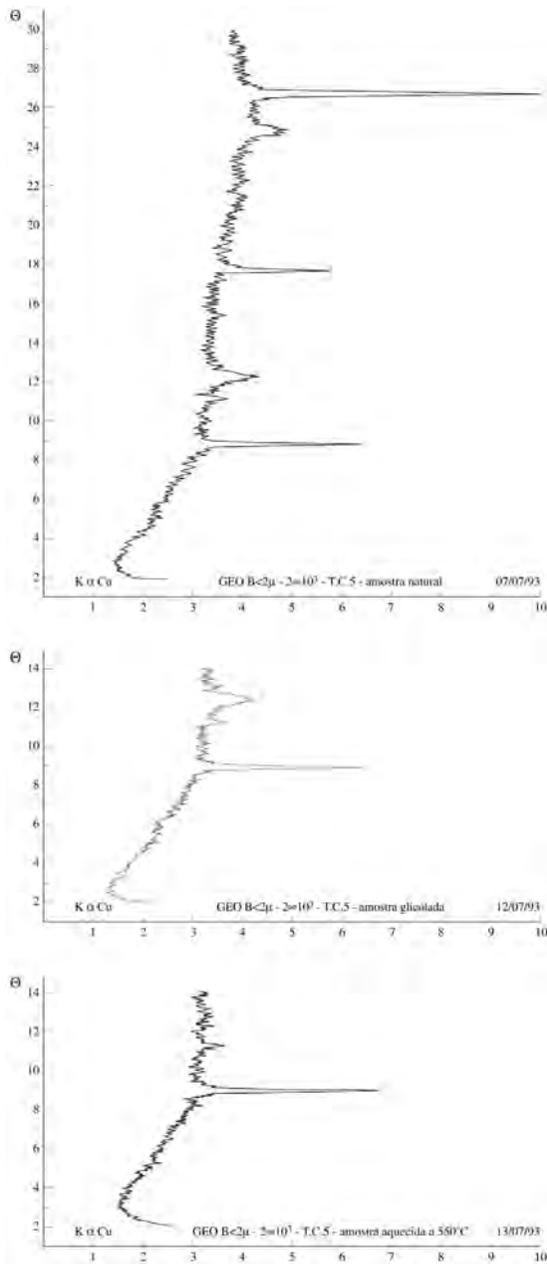


Fig. 54 – Difractogramas correspondentes à amostra 223-01 relativa ao depósito vermelho do Muro. Notar a boa definição dos picos relativos à ilite.

se agora agruparmos os dois tipos de depósitos segundo as respetivas curvas granulométricas, verificamos que, quer a nível do total da amostra (fig.s 55-A, 56-A e 57-A), quer quando consideramos apenas a fração arenosa (fig.s 55-B, 56-B e 57-B), a diferenciação entre eles é clara.

Com efeito, os depósitos de patelas tendem a apresentar curvas muito mais próximas umas das outras, especialmente na fração arenosa, enquanto que nos restantes depósitos se verifica uma maior tendência para a dispersão.

As exceções correspondem, no caso do total das amostras do depósito de patelas, especialmente a duas situações (223-02-A, S. Pedro do Açor e 234-01-B, Alto das Pedras Lavradas) as quais correspondem a níveis muito grosseiros desses depósitos. De igual modo, quando consideramos apenas a fração arenosa e se excetuarmos as curvas correspondentes às duas amostras anteriores e as relativas ao depósito mais antigo da Azenha da Volta, Alvoco das Várzeas (222-04-B e C), verificamos uma grande semelhança entre as restantes curvas.

Comportamento de certo modo análogo está também patente nas curvas referentes ao depósito vermelho, o que se deve ao facto de na sua composição também entrarem patelas, as quais, por vezes, em determinados níveis, chegam a constituir o elemento predominante.

Não obstante, apesar dessa tendência para as curvas apresentarem desenho semelhante, algumas delas (223-01, Muro e 233-10-C, Vila Cova do Alva) afastam-se claramente dessa tendência, devido a maior percentagem de elementos com a dimensão da areia fina, ou, situando-se mais próximo dela, possuem, no entanto, configurações distintas, atribuíveis a uma menor percentagem de “areia fina” (222-03-A, Campo de Futebol de Alvoco das Várzeas; 233-06, Pomares; e 265-01, Vilar).

Do mesmo modo, quando consideramos as suas características estruturais, observamos também que, tanto a nível do total da amostra (fig. 58-A), como, sobretudo, na fração areno-silto-argilosa (fig. 58-B), a diferenciação entre os depósitos aparece, de igual modo, bem marcada. Desta última figura, que considera a distribuição do total dos elementos mais finos, desde as argilas até às areias, ressalta, de modo muito claro, a generalizada falta de elementos com a dimensão das areias finas, aliás, já sentida quando da análise das curvas granulométricas.

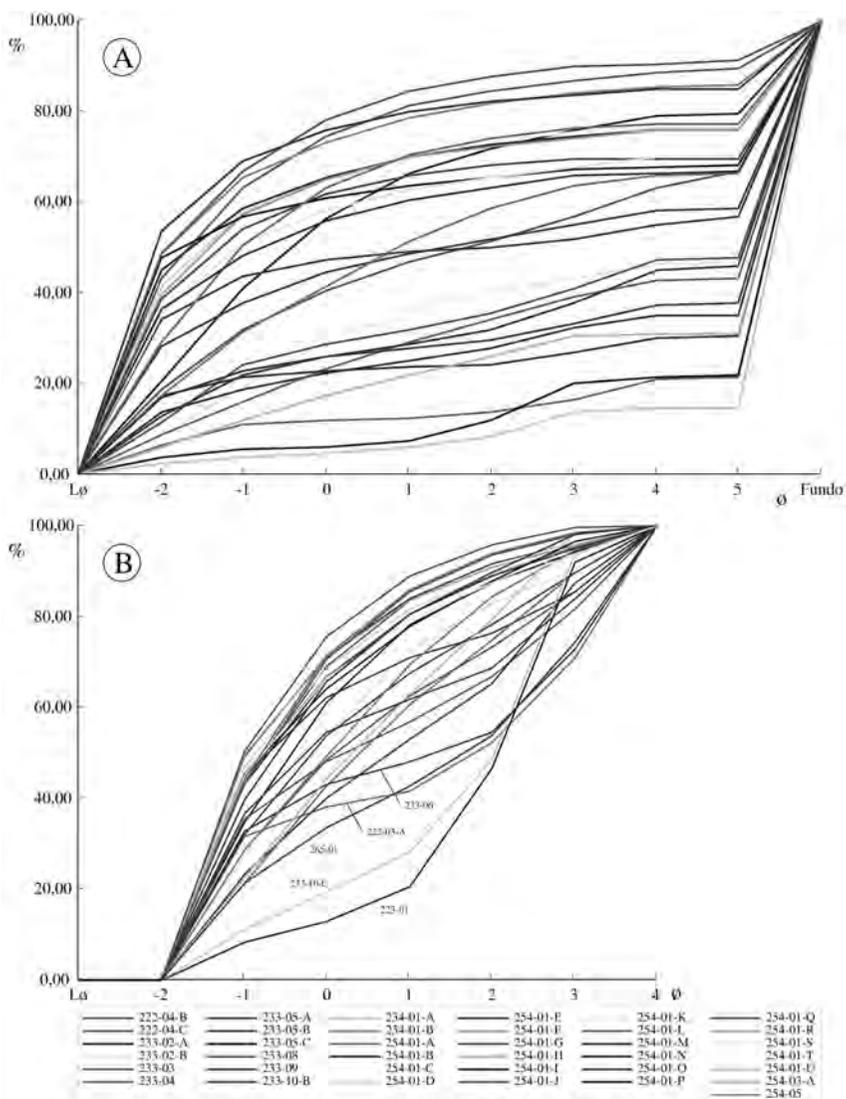


Fig. 55 – Curvas granulométricas correspondentes às amostras do depósito vermelho.  
A – total da amostra; B – apenas fração arenosa.

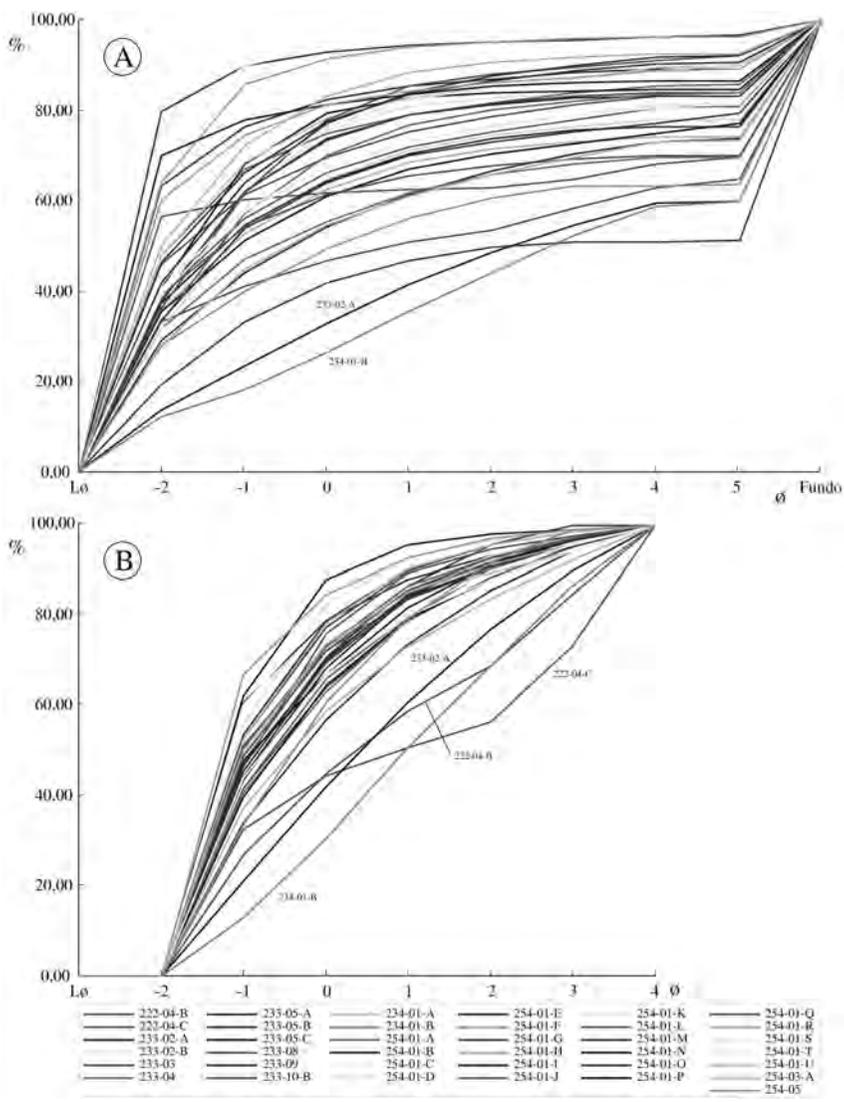


Fig. 56 – Curvas granulométricas correspondentes às amostras do depósito de patelas.  
 A – total da amostra; B – apenas fração arenosa.

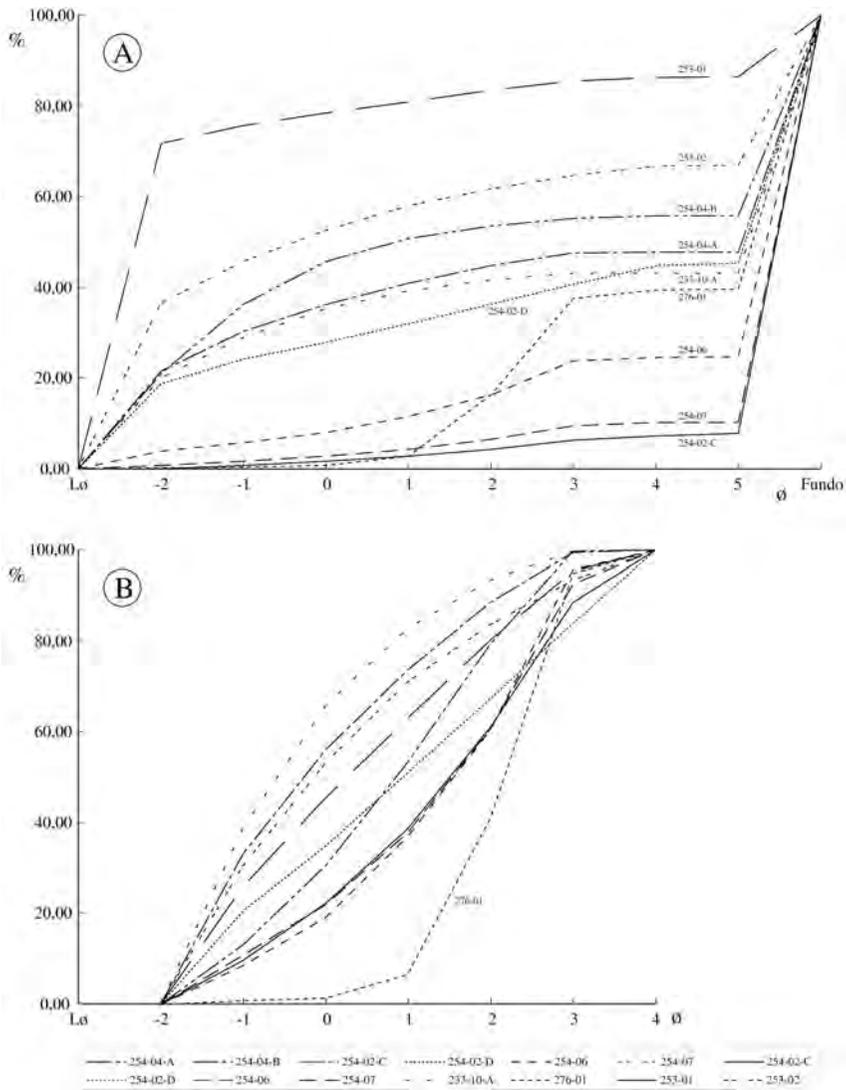


Fig. 57 – Curvas granulométricas correspondentes às amostras dos outros depósitos.  
A – total da amostra; B – apenas fração arenosa.

Desde logo, em todas elas, se nota deficiência em partículas do tamanho da areia fina e, por conseguinte, ou predominam elementos com dimensão correspondente à de areias grosseiras, como sucede nos depósitos de patelas,

ou, em contrapartida, haverá déficit e, por conseguinte, a predominância será da fração silto-argilosa, como sucede na generalidade das amostras do depósito vermelho.

Deste modo, a análise granulométrica serviu não só para caracterizar os depósitos do ponto de vista quantitativo, mas também possibilitou a sua fácil comparação através da representação gráfica das variáveis analisadas.

### **3.4.2. Considerações morfogenéticas e morfocronológicas**

A fisionomia da generalidade dos depósitos estudados transmitiu-nos uma tal sensação de frescura que, desde logo, fomos tentados a considerá-los como muito recentes.

Com efeito, à semelhança do que S. Daveau disse para a Estrela (1971, p. 14-5), estamos convencidos de que os efeitos do período frio correspondente ao Würm foram suficientemente importantes nas Serras de Xisto, ao ponto de retomarem e/ou anularem eventuais marcas de glaciações anteriores. Assim sendo, formas e depósitos anteriores terão sido retomados pelos processos associados a esta glaciação, pelo que os depósitos existentes na atualidade serão de atribuir.

Partindo desta premissa, esboçamos uma proposta de síntese cronoestratigráfica para o modelado periglacial de baixa e média altitude aplicável às Serras de Xisto da Cordilheira Central (TABELA IX).

Pela sua grande representatividade na área estudada, escolhemos o depósito vermelho como marco fundamental, a partir do qual tentámos estabelecer a ordem natural de sobreposição dos restantes depósitos.

Pelas suas características e porque assenta discordantemente quer sobre terraço fluvial, quer sobre depósito de patelas, ou, ainda sobre argilito, solo pelítico ou xisto, pensamos que deverá ser imediatamente posterior a um período interglacial (Riss/Würm) ou, pelo menos, virá depois de um interestádio (Würm I/Würm II), o qual teria sido responsável pelo encaixe da rede hidrográfica e, em consequência, pela formação do terraço fluvial.

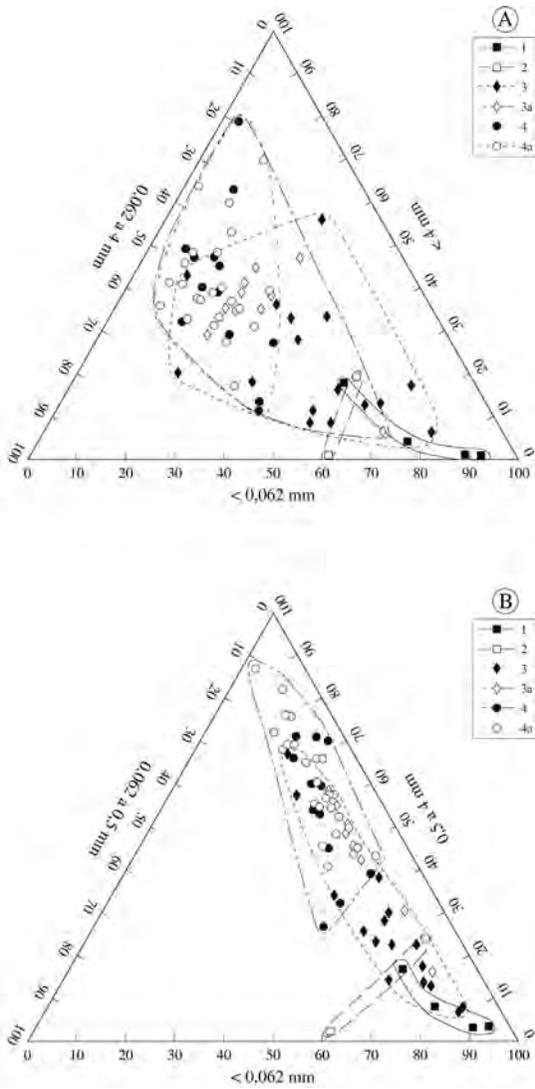


Fig. 58 – Características estruturais correspondentes às amostras analisadas.  
 A – total da amostra; B – apenas fração areno-silto-argilosa. 1 – argilito; 2 – pelito;  
 3 – depósito vermelho; 3a – depósito vermelho (Selada Cova); 4 – depósitos de patelas;  
 4a. - depósitos de patelas (Selada Cova).

TABELA IX – Proposta de síntese cronoestratigráfica para o modelado deglaciar das Serras de Xisto da Cordilheira Central

Hipóteses cronológicas	Depósitos		Sedimentação	Processos
	Serras de Xisto	Cristas Quartzito		
Holocénico (Peq. Idade Gelo)	grosseiros de patelas com blocos e calhaus de xisto	escombeiras, cobertura de calhaus, pequenos taludes de gravidade na base das cristas	crioclastos	crioclastia
Tardiglaciar final				Fixação de vertentes
Tardiglaciar (Würm IV)	grosseiros com calhaus e patelas; curviluxivo com leitos alternantes	blocos em corredor, escombeiras, cobertura de calhaus em matriz areno-argilosa	crioclastos, arcia gelimobilizadas	gelifracção soli/gelifluxão
Interestádio Würm III / Würm IV				ravinamento
Pleniglaciar superior (Würm III)	patelas com tendência homométrica (C <sub>2</sub> e C <sub>1</sub> )	heterométrico amarelado, escombeiras	colúvio, crioclastos	gelifracção, soli/gelifluxão
Interestádio Würm II / Würm III				ravinamento, pedogénese
Pleniglaciar médio (Würm II)	vermelho (B <sub>2</sub> )	heterométrico amarelado	colúvio grosseira	gelifracção solifluxão
Interestádio Würm I / Würm II	argilito, pelito, solo mosqueado			forte alteração, pedogénese
Pleniglaciar inferior (Würm I)	vermelho (B <sub>1</sub> )	heterométrico amarelado		
Interglaciar (Eemiano)	argilito, pelito, solo mosqueado, terraço fluvial			forte alteração, pedogénese
Riss	patelas de xisto com tendência heterométrica na base	patelas de xisto, heterométrico amarelado		gelifracção

Por sua vez, o argilito materializa o que resta de uma alteração provocada por um clima muito hidrolisante, em regime de biostasia, o qual terá alterado em profundidade o substrato xistoso, muito provavelmente durante esse período interglaciar.

Nestas condições, o substrato sofreu profunda alteração e deixou sobre as vertentes grande quantidade de material que, noutras condições climáticas, com fases de escoamento denso, vasoso, de tipo solifluxão, pôde ser arrastado para a base das vertentes e que, por coalescência de leques, poderá ter contribuído para a formação inicial do depósito vermelho, o qual, depois, se terá continuado a constituir ao longo de todo o Pleniglacial médio.

Desde então, como vimos, a conservação do depósito só foi possível em locais onde ficou protegido da erosão, quer em antigas rechãs, quer em leitos abandonados, ou onde ficou armadilhado, no caso dos alvéolos, por basculamento dos mesmos para montante, de acordo com o modelo preconizado para a rib.<sup>a</sup> de Alge (Maciço Marginal) por A. F. Soares (comunicação oral).

Contemporaneamente à formação do depósito vermelho, nas cristas quartzíticas dever-se-á ter constituído o depósito heterométrico amarelado.

Por outro lado, o depósito de patelas subjacente ao depósito vermelho, sendo-lhe anterior, ter-se-á formado num clima frio, relativamente seco, que será de atribuir ao Würm I, ou, mais provavelmente, ao Riss.

Quanto aos depósitos de patelas que repousam em cima do depósito vermelho, isto é, aqueles que apresentam uma certa tendência homométrica, devida a condições de frio mais intenso e seco, cremos que deverão ser do Pleniglacial superior.

Entretanto, nas cristas quartzíticas, terá continuado a formação do depósito heterométrico amarelado e, localmente, a dos blocos em corredor e das escombreiras de gravidade.

A continuação da evolução para condições de frio seco, alternantes com períodos de maior humidade, terá permitido o desenvolvimento dos depósitos curvifluxivos, em que se verifica uma sucessão de leitos grosseiros de patelas de xisto, alternantes com níveis areno-argilosos, que atribuímos ao Tardiglacial, período em que também surgem os depósitos grosseiros de patelas com calhaus e blocos de xisto no seu seio. Houve, pois, vários momentos de frio intenso na Europa em

tempos históricos, embora tudo indique que o predomínio de períodos chuvosos com forte erosão tenha sido a grande característica do Holocénico.

Nas suas grandes linhas, esta tentativa de esboço de cronologia não só se aproxima de outras hipóteses de correlação de forma e depósitos existentes em regiões com características semelhantes (B. Valadas, 1984, p. 58 e F. Rebelo, 1986, p. 137), mas também se adapta a outros quadros de interpretação da evolução geomorfológica da Cordilheira Central (S. Daveau, 1985/6, p. 413), pormenorizando a sua evolução mais recente.

(Página deixada propositadamente em branco)

**CAPÍTULO 4**  
**HIDROCLIMATOLOGIA, PRINCIPAL CAUSA**  
**DA MORFOGÊNESE E DA EVOLUÇÃO RECENTE**  
**E ATUAL DAS VERTENTES**

*O interesse pelo estudo da dinâmica de vertentes é relativamente recente em Portugal. [...] Actualmente tem-se multiplicado a investigação sobre a dinâmica recente e actual das vertentes, abrangendo ambientes e temáticas muito diversificados.*

M. L. RODRIGUES e J. L. ZÊZERE, 1993, p. 85.

Num contexto recente, a morfogénese das vertentes processa-se sobretudo por influência ou em presença da água, pelo que tanto a erosão hídrica como os movimentos em massa, desempenham papel preponderante na morfodinâmica das vertentes.

Deste modo, neste capítulo, vamos procurar caracterizar as condições climáticas recentes e atuais, para avaliar a disponibilidade e importância da água nas vertentes, passando depois ao escoamento fluvial e à sua influência no escavamento dos vales.

Dedicaremos particular importância à análise do comportamento da temperatura do ar e da precipitação, sobretudo com o intuito de caracterizar a sua variação no tempo e no espaço.

Posteriormente, procuraremos definir o modo como se organiza o escoamento da água proveniente dessa precipitação atmosférica, em cada uma das bacias hidrográficas das Serras de Xisto.

Para uma apreciação mais exaustiva, seleccionámos as bacias de drenagem dos rios Alva e Ceira, nas quais procedemos a uma análise morfométrica relativamente minuciosa.

Uma vez caracterizadas as bacias hidrográficas, fomos verificar até que medida as suas propriedades contribuíram para a identificação dos respetivos regimes fluviais.

Concluímos com uma breve análise às consequências do regime fluvial apresentado pelos canais que drenam as Serras de Xisto.

#### **4.1. Evolução recente das condições climáticas**

*“Na verdade o clima não é imutável. Um progressivo aquecimento desde o século XIX é facto mais do que comprovado”.*

F. REBELO, 1994, p. 72.

Como vimos no capítulo anterior, além de dois momentos na Idade Média, também do século XVI até meados do século XIX, terá ocorrido uma “pequena idade do gelo”. Dado existirem registos meteorológicos desde o final do século passado, sobretudo no que respeita à pluviosidade, vamos proceder à sua análise para discernir não só o seu comportamento, mas também a sua importância, quer para o escoamento, quer para a atual evolução das vertentes.

Deste modo, depois de identificar a rede udométrica, passamos a considerar a evolução da precipitação e da temperatura nas estações meteorológicas confluentes com a área em estudo. Por fim, vamos concentrar-nos na caracterização da distribuição da precipitação no interior das Serras de Xisto, utilizando para esse efeito valores inéditos, relativos aos três últimos decénios, referentes aos períodos de 1961 a 1990, ou seja os valores “normais” mais recentes.

#### 4.1.1. Rede udometeorológica

Atendendo a que no interior das Serras de Xisto não existe nenhuma estação meteorológica, recorreremos às três situadas na sua periferia, Coimbra, Penhas Douradas e Castelo Branco, para, de certo modo, ilustrar as principais variações climáticas sentidas no interior das Serras de Xisto.

Com efeito, Coimbra, numa posição mais ocidental, é representativa das áreas de maior influência atlântica, enquanto que Castelo Branco, situada mais a oriente e a sul, reflete características mais marcadamente mediterrâneas. Por sua vez, os registos obtidos no Observatório das Penhas Douradas serão aqueles que mais se assemelham às situações observadas nas cumeadas de maior altitude das Serras de Xisto, onde não existem postos udométricos.

Para colmatar esta falha de registos, chegámos a instalar três estações meteorológicas automáticas, as quais permitiriam comparar observações obtidas no sopé com as recolhidas no topo da montanha. Localizavam-se, respetivamente, no Aérodromo da Lousã (Chã do Freixo), no Alto do Trevim (Serra da Lousã) e na Pista das Moitas (Proença-a-Nova).

Infelizmente, fomos forçados a desistir deste intento, pois, o equipamento instalado no Trevim, foi frequentemente afetado por avarias na sua fonte de alimentação, associadas a descargas elétricas oriundas da atmosfera e a oscilações bruscas na intensidade da corrente elétrica, o que determinava frequentes falhas nas observações. Por outro lado, o computador da Pista das Moitas, com registo de quase um ano de observações, foi furtado e, por conseguinte, não tivemos acesso a essa série de registos.

Em face destas circunstâncias, fomos forçados a desistir desta recolha de elementos meteorológicos.

Atualmente, durante a época estival, dispomos de uma rede de estações pirometeorológicas, para apoio à deteção e combate aos incêndios florestais, cujos registos podem vir a merecer futuro tratamento detalhado, logo que tenhamos séries de observações em quantidade suficiente, as quais permitirão conhecer melhor a climatologia estival das Serras de Xisto.

Nestas circunstâncias, para a caracterização das variações climatológicas locais no interior das Serras recorremos à rede de postos udométricos nela situados, embora para alguns deles não dispunhamos de informação recente.

Como a entrada em funcionamento dos diferentes postos e estações apresenta grandes defasamentos no tempo (Apêndice III), não é possível dar o mesmo tratamento a todos eles.

Com efeito, se para as estações meteorológicas existem elementos abundantes, dado que uma delas possui mais de uma centena de anos com registos, pelo contrário, para os postos udométricos existe uma grande diversidade de situações. A maior parte dos mais antigos data do início dos anos 30. Outros foram instalados no princípio dos anos 40. Uma terceira fase de montagem corresponde a finais dos anos 40, começo de década de 50, após a qual só pontualmente se ampliou a rede, em regra, para dar resposta a situações muito específicas. A partir de finais dos anos 70, mais concretamente do ano hidrológico 1977/78, ou seja, do último ano de publicação do Anuário dos Serviços Hidráulicos (Udometeorologia), tornou-se mais difícil caracterizar a precipitação.

Temos conhecimento de que, entretanto, algumas estações foram extintas, mas como o acesso aos dados é mais difícil, o quadro comporta, relativamente aos últimos anos, algumas lacunas que não conseguimos superar.

Por este motivo, não nos foi possível obter informação relativa a todos os postos udométricos, pelo que alguns deles não foram considerados na análise que se segue.

#### **4.1.2. Comportamento dos elementos meteorológicos**

Para avaliarmos a importância das mudanças climáticas operadas nos últimos decénios nas Serras de Xisto, sobretudo as consequências do agravamento do efeito de estufa, procedemos à análise da evolução das temperaturas médias e das precipitações anuais nas três estações meteorológicas situadas na sua periferia (fig. 59), com particular referência à de Coimbra, para a qual dispomos da série de registos mais longa e sem interrupções desde o ano de 1866.

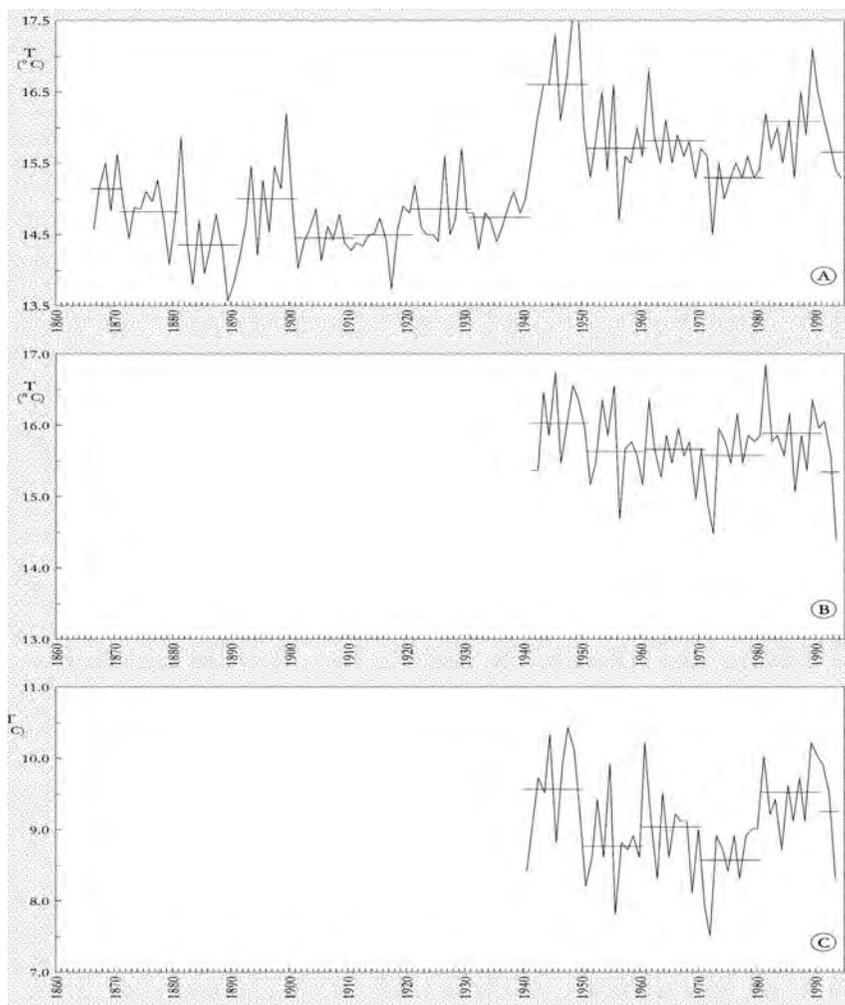


Fig. 59 – Evolução dos valores das temperaturas médias anuais e decenais em Coimbra (A), Castelo Branco (B) e Penhas Douradas (C).

#### 4.1.2.1. Sequência da temperatura média anual

Ao considerarmos o comportamento da temperatura média por decénios, verificámos que, em Coimbra, o final do século passado se caracterizou por uma

ligeira descida da temperatura, à exceção do último decénio. Depois verificou-se uma certa estabilização até 1940 (Fig. 59-A), ou seja, entre 1864 e 1940, em regra, as temperaturas foram inferiores à média do período em análise (fig. 60).

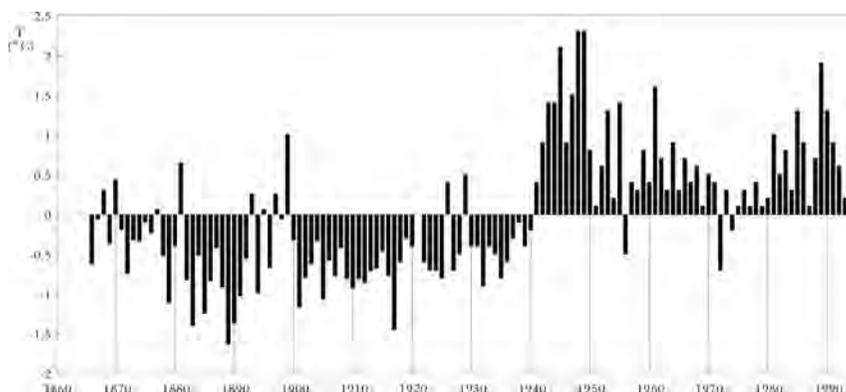


Fig. 60 – Desvio dos valores das temperaturas médias anuais registadas em Coimbra, relativamente à temperatura média observada no período 1866-1994.

Posteriormente, verifica-se uma brusca subida dos valores da temperatura do ar, cujo máximo corresponde ao período de 1941 a 1950, após o que se regista nova descida. Este comportamento também é comum às estações de Castelo Branco e Penhas Douradas, se bem que os valores se mantenham acima dos verificados no período anterior.

Deste modo, podemos concluir que a segunda metade deste século, mais concretamente a partir dos anos quarenta, foi indubitavelmente mais quente do que o período correspondente aos setenta e cinco anos que a antecederam<sup>90</sup> (fig. 60).

---

<sup>90</sup> Os trabalhos sobre climatologia desenvolvidos na área de Coimbra por Nuno Ganho (1991, 1992a, 1992b, 1992c e 1994) inclinam-se para a existência de um certo efeito térmico, de origem urbana, em Coimbra. Com efeito, os resultados de um conjunto de observações itinerantes de temperatura, efetuadas na área, no verão de 1991, revelaram uma variação média do campo térmico urbano, entre os diversos pontos de medição, de 1°C durante a tarde e ultrapassando 3°C durante a noite. Por se tratar de médias, estes valores escondem contrastes bem mais significativos que se obtêm quando se analisam individualmente as diferentes condições de tempo (N. Ganho, 1994, p. 101).

De qualquer modo, esta análise, ainda que muito simples, não permite concluir do progressivo e contínuo aumento de temperatura que, por vezes, se pretende atribuir aos últimos anos.

Com efeito, até se observou uma certa diminuição relativamente ao período compreendido entre 1941 e 1950. Do mesmo modo, parece repetir-se no atual período de 1991-94, relativamente a 1981-90.

No entanto, queremos alertar para o perigo da manipulação destes dados, quando analisados parcelarmente, pois pode permitir interpretações diferentes.

Com efeito, se aproveitarmos apenas os dados anuais referentes ao período de 1972 a 1989, poderemos afirmar que ao longo desses anos se registou um progressivo aumento da temperatura média anual que, em Coimbra, subiu de 14,5 para 17,1°C. Do mesmo modo, poderemos afirmar que se seguiu a um período iniciado em 1945, tendo-se repetido em 1948 e 1949, durante o qual a temperatura média em Coimbra terá decrescido de 17,5°C para apenas 14,5°C em 1972.

Estas análises parcelares constituem um risco, porque, embora sendo verdadeiras, devem ser integradas em períodos de tempo suficientemente longos, para poderem permitir extrair conclusões que se devem situar a uma escala de análise mais lata.

Se é óbvio que se verificaram estes aumentos e decréscimos da temperatura do ar, também não nos devemos esquecer de que eles não são novidade, porquanto estas oscilações, com maior ou menor amplitude, se têm repetido ao longo dos milénios. No entanto, o período a que respeitam os dados é demasiadamente curto para se retirarem ilações, numa escala de análise mais vasta.

#### *4.1.2.2. Evolução da precipitação anual*

Uma rápida análise à evolução da precipitação anual em Coimbra (Instituto Geofísico), desde 1866 até 1994, mostra-nos variações sensíveis ao longo dos anos, as quais se atenuam significativamente quando consideramos as médias decenais (fig. 61).

Estas, por sua vez, ilustram ainda, com exceção da década de 40, um ligeiro, mas gradual, aumento da precipitação entre meados do século passado e 1970, assistindo-se a partir de então, nos dois decénios seguintes e também no início de terceiro, a uma acentuada diminuição da precipitação relativamente ao período 1961-70, a qual também se observa em Castelo Branco e nas Penhas Douradas.

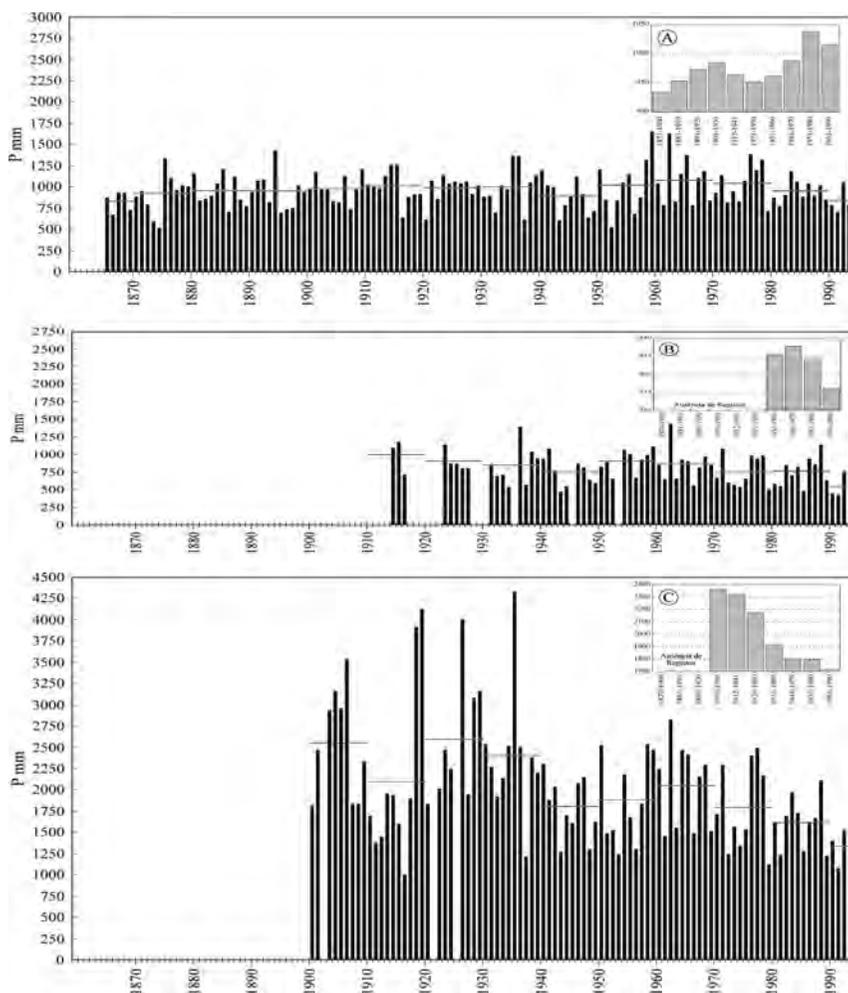


Fig. 61 – Variação dos valores médios das precipitações anuais e decenais em Coimbra (A), Castelo Branco (B) e Penhas Douradas (C).

Em cartela, valores normais (30 anos).

No entanto, em Coimbra, estes valores aproximam-se dos ocorridos quando se iniciaram os registos, pelo que nos parece que as diferenças sejam de atribuir mais a causas cósmicas do que propriamente a causas antrópicas, se bem que estas possam contribuir para intensificar os efeitos daquelas<sup>91</sup>.

Relativamente ao comportamento da precipitação em Castelo Branco e nas Penhas Douradas nos decénios anteriores, ele é semelhante ao observado em Coimbra, à parte de algumas diferenças de pormenor, as quais são de atribuir tanto à diferente localização geográfica, como a algumas falhas no registo das observações.

A grande variabilidade interanual da precipitação é particularmente bem expressa quando se consideram os desvios anuais registados em relação à precipitação média anual durante o período. Com efeito, verifica-se uma grande irregularidade na sua distribuição, pois anos mais secos tanto podem ser seguidos de anos igualmente secos como de anos muito pluviosos ou vice-versa (fig. 62).

Mesmo quando se consideram os valores normais da precipitação média anual, relativos a diferentes períodos, a irregularidade, embora muito atenuada, continua bem patente. Por exemplo, enquanto que em Coimbra e em Castelo Branco se registam aumentos e diminuições dos valores médios normais, nas Penhas Douradas apenas se observa o decréscimo desses valores (fig. 61). Por outro lado, se nos primeiros casos essas oscilações são inferiores a 100 mm de precipitação, não sendo por isso muito significativas, nas Penhas Douradas a variação entre os valores extremos aproxima-se de 650 mm, o que, tendo em conta que se trata de valores médios de 30 anos, não deixa de ser uma diferença considerável. Deste modo, a irregularidade da precipitação ao longo do tempo está bem patente, mesmo quando se consideram apenas os seus valores médios.

---

<sup>91</sup> Os resultados das observações itinerantes, efetuadas no Verão em diversos pontos da aglomeração urbana de Coimbra, evidenciaram claramente a existência de uma ilha de calor urbano, diretamente relacionada com o coeficiente de ocupação do solo e influenciada pela topografia (N. Ganho, 1992a, p. 152). Pela sua localização na Cumeada, parece-nos que a estação meteorológica do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra, a que se referem os valores por nós considerados, não será muito afetada pelos efeitos dessa ilha de calor, como os valores das temperaturas médias anuais parecem indicar, razão que nos leva a atribuir as variações anuais sobretudo a causas cósmicas.

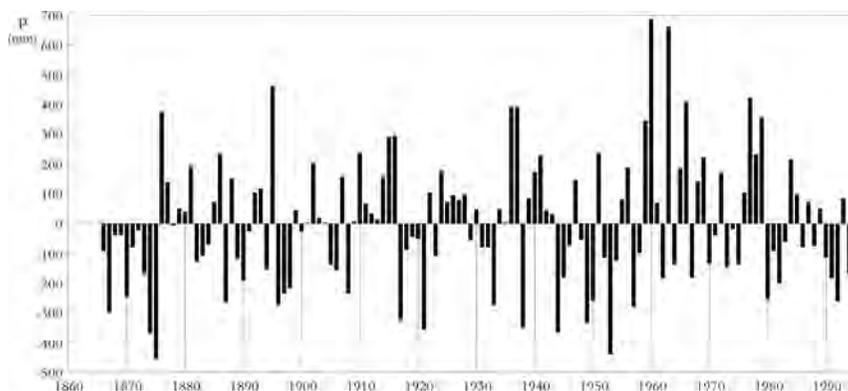


Fig. 62 – Desvios dos valores das precipitações anuais observados em Coimbra, em relação ao seu valor médio no período 1866-1994.

#### 4.1.2.3. Importância da neve

Anteriormente, ao tratar dos depósitos de vertente, referimos a importância da neve, pelo que não faria muito sentido que, agora, ao analisar o comportamento dos elementos climatológicos, numa perspetiva da sua evolução recente, não se considerasse este fenómeno meteorológico.

Contudo, a inexistência de observatórios meteorológicos nas Serras de Xisto determina a falta de registos relativos não só à neve (número de dias com precipitação sólida, ou com solo coberto de neve, espessura da neve...), mas também a outros meteoros, o que não só nos impede de os considerar, mas também implica que as análises possíveis se fundamentem apenas em observações pontuais.

O recurso às estações meteorológicas situadas na periferia também não soluciona a questão, porquanto a respetiva situação geográfica apresenta profundas diferenças em relação à das áreas montanhosas onde normalmente cai neve.

Deste modo, o aumento da temperatura média anual antes descrito, observado sobretudo a partir de 1940, veio fazer com que muitas das histórias associadas à neve e à sua influência nas rudes condições de vida do povo serrano, que nos relataram em criança, deixassem de ter sentido na atualidade.

No entanto, não restam dúvidas sobre a importância que, no passado ainda recente, a neve teve na serra, chegando a originar, como vimos, a profissão de “neveiro”, e se remontarmos mais no tempo, ela terá sido um elemento preponderante no modelado das vertentes.

Atualmente, se a sua aparição é rara, mais escassa é a sua permanência no tempo. Por vezes, geralmente no Inverno, os picos e as cumeadas mais elevadas são cobertos de neve durante algumas horas (fot. 51), deixando os cabeços “ruchos”, dada a pouca espessura de neve, por entre a qual aflora o mato, dando-lhe o aspeto pardacento. Mau é quando ficam “brancos”, pois à parte da beleza natural, essa alvura significa agravamento temporário das já de si difíceis condições de vida do povo serrano.

Contudo, apesar das esporádicas visitas com que a neve ainda nos vai brindando, não há dúvida de que tanto o número dessas visitas como a extensão e espessura do manto de neve perderam importância, em especial nas duas últimas décadas de anos.

#### 4.1.2.4. *Influência do neveiro*

Um outro meteoro que, nesta breve análise, importa referir, sobretudo pela sua ação benéfica de fornecimento de humidade às plantas durante o período mais quente do ano, é o neveiro. Também não dispomos de registos que nos permitam elaborar uma análise estatística da sua repartição, mas, durante a manhã, observámos frequentemente neveiros de irradiação noturna, sobretudo nas bacias mais abrigadas de NW, drenadas pelos rios Alva e Ceira, e, ainda no fosso do médio Zêzere (fot. 52).

Aparece sobretudo durante as noites claras e frias, de tipo anticiclónico, desde o Outono até à Primavera, ficando limitado a uma película coincidente com as baixas onde se acumula o ar frio. É especialmente frequente e espesso nos fundos húmidos, correspondentes às planícies aluviais dos vales e às bacias de NW (S. Daveau *et col.*, 1985/86, p. 38-9).



Fot. 51 – Pormenor da Estrada Catraia do Rolão-Fajão (980 m) coberta de neve, no dia 9 de Dezembro de 1990.

Estes nevoeiros constituem um óptimo fornecedor de humidade às plantas, ao ponto de, por diversas vezes, termos observado o asfalto molhado, sob a copa das árvores que marginam as estradas, em acentuado contraste com a área envolvente, completamente seca.

Este facto deve-se à condensação do vapor de água existente no nevoeiro, em torno das folhas das plantas. Quando o peso da água que envolve cada folha é suficiente para vencer a resistência do ar, forma-se uma gota que cai e vai humedecer o solo. A coalescência de inúmeras gotas de água produzidas nestas condições pode acabar por molhar abundantemente o solo.

Deste modo, além de fornecer humidade à parte aérea das plantas o nevoeiro pode também fornecer alguma água às próprias raízes.

### 4.1.3. Distribuição da precipitação nas Serras de Xisto

O posicionamento geográfico das Serras de Xisto na Cordilheira Central Portuguesa, a qual se desenvolve segundo uma direção aproximada de NE-SW, bem como a sua altitude relativamente elevada, fazem com que estas Serras constituam uma importante barreira de condensação para as massas de ar húmidas provenientes do quadrante Oeste.

Como consequência, será de esperar encontrar nas vertentes expostas a ocidente e a noroeste, correspondentes às Serras Setentrionais, os maiores quantitativos de precipitação. Em contrapartida, as vertentes situadas a sueste, correspondentes às Serras Meridionais, deverão ser aquelas que recebem menos pluviosidade.

Vejam, pois, como se distribui a precipitação, tanto no espaço correspondente às Serras de Xisto, como no tempo, ou seja, ao longo do ano.

#### 4.1.3.1. Influência da altitude

Como acabámos de ver, a altitude parece ser um fator preponderante na explicação das diferenças de pluviosidade, pelo que tentámos estabelecer a relação entre ambas.

Uma das dificuldades surgida no decurso do relacionamento do valor da precipitação com a altitude resultou do facto das séries estatísticas não corresponderem exatamente ao mesmo período de tempo de observações em todos os postos.

Logo à partida, este fator vicia os resultados, pelo que, em termos comparativos, não só deixámos de considerar aqueles postos para que não conseguimos obter os valores normais no período 1961-90 (Almaceda, Castanheira de Pera, Fundão, Lagoa Comprida, Lousã, Lousã-Boavista, Lousã-Serra e Barragem da Pracana), mas também desprezámos aqueles cujas séries se encontram incompletas (Meãs – 1961/77; Estreitinho, Seiboso e Vidual de Cima – 1961/78; Gralhas – 1961/84; Castelo Branco e Loureçal do Campo – 1961/86; Louçainha/Outeiro – 1963/90; Coentral Grande e Louçainha/Simonte – 1980/90).



Fot. 52 – Aspeto do vale do rio Zêzere preenchido por nevoeiro, tomado da crista

Dos 36 postos considerados (fig. 63), 4 deles (Casal da Serra, Ponte de Jugais, Póvoa de Rio de Moinho e Chão de Vã), situados respetivamente à altitude de 650, 550, 360 e 250 metros, registaram precipitação média anual inferior a 750 mm. Noutros três (Penhas Douradas, Covilhã e Fajão), situados a altitudes de 1380, 738 e 762 m, observaram-se precipitações superiores a 1400mm. Todos os restantes apresentam valores compreendidos entre 750 e 1350 mm. Se a altitude desempenha um papel decisivo para justificar estes quantitativos mais elevados, eles são também de atribuir à maior latitude e à menor largura da Cordilheira.

Com efeito, a altitude constitui um fator importante, pois, Fajão, que está situado no interior das Serras de Xisto, sensivelmente à mesma cota da Covilhã, regista uma quantidade de precipitação ligeiramente menor, porque a travessia da serra implica, em Fajão, uma menor ascensão das massas de ar do que no caso da Covilhã.

Em contrapartida, no Casal da Serra, localizado na vertente SE da Serra da Gardunha, a cota ligeiramente inferior e numa posição mais meridional e



quartzítica da Raposa, para jusante.

interior, as massas de ar são forçadas a uma maior trajetória sobre as Serras, logo, dispõem de mais tempo para irem perdendo humidade, pelo que a quantidade de precipitação registada no Casal da Serra é muito inferior à dos outros postos situados à mesma altitude.

Por razões semelhantes, às quais acresce a sua menor altitude, também se justificam os baixos valores registados no Chão da Vã (250 m) e na Póvoa de Rio de Moinhos (360 m), se bem que os valores de Ponte de Jugais (550 m) nos levantem algumas dúvidas e possam ser devidos a erro de cálculo.

Com efeito, ao considerarmos o período hidrológico normal (1950/51 a 1979/80) imediatamente anterior ao período agora considerado (1961/90), verificámos que o valor médio da precipitação anual na Ponte de Jugais foi superior a 1100 mm, quase o dobro do indicado como valor normal no período de 1961/90. Aliás, este valor, 669 mm, situa-se entre os obtidos para os dois anos mais secos da série hidrológica antes considerada, 579,1 e 766,1 mm respetivamente em 1952/53 e 1956/57 (L. Lourenço, 1989, p. 97), pelo que não nos parece correto e será de incluir noutro conjunto.

Além daqueles dois núcleos que, pelas razões indicadas, parecem bem individualizados dos restantes, um terceiro conjunto pode ser definido pelos postos que registam precipitações próximas de 800 mm/ano, tais como, Barragem do Castelo de Bode, Foz do Cobrão e S. Pedro do Esteval, todos eles situados numa posição meridional.

Os restantes 26 postos apresentam valores que oscilam entre cerca de 1000 e 1300 mm, pelo que constituem um outro conjunto, sem dúvida, o mais importante, no qual, apesar de algumas diferenças de pormenor é difícil estabelecer subdivisões.

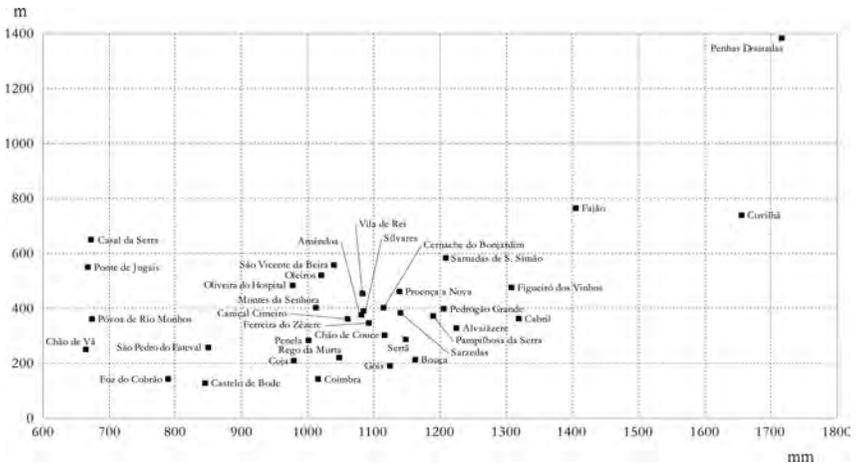


Fig. 63 – Repartição dos valores da precipitação média anual (1961/90) consoante a altitude dos respetivos postos udométricos.

As diferenças de precipitação existentes entre eles resultam fundamentalmente da sua posição geográfica, no interior ou em posição marginal, relativamente às Serras de Xisto, as quais, por sua vez, lhe impõem também diferenças em função da altitude.

Aliás, verifica-se uma certa concentração dos valores da precipitação entre 1000 e 1250 mm, do mesmo modo que se verifica uma concentração dos postos localizados a altitudes que variam entre 200 e 400 m (fig. 63). Com efeito, dos situados abaixo de 200 e acima de 600 m, apenas um deles, Fajão pertence ao

interior das Serras de Xisto, dado que todos os outros se lhes localizam numa posição marginal.

Deste modo, não só se observa uma grande diversidade nos quantitativos de precipitação, mas também se verifica uma grande irregularidade na distribuição altitudinal dos postos udométricos.

Com efeito, nas Serras de Xisto apenas existe um elemento de referência acima de 600 m de altitude e a partir de 800 m não se encontra nenhum, o que não deixa de ser importante numas serras cujo ponto culminante alcança 1418 m no Picoto de Cebola e noutros blocos se atingem frequentemente cotas superiores a mil metros: S. Pedro do Açor (1342), Lousã (1205), Caveiras (1209), Cabeço Rainho (1084), Zibreiro (1097) e Maunça (1005 m).

Face a todos estes condicionalismos, dificilmente se poderão caraterizar, com o pormenor requerido, as variações na distribuição da precipitação.

Contudo, à semelhança do efetuado por S. Daveau *et col.* (1977), poderíamos ter construído mapas ilustrando a distribuição da pluviosidade média durante o período de 1961-90, através do traçado das isoietas. O resultado seria certamente diferente do obtido por aqueles autores, pois eles trataram valores relativos a 1931-60.

Todavia e embora entre estes dois períodos normais (1931-60 e 1961-90) grande parte dos postos udométricos registe diferença de valores inferior a 50/100 mm, o que é perfeitamente admissível (as diferenças mínimas correspondem a Coja e a Rego da Murta, respetivamente 2,1 e 2,8 mm), muitos houve também em que elas foram superiores, da ordem de 200/300 mm (Seiboso, 200 mm; Penela, 258,1; Fajão, 262,1; Oleiros, 289,4 e Silvares, 292,0 mm), as quais, mesmo assim, ainda se podem considerar aceitáveis. Pelo contrário, quando essas diferenças correspondem a mais de 850 mm, como sucedeu nos postos udométricos do Estreitinho (859,8 mm) e das Meãs (871,6 mm), já temos algumas dúvidas. Essas diferenças resultaram, muito provavelmente, de erro de cálculo, ou, a terem-se verificado, traduziriam de modo inequívoco a grande variabilidade da precipitação no tempo, o que não terá acontecido por não se terem observado nos outros postos.

Se, porventura, tivéssemos enveredado por construir um mapa da distribuição da precipitação usando estes valores, ele seria certamente bem diferente do

produzido por S. Daveau *et col.* (1977), em especial no que concerne ao vale do Zêzere, não só porque é aí que se situam os dois postos que registaram maiores disparidades de valores, mas também porque a rede atual de postos udométricos é mais pormenorizada do que a então existente.

Como não realizámos essa cartografia, apesar de todos os condicionalismos mencionados, iremos analisar a distribuição da precipitação (quantidade e número de dias) através da representação gráfica dos seus valores médios mensais, a qual permite mostrar não só a variação espacial mas também a sua distribuição ao longo do ano.

#### 4.1.3.2. *Variabilidade na distribuição da precipitação média anual*

Apesar de, como acabámos de ver, as séries estatísticas nem sempre apresentarem contemporaneidade de observações, neste caso optámos por localizar todos os postos e associar-lhes a sua representação gráfica, para uma melhor visualização quer da sua repartição geográfica, quer dos contrastes da precipitação nas Serras de Xisto (Fig. 64).

A distribuição comparativa dos valores da precipitação ao longo do ano nas diferentes estações permite-nos afirmar que, em linhas gerais, a precipitação decresce de NW para SE e de NE para SW.

No primeiro caso, tal será de atribuir à trajetória das massas de ar húmidas, feita predominantemente segundo esse sentido, as quais, à medida que avançam para nascente, vão perdendo humidade e, por conseguinte, choverá menos nas vertentes situadas a SE do que nas localizadas a NW das Serras de Xisto.

Por outro lado, as serras setentrionais, situadas a NW, são de maior altitude do que as serras meridionais, localizadas a SE, o que faz com que as massas de ar, depois de atravessarem as serras setentrionais, desçam e, por efeito adiabático, aqueçam, aumentando, ainda que só ligeiramente, a sua temperatura. Este acréscimo, ainda que diminuto, pode ser suficiente para que as massas de ar deixem de se manter saturadas, o que determinará a diminuição ou a ausência de precipitação.

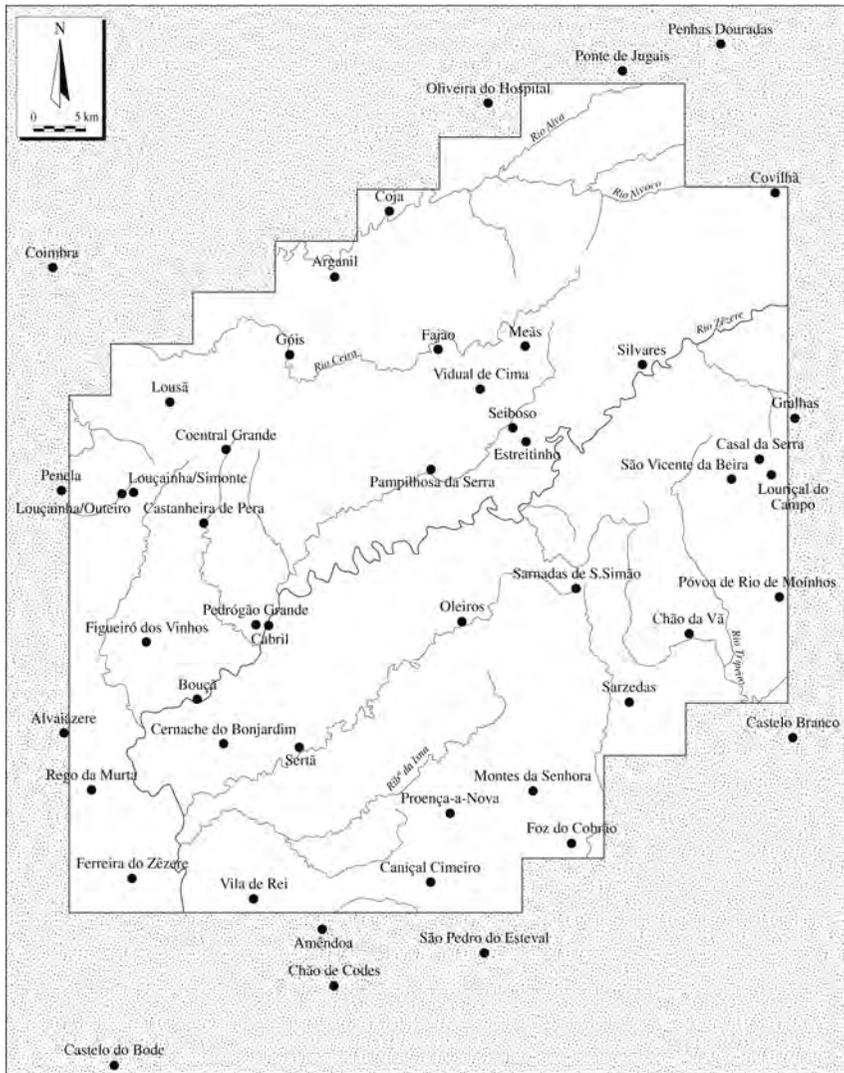


Fig. 64-A – Localização dos postos e estações da rede udometeorológica das Serras de Xisto, durante o período de 1961/90.

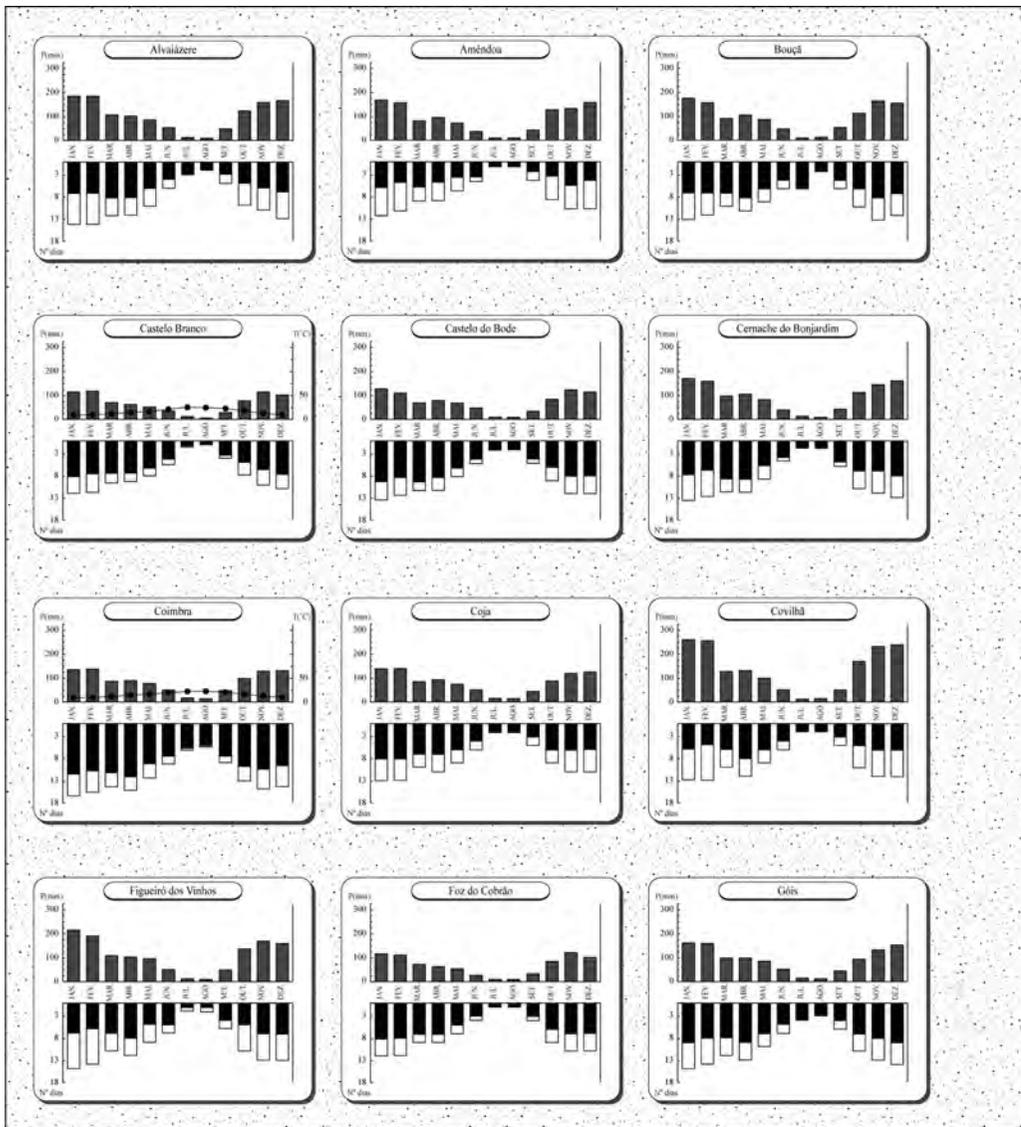
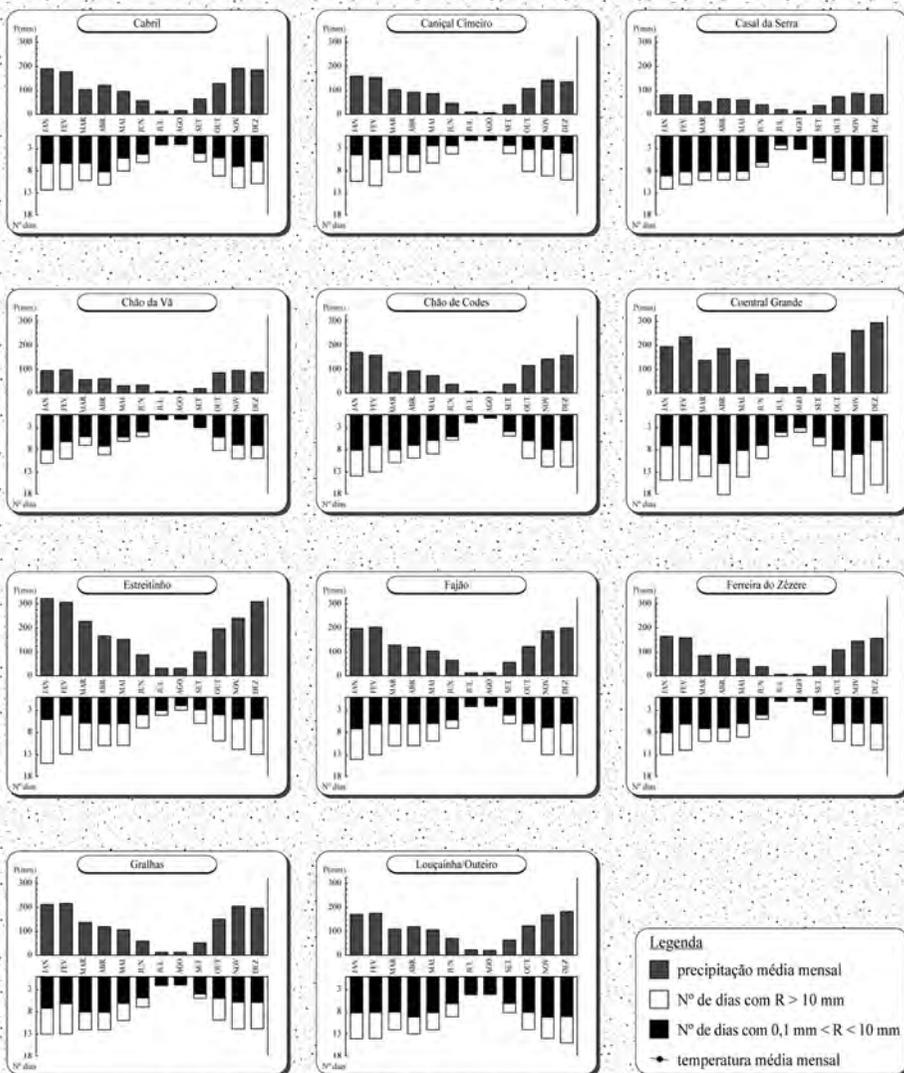


Fig. 64-B – Distribuição da precipitação média mensal ao longo do ano, nos postos e estações



da rede udometeorológica das Serras de Xisto, durante o período de 1961/90 (continua).

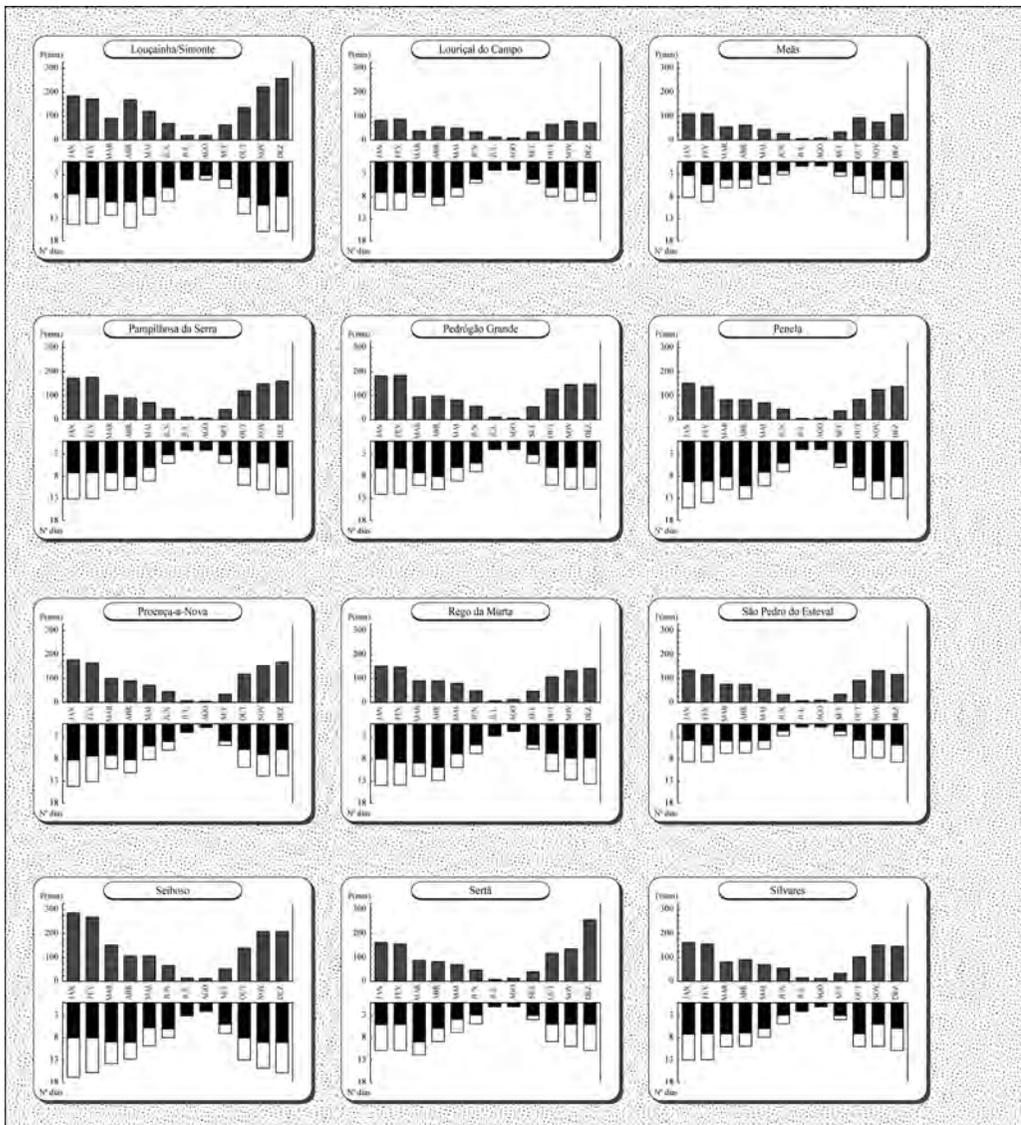
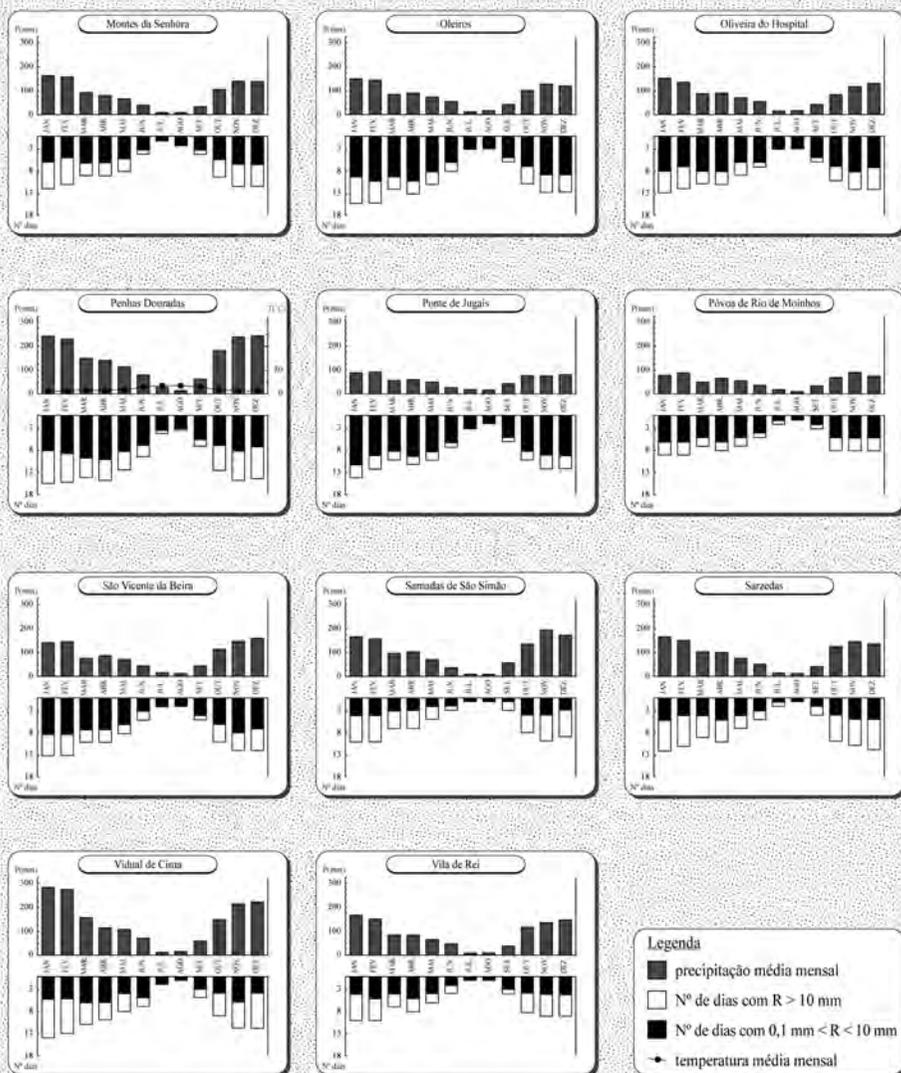


Fig. 64-B – Distribuição da precipitação média mensal ao longo do ano, nos postos e estações



da rede udometeorológica das Serras de Xisto, durante o período de 1961/90 (continuação).

Abstendo-nos das diferenças provocadas por aqueles efeitos e pela altitude, verificamos que a distribuição dos valores médios da precipitação mensal é semelhante em todos os postos, normalmente com os valores mais elevados a distribuírem-se pelos meses de Novembro a Fevereiro e os valores mais baixos a serem alcançados em Julho e Agosto.

Quanto ao número de dias com precipitação observa-se que, em termos médios, são os meses de Outubro a Abril os mais propensos a registarem maior número de dias com precipitação, a grande maioria dos quais com quantitativos inferiores a 10 mm.

Por sua vez, os meses de Julho e Agosto são aqueles que registam o menor número de dias com chuva.

Com efeito, nos meses primaveris aumenta a importância da circulação anti-ciclónica, atingindo a sua frequência máxima no Verão (C. Ramos, 1987, p. 33), tendo como consequência a drástica redução dos quantitativos pluviométricos.

Pelo contrário, no Inverno, à superfície dominam as situações depressionárias (*o.c.*, p. 24) responsáveis pelas chuvas mais intensas. A partir da Primavera, *“quando começam a rarear as chuvas de origem frontal, as gotas de ar frio podem ser responsáveis por intensas chuvadas, principalmente nas regiões mais meridionais”* (J. E. Ventura, 1987, p. 66).

Deste modo, podemos concluir que, em termos médios, o Inverno é a estação do ano que regista a maior quantidade de precipitação, seguindo-se-lhe o Outono e, bem distanciada, a Primavera. O Verão apresentou-se em todos os postos como sendo a estação de mais escassa pluviosidade, ou seja, a distribuição da precipitação é tipicamente mediterrânea de Verão e mais influenciada pelo Atlântico no Inverno (O. Ribeiro, 1945, p. 58-61, 5ª ed.).

Ora, sendo a pluviosidade a principal fonte do escoamento, o regime dos rios e ribeiras irá responder diretamente aos quantitativos registados, sendo pois de esperar águas altas, porventura cheias, sobretudo durante o Inverno, e águas baixas ou mesmo estiagem durante o Verão. Serão esses aspetos que analisaremos a seguir.

## 4.2. escoamento fluvial. Influência no escavamento dos vales

*“Quando existe, o leito, ou seja, o canal escavado pela ribeira para escoar o seu caudal, é um elemento capital da paisagem”.*

J. LOUP, 1974, p. 43

A água proveniente da chuva, ao encontrar a superfície topográfica pode evaporar-se, regressando à atmosfera, infiltrar-se, passando a integrar o escoamento subterrâneo ou, mais frequentemente, escoar-se à superfície, dando origem ao escoamento superficial.

Este escoamento, conjugado com o subterrâneo, que aflora através das nascentes, concentra-se nas linhas de água, gerando o escoamento fluvial, responsável pelo escavamento dos vales.

Para caracterizar o escoamento recorreremos aos registos hidrométricos, obtidos nas estações de medida de alturas de água e/ou de caudais, distribuídas ao longo das principais linhas de água. Como os principais rios que drenam as Serras de Xisto possuem importantes aproveitamentos hidroelétricos, normalmente não dispõem de limnígrafos, a não ser na área de cabeceira e/ou na parte vestibular, pelo que, do ponto de vista hidrométrico, é difícil caracterizar as flutuações dos caudais ao longo dos principais cursos de água.

Mas, antes de proceder à sua análise, porque o escoamento está condicionado pelas características das bacias hidrográficas, consideremos alguns aspetos relacionados com a fisiografia das bacias de drenagem.

### 4.2.1. Traçado das redes hidrográficas

A organização das redes hidrográficas das Serras de Xisto, e, por conseguinte, a própria disposição das bacias de drenagem, está marcadamente condicionada pela tectónica, pelo que as redes fluviais se desenvolvem de acordo com as características das grandes unidades morfo-estruturais antes descritas.

Nas suas linhas gerais, as redes hidrográficas organizam-se de NE para SW, em torno de três coletores principais, estando dois deles em posições marginais, enquanto que o outro se desenvolve no interior das Serras de Xisto.

Deste modo, a NW, o rio Mondego, por intermédio dos rios Alva e Ceira, recebe as aflúncias dos elementos que drenam as vertentes setentrionais das Serras de Xisto. A Sueste, o Ocreza concentra, através do rio Tripeiro e das ribeiras do Alvito, Fróia, Sarzedinha e Pracana, a drenagem proveniente das vertentes meridionais. Por último, o rio Zêzere, o elemento de drenagem mais importante das Serras, desenvolve-se entre os dois blocos montanhosos principais, ao longo do fosso tectónico que divide as Serras em dois compartimentos. Para ele convergem importantes afluentes, quer do bloco setentrional (Ribeiras de Unhais, de Pera e de Alge), quer do bloco meridional (Ribeiras da Sertã e da Isna), quer, ainda, da Cova da Beira (Ribeiras do Paúl, de Caria, da Meimoa e de Ximassa).

Uma análise mais pormenorizada das redes hidrográficas mostra um traçado particularmente complexo (fig. 65), em função das íntimas, apesar de variadas, relações com estrutura, a qual, no pormenor, como vimos anteriormente, é bastante diversificada.

Com efeito, embora a direção geral NE-SW seja a dominante nos principais rios, não deixa de ser estranho que os dois principais acidentes responsáveis pelo soerguimento das Serras e que as delimitam respetivamente a NW e a SE, não sejam aproveitados por nenhum coletor importante. Como já referimos e justificámos ao analisar as formas condicionadas pela estrutura (2.3.), verifica-se apenas a adaptação de pequenas ribeiras às falhas que delimitam os blocos a SE, já que nem isso ocorre nas falhas localizadas a NW dos mesmos.

O basculamento dos blocos para SE (cfr. 1.3.4) favorece um maior desenvolvimento da rede hidrográfica nas vertentes com esta exposição. Tal facto é particularmente evidente na rede afluente ao rio Ocreza, cuja evolução aponta para sucessivas capturas de elementos da rede de drenagem do rio Zêzere (fig. 25), eventualmente em função do rejogo de acidentes devido a alguma instabilidade tectónica recente.

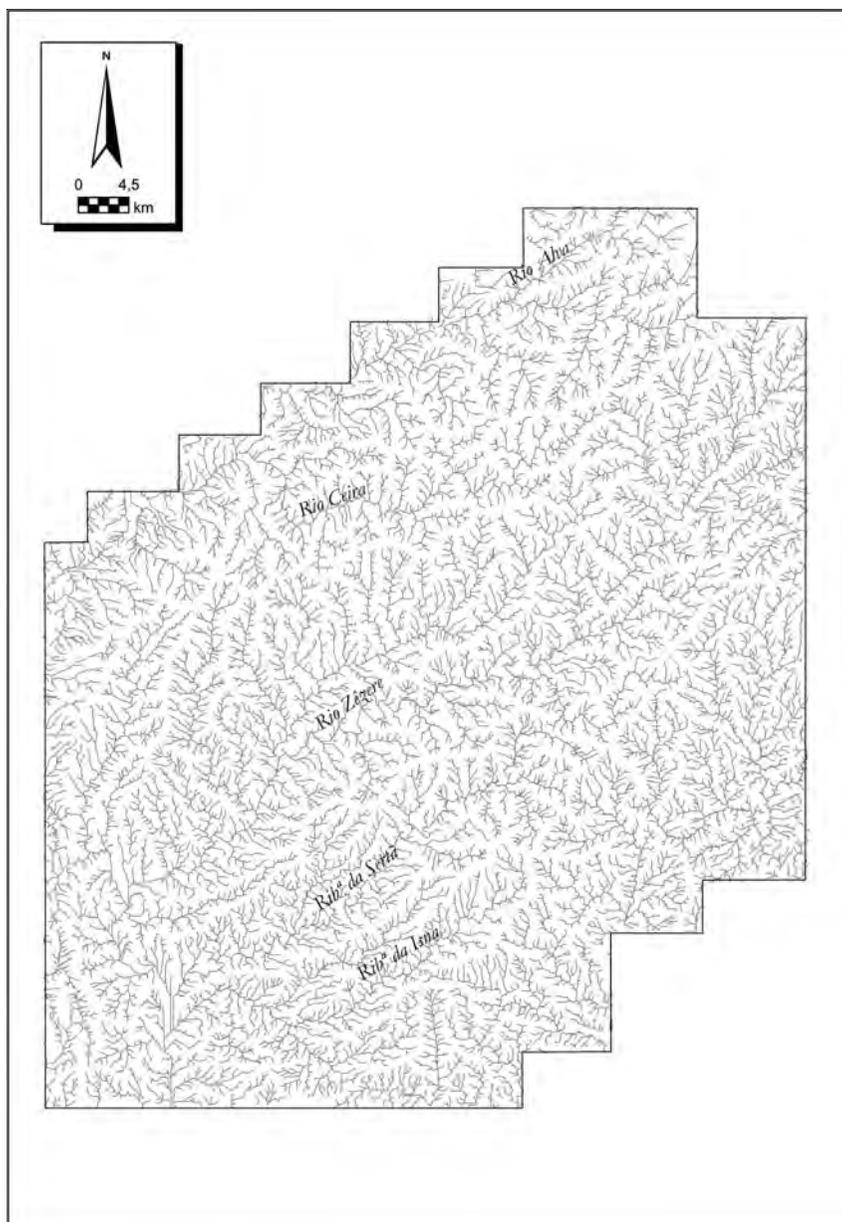


Fig. 65 – Rede hidrográfica das Serras de Xisto, segundo a Carta de Portugal, na escala de 1/100 000.

Como também já referimos (2.3.5.), as cristas quartzíticas não constituem barreiras intransponíveis para os rios, mas estes, para as franquear, muitas vezes adaptaram-se às fraturas que, transversalmente, as atravessam.

Deste modo, a complicada evolução da rede de drenagem faz-se não só em função da apertada rede de fraturas, mas também segundo a complexa litologia duma área que, desde esse ponto de vista, é aparentemente monótona.

Com efeito, além dos quartzitos e das rochas granitóides, as formações do complexo xisto-grauvácico apresentam, no pormenor, litologias suficientemente diferenciadas, capazes de condicionar a evolução da rede drenagem, por meio de erosão diferencial.

#### **4.2.2. Análise morfométrica. Os exemplos dos rios Alva e Ceira**

Como mencionámos em trabalho anterior (L. Lourenço, 1989, p. 71) a análise quantitativa das bacias hidrográficas apresenta a grande vantagem de poder exprimir factos conhecidos através de uma linguagem sintética e precisa, a dos números.

Com efeito, depois dos trabalhos pioneiros de Horton (1932), desenvolvidos detalhadamente por Langbein *et al.* (1947) e Strahler (1964), a análise descritiva que até então era efetuada de modo qualitativo, passou a fazer-se através de estudos quantitativos de grande pormenor e rigor.

Com os trabalhos de Chorley e Kennedy (1971, p. 50), a bacia hidrográfica passou a ser considerada como uma unidade geomorfológica, entendida fundamentalmente como um sistema geomorfológico aberto, passível de ser caracterizado através de parâmetros morfométricos, porquanto alguns deles, a forma e a extensão da bacia, condicionam a quantidade de insolação e de precipitação recebidas, enquanto que outros, os declives, determinam a rapidez do escoamento (C. Coelho, 1984, p. 297).

Deste modo, a análise que se segue visa verificar a validade de algumas das leis morfométricas, através da sua aplicação aos rios das Serras de Xisto. Ao mesmo tempo, pretende estabelecer a comparação das bacias fluviais serranas

com outras bacias hidrográficas e, ainda, comparar alguns desses parâmetros morfométricos com os caudais escoados pelos principais rios estudados: Alva e Ceira.

Embora, de momento, estejamos conscientes de que não será possível extrair grandes conclusões dos valores obtidos, no entanto e no seguimento de contribuições anteriores, estes contribuem para a criação de um banco de dados quantitativos sobre as bacias hidrográficas portuguesas, (M. J. Alcoforado, 1981; C. Coelho, 1984; L. Lourenço, 1989).

As medições efetuaram-se sobre diversas folhas de Carta Militar de Portugal, na escala de 1:25 000, reportando-se às linhas de água nela assinaladas, quer se trate de cursos de água temporários, quer sejam perenes, porquanto todos eles funcionam quando ocorrem grandes chuvadas, dado que, mesmo os mais persistentes, quase deixam de correr, durante os meses de estio.

Tendo em conta a extensão da área a estudar, seleccionámos para bacias-amostra, as correspondentes aos rios Alva e Ceira, a Norte, pelas suas dimensões comparáveis e por drenarem as áreas mais pluviosas de toda a Cordilheira.

Deste modo, retomámos o estudo anteriormente dedicado à primeira daquelas bacias (L. Lourenço, 1989) e, quanto à segunda, considerámos apenas a área situada a montante da confluência com o rio Dueça, não só porque este afluente já se situa numa posição marginal relativamente às Serras de Xisto, mas também porque algumas das suas sub-bacias já mereceram estudo pormenorizado (L. Cunha, 1990, p. 256).

#### *4.2.2.1. Hierarquização da rede de drenagem segundo o critério de Strahler*

Para proceder à hierarquização das redes hidrográficas utilizámos a metodologia proposta por A. Strahler (1981, p. 523 e seg.), tanto por ser de fácil execução, como por ser uma das mais usadas. O levantamento foi efetuado a partir das

folhas da Carta Militar de Portugal, na escala de 1/25 000<sup>92</sup>, de modo a que os valores encontrados sejam comparáveis com outros obtidos anteriormente.

Como é sabido, os segmentos extremos são considerados de ordem 1. A junção de dois elementos de ordem 1 dá origem a um canal de ordem 2, a qual se manterá até este se encontrar com outro segmento de ordem 2, de cuja união nascerá um canal de ordem 3 e, assim, sucessivamente.

Individualizadas as diferentes sub-bacias das redes de drenagem dos rios Alva e Ceira, decidimos analisar com mais detalhe aquelas cuja ordem é igual ou superior a 5 (fig. 66).

Deste modo, para cada uma delas, procedemos à contagem do número de segmentos de cada ordem ( $N_u$ ) para, depois, determinarmos a relação de bifurcação ( $Rb$ ) ou de confluência, a qual se obteve dividindo o número de segmentos de uma determinada ordem pelo número de segmentos da ordem imediatamente superior:

$$Rb = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

$Rb$  – relação de bifurcação;

$N_u$  – número de ordem considerado;

$N_{u+1}$  – número de ordem imediatamente superior.

Nas bacias hidrográficas em que a estrutura geológica não exerce uma influência dominante sobre o padrão da drenagem, os valores característicos da relação de confluência situam-se entre 3,0 e 5,0 (Strahler, citado por Gregory e Walling, 1973, p. 54).

Quando tal não se verifica, isto é, quando a estrutura geológica exerce uma marcada influência sobre a geometria da rede de drenagem, os valores

---

<sup>92</sup> Alguns autores, sobretudo na falta de cartografia precisa e de escala adequada (1/10 000 ou 1/25 000) para o traçado da rede de drenagem recorrem à fotografia aérea, devendo ter sempre os necessários cuidados para obviar os inconvenientes resultantes das distorções das margens das fotografias, bem como das mudanças de escala, devidos às diferentes alturas de voo nas sucessivas passagens (A. J. Perez-Cueva, 1985, p. 301).

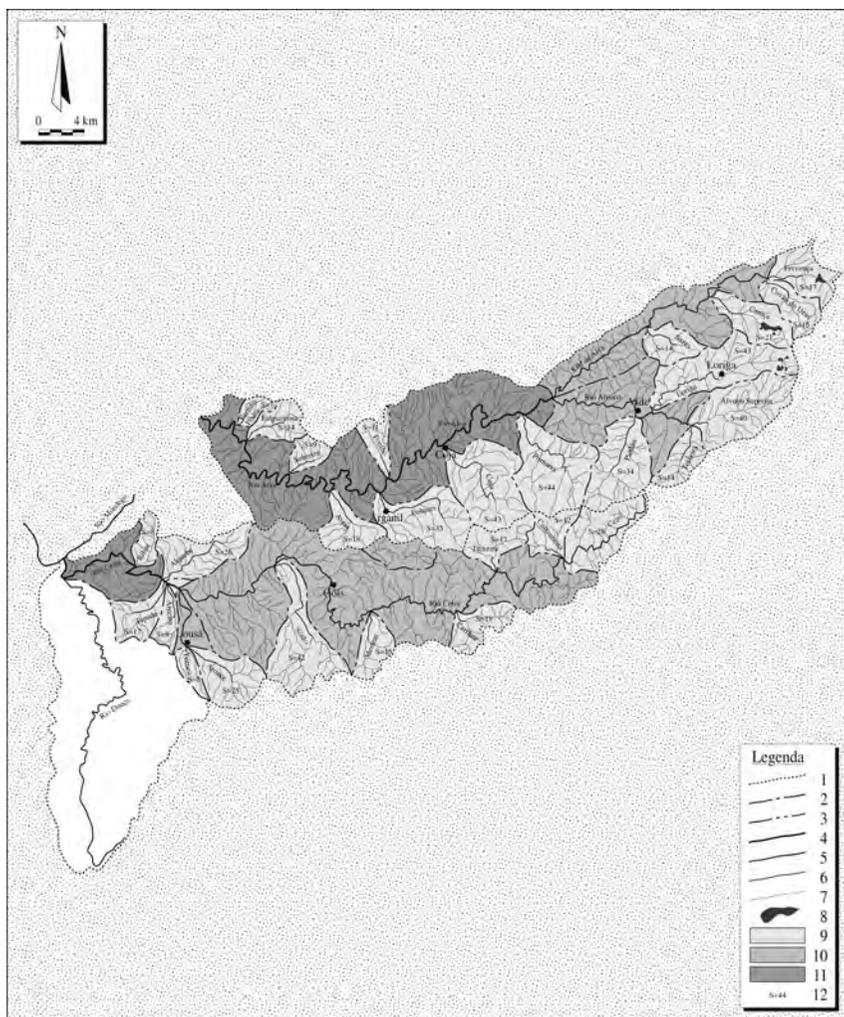


Fig. 66 – Delimitação das bacias hidrográficas de ordem  $\geq 5$ , afluentes aos rios Alva e Ceira. 1 – limite de bacia de ordem 7; 2 – de ordem 6; 3 – de ordem 5; 4 – canal de ordem 7; 5 – de ordem 6; 6 – de ordem 5; 7 – de ordem inferior a 5; 8 – albufeiras; 9 – bacias hidrográficas de ordem 5; 10 – área drenada para canal de ordem 6; 11 – área drenada para canal de ordem 7; 12 – superfície das bacias de ordem 5.

da relação de bifurcação deixam de estar compreendidos dentro do intervalo definido por Strahler, como sucede, por exemplo, entre os elementos ou canais de ordem 5 e 6, cujo valor da relação de bifurcação é de 6,0 na bacia hidrográfica do rio Ceira e de 8,0 na do rio Alva.

Do mesmo modo, esse valor corresponde a 2,0 quando se relacionam os segmentos de ordem 6 e 7 das duas bacias hidrográficas, valor que se obtém também frequentemente quando se relacionam os canais de ordem 4 e 5, das bacias hidrográficas de ordem 5.

Com efeito, quando graficamente se relaciona o número de canais de uma determinada ordem com o seu número de ordem (fig. 67), obtêm-se retas de regressão, correspondentes a funções exponenciais negativas (fig. 67-C e D), cuja posição, conforme é exterior às retas definidas pelas relações de bifurcação 3 e 5, ou está compreendida entre elas, nos permite concluir se o padrão da drenagem é ou não muito influenciado pela estrutura geológica.

Assim, os valores obtidos para a relação de bifurcação dos segmentos da rede hidrográfica dos rios Alva e Ceira vem provar que o desenho dessas redes, em particular o de algumas bacias de ordem inferior, está profundamente influenciado pela estrutura do substrato sobre o qual se desenvolve.

Do mesmo modo, aqueles valores permitem ilustrar a relativa semelhança de ambas as redes hidrográficas de ordem 7 e assinalar as profundas diferenças que, todavia, existem entre as bacias de ordem 6, das redes de drenagem dos rios Alva e Ceira.

Com efeito, enquanto se observa uma grande similitude nas retas de regressão correspondente às sub-bacias da ribeira de Alva e do rio Alvoco, afluentes ao Alva, verifica-se um marcado contraste entre as retas referentes às sub-bacias do Ceira Superior e do Arouce, afluentes ao rio Ceira, a primeira das quais se posiciona acima da reta definida pela relação de bifurcação 5 e a segunda se situa abaixo da reta que assinala a relação de bifurcação 3 (fig. 67-C), valores que são característicos dos sistemas fluviais (A. N. Strahler, 1981, p. 525).

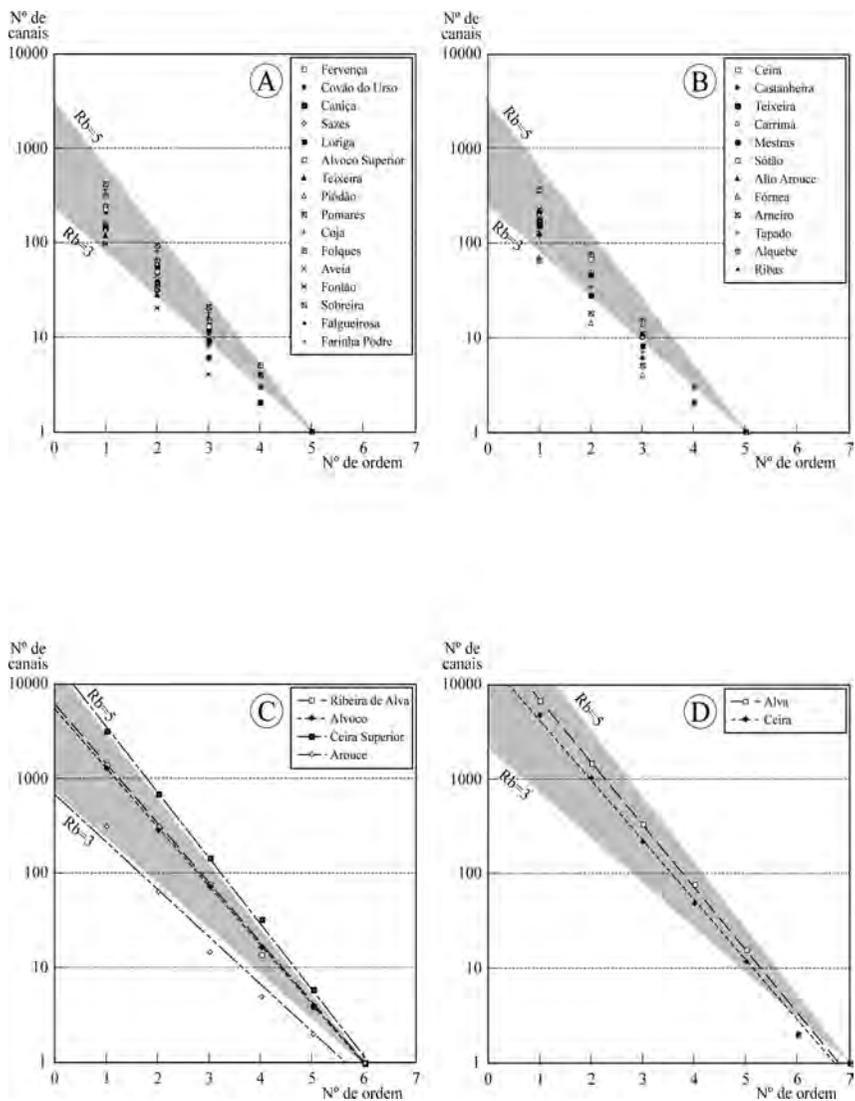


Fig. 67 – Relação existente entre o número de canais de uma determinada ordem e o respetivo número de ordem, em bacias de quinta ordem afluentes aos rios Alva (A) e Ceira (B), bem como em bacias de ordem 6 (C) e de ordem 7 (D).

Medindo-se, agora, o comprimento dos segmentos de cada uma das ordens, obtém-se a relação de comprimento, enunciada por Horton, citado em A. Strahler (1981, p. 56):

$$RL = \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_{u-1}}$$

$RL$  – relação de comprimento;

$\bar{L}_u$  – comprimento médio de todos os segmentos de ordem  $u$ ;

$\bar{L}_{u-1}$  – comprimento médio de todos os segmentos de ordem imediatamente inferior a  $u$ .

No que respeita à relação de comprimento, os valores obtidos são mais semelhantes nas sub-bacias do rio Alva do que nas do rio Ceira, apesar de algumas daquelas apresentarem, para os canais de ordem superior, relações de comprimento relativamente elevadas, como sucede nas ribeiras de Alva, de Coja e da Falgueirosa, respetivamente com relações de 8,33; 6,43 e 6,00.

Valores desta natureza e mesmo muito superiores são mais frequentes nas sub-bacias do rio Ceira, onde aliás, se atingem os valores mais elevados: Alto Arouce – 6,00; ribeira do Alquebe – 9,00; rio Ceira – 10,23; ribeira da Teixeira – 10,67 e Ceira Superior – 18,99. Do mesmo modo que a ordem, também o comprimento dos canais se pode expressar matematicamente através de equações e representar graficamente através de retas de regressão, as quais correspondem a funções exponenciais positivas (fig. 68).

Como nas anteriores, nestas observa-se igualmente uma maior semelhança, não só entre aquelas que correspondem às bacias de maior dimensão, de ordem 7 (fig. 68- D), mas também nas correspondentes às bacias de ordem 6, as quais apresentam comportamento análogo. Com efeito, as retas que definem as bacias hidrográficas da Ribeira de Alva e do rio Alvoco situam-se mais próximas uma da outra, do que aquelas que correspondem às do Ceira Superior e do Arouce, as quais assumem orientações muito diferentes.

Depois de hierarquizada a rede de drenagem das duas bacias em estudo, verificámos que, desde esse ponto de vista, apresentam algumas semelhanças.

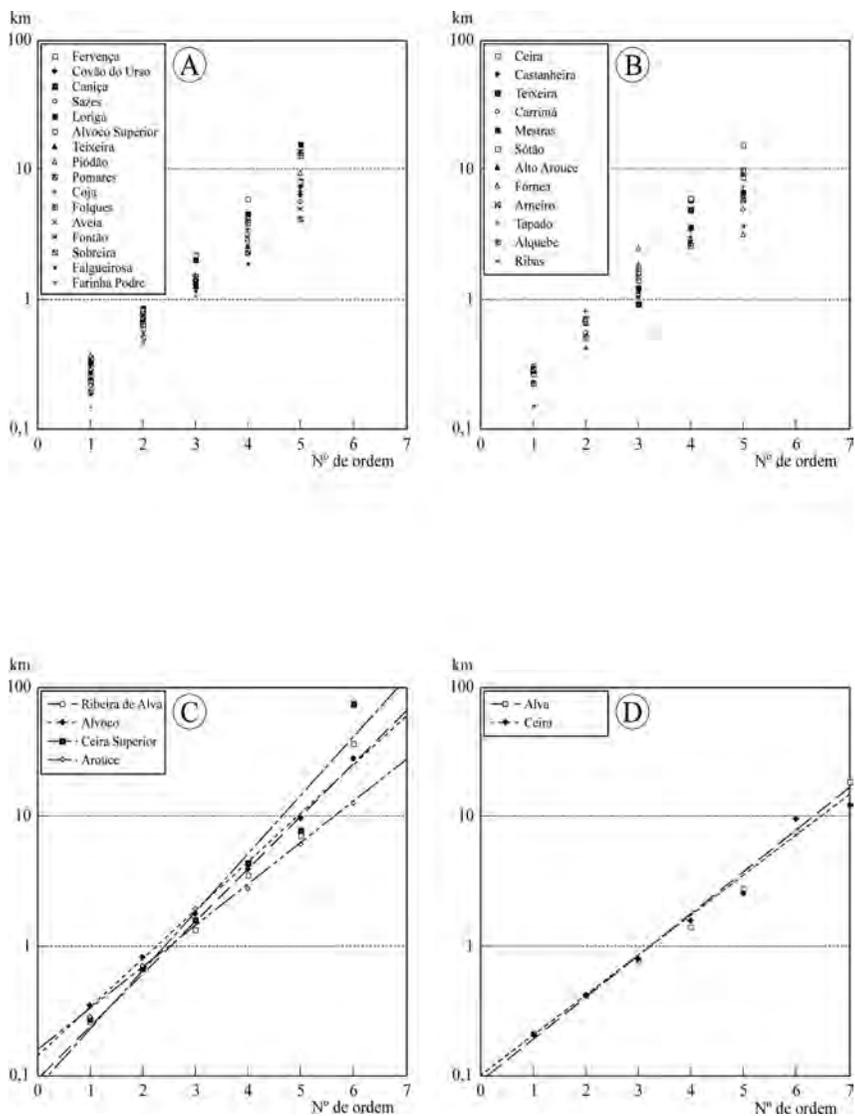


Fig. 68 – Relação existente entre o comprimento médio acumulado dos canais de determinada ordem e o respetivo número de ordem, para bacias de quinta ordem dos rios Alva (A) e Ceira (B), bem como para bacias de sexta (C) e de sétima ordem (D).

Com efeito, tanto o Alva como o Ceira, a montante da confluência com o Dueça, possuem bacias de ordem 7, cada uma delas resultando da junção de duas bacias de ordem 6.

Estas, por sua vez, já apresentam alguma diversidade. Enquanto que no Alva, cada uma delas possui quatro sub-bacias de ordem 5, já no Ceira se verifica uma grande assimetria, na medida em que para o Ceira propriamente dito (ordem 6) drenam seis sub-bacias de ordem 5, ao passo que para o rio Arouce apenas escoam duas.

Esta assimetria, também patente na dimensão das bacias de quinta ordem que drenam para o Alva inferior, resulta fundamentalmente da condicionante estrutural que leva ao desenvolvimento destes tramos fluviais na base da vertente setentrional das Serras de Xisto e, por esse motivo, a receberem aflúências muito menos significativas das suas margens direitas, logo, a desenvolverem redes muito menos extensas.

Exceptua-se o tramo do rio Ceira, a montante de Góis, que, por se organizar no interior da Cordilheira, se apresenta mais simétrico, como analisaremos a seguir.

#### *4.2.2.2. Extensão e forma das bacias hidrográficas*

Com vista a verificar se existe uma semelhança geométrica entre as bacias de uma determinada ordem e a de ordem imediatamente superior que as agrega, como as leis de Horton (1945) parecem demonstrar, e, ainda, porque a quantidade de precipitação e de insolação nelas recebida depende não só da sua exposição, mas também da forma e extensão das bacias fluviais, decidimos quantificar estes parâmetros morfométricos para as bacias de ordem igual ou superior a 5 (TABELA X).

TABELA X – Parâmetros morfométricos das bacias de drenagem de ordem  $\geq 5$

Bacias hidrográficas		Comprimento máximo	Largura máxima	Relação Larg./Comp.	Perímetro	Área			Índice de Assimetria	Exposição		
						Bacia Hidrográfica	Vertente mais extensa	Vertente menos extensa				
		L (Km)	l (Km)	l/L	P (Km)	A	(a)	(b)	(a/b)			
R I O	Rib <sup>a</sup> de Alva	Rib <sup>a</sup> da Fervença	6,625	5,325	0,80	21,80	17,01	8,68	8,33	1,04	W	
		Rib <sup>a</sup> da Covão do Urso	6,500	3,575	0,55	18,80	15,33	8,19	7,14	1,15	NW	
		Rib <sup>a</sup> da Caniça	8,500	3,700	0,44	21,20	20,95	11,03	9,92	1,11	NW	
		Rib <sup>a</sup> de Sazes	5,375	3,725	0,69	15,20	13,77	8,74	5,03	1,74	NW	
	Rio Alvoco	Rib <sup>a</sup> de Loriga	14,000	4,625	0,33	36,00	43,23	27,38	15,85	1,73	WSW	
		Rib <sup>a</sup> de Alvoco Superior	10,875	5,250	0,48	29,00	40,16	21,33	18,83	1,13	WSW	
		Rib <sup>a</sup> da Teixeira	6,750	3,000	0,44	17,00	14,23	7,84	6,39	1,23	NNE	
		Rib <sup>a</sup> do Pródão	9,375	5,375	0,57	25,00	34,45	21,24	13,21	1,61	NNE	
	A L V A	Alva Inferior	Rib <sup>a</sup> de Pomares	9,925	8,200	0,83	30,00	44,31	22,85	21,46	1,06	NW
			Rib <sup>a</sup> de Alvoco	9,800	7,325	0,75	28,80	42,76	26,09	16,67	1,57	NW
			Rib <sup>a</sup> de Folques	9,300	5,670	0,61	28,10	35,16	21,73	13,43	1,62	NW
			Rib <sup>a</sup> da Aveia	6,175	4,125	0,67	20,50	17,58	12,76	4,82	2,65	NW
O	Ordem 6	Rib <sup>a</sup> do Fontão	6,375	3,375	0,53	17,50	10,85	7,46	3,39	2,20	SE	
		Rib <sup>a</sup> da Sobreira	4,375	3,025	0,69	12,50	8,69	6,79	1,90	3,57	SW	
		Rib <sup>a</sup> da Falgueirosa	5,775	3,900	0,68	16,50	13,58	8,15	5,43	1,50	SW	
		Rib <sup>a</sup> da Farinha Podre	4,425	2,425	0,55	11,90	6,88	4,89	1,99	2,46	SW	
O	Ordem 6	Rib <sup>a</sup> de Alva	28,125	8,225	0,29	72,70	139,98	100,33	39,65	2,53	SW	
		Rio Alvoco	23,750	11,750	0,49	74,00	191,69	99,08	92,61	1,07	W	
O	Ordem 7	Rio Alva	58,800	16,125	0,27	166,30	704,63	521,54	183,09	2,85	WSW	
R I O C E I R A	Alto Ceira	Rio Ceira	8,950	5,050	0,56	23,20	27,80	17,20	10,60	1,61	SW	
		Rib <sup>a</sup> da Castanheira	4,250	3,850	0,91	13,90	11,80	9,00	2,80	3,21	S	
		Rib <sup>a</sup> da Teixeira	6,450	3,750	0,58	20,10	17,00	11,00	6,00	1,83	S	
		Rib <sup>a</sup> de Carrimá	5,550	4,000	0,72	16,20	17,60	13,40	4,20	3,19	N	
	Médio Ceira	Rib <sup>a</sup> das Mestras	6,020	3,700	0,61	14,80	15,00	11,10	3,90	2,85	N	
		Rib <sup>a</sup> do Sótão	11,750	7,170	0,61	28,60	42,10	33,10	9,00	3,68	N	
		Rio Arouce	7,900	5,120	0,65	19,30	24,70	12,70	12,00	1,06	NW	
	Ceira inferior	Rib <sup>a</sup> da Fórnea	5,470	2,150	0,39	12,90	7,60	5,60	2,00	2,80	NNW	
		Rib <sup>a</sup> do Arneiro	6,150	2,970	0,48	14,50	8,70	6,00	2,70	2,22	N	
		Rib <sup>a</sup> do Tapado	7,250	5,100	0,70	18,30	16,90	9,50	7,40	1,28	NE	
		Rib <sup>a</sup> de Alquebe	9,920	4,850	0,49	26,20	26,30	14,80	11,50	1,29	SW	
	A	Baixo Ceira	Rib <sup>a</sup> de Ribas	5,100	2,370	0,46	11,80	8,40	5,60	2,80	2,00	S
Rio Ceira			42,750	15,200	0,36	102,40	372,00	198,00	174,00	1,14	W	
O	Ordem 6	Rio Arouce	12,100	6,550	0,54	28,80	42,60	22,50	20,10	1,12	NNW	
O	Ordem 7	Rio Ceira <small>(a montante da confluência com o Douro)</small>	53,020	15,520	0,29	130,40	507,30	221,30	286,00	0,77	W	

No que respeita às respetivas dimensões, verificámos que estas são muito variáveis. Tanto a bacia do Alva como a do Ceira são relativamente compridas<sup>93</sup>, respetivamente 58,8 e 53,02 km, e estreitas<sup>94</sup> (16,125 e 15,520 km), pelo que apresentam uma fraca relação largura/comprimento (0,27 e 0,29).

Do mesmo modo, também as bacias de ordem 6 apresentam uma fraca relação largura/comprimento, pois só o rio Arouce (0,54) ultrapassa o valor de 0,50, embora o rio Alvoco (0,49) quase o alcance.

Apenas algumas bacias de ordem 5 apresentam valores iguais ou superiores a 0,75, ou seja, as afluentes às ribeiras de Coja (0,75), da Fervença (0,80) e de Pomares (0,83), por sua vez afluentes ao rio Alva, e a da ribeira da Castanheira (0,91), afluente ao rio Ceira.

Como se verifica, em nenhuma delas a largura é superior ao comprimento, o que comprova a tendência destas bacias fluviais para um certo alongamento.

A área das bacias de ordem 5 apresenta também valores muito diferentes, variando, no rio Alva, entre 6,88 (Farinha Podre) e 44,31 km<sup>2</sup> (Pomares), e entre 7,6 (Fórnea) e 42,1 km<sup>2</sup> (Sótão), no rio Ceira.

A distribuição destas bacias, tanto no Alto e Médio Ceira, como no Alva Superior, apresenta marcada assimetria. Com efeito, enquanto no Alto Ceira as bacias se localizam apenas na margem direita, tanto no Médio Ceira como

---

<sup>93</sup> A definição mais vulgar para comprimento, corresponde à maior distância medida em linha reta, desde a desembocadura até ao ponto mais afastado da bacia, situado no limite da mesma. Foi proposta por Schumm em 1963 (citado em Gregory e Walling, 1973, p. 49) e aparece mencionada em diversos autores, tais como Chorley (1969a, p. 43) e A. Christofolletti (1980, p. 114). No entanto, é possível encontrar várias outras definições, através das quais se pode obter um valor de comprimento diferente para cada uma delas, o que, naturalmente, gera alguma confusão. Além da mencionada, correspondendo à *maior distância da desembocadura*, A. Christofolletti (1980, p. 113-4) apresenta ainda as seguintes: *equidistância da desembocadura* – distância medida em linha reta entre a foz e determinado ponto do perímetro, que assinala a equidistância no comprimento do perímetro entre a foz e ele. O ponto mencionado representa, então, a metade da distância correspondente ao comprimento total do perímetro; *distância ao ponto mais alto* – distância medida, em linha reta, entre a foz e o ponto mais alto situado ao longo do perímetro, ou seja no limite da bacia; *eixo vetorial* – distância medida em linha reta, acompanhando paralelamente o desenvolvimento do rio principal. Este procedimento acarreta diversas decisões subjetivas quando o rio é irregular ou sinuoso, ou quando a bacia de drenagem possui uma forma pouco vulgar.

<sup>94</sup> A largura máxima corresponde à maior distância entre dois pontos situados no limite da bacia (A. Christofolletti 1980, p. 113), que, no nosso entender, deve ser medida perpendicularmente ao comprimento.

no Alva Superior situam-se somente na margem esquerda (fig. 66). Nestas circunstâncias, a bacia hidrográfica do rio Alva apresenta um maior índice de assimetria<sup>95</sup> (2,85) do que a do rio Ceira (1,29).

Mas, são sobretudo as bacias de ordem 5 aquelas que se apresentam mais assimétricas. Destacam-se sobretudo as bacias das ribeiras nas quais mais de 2/3 da respetiva área se situa numa das margens. São elas, no rio Ceira, as bacias das ribeiras do Sótão (3,68), Castanheira (3,21), Carrimá (3,19), Mestras (2,85), Fórnea (2,80), Arneiro (2,22) e Ribas (2,00) e no rio Alva, as das ribeiras da Sobreira (3,57), Aveia (2,65), Farinha Podre (2,46) e Fontão (2,20).

Como já referimos, estas assimetrias devem-se sobretudo à condicionante estrutural que comanda a organização da rede hidrográfica, à qual por vezes se associam aspetos de natureza litológica.

Devido às bacias de drenagem não apresentarem, de modo geral, formas bem definidas, optou-se por quantificá-las através de índices que procuram comparar a sua forma com a de figuras geométricas conhecidas, tais como o círculo ou o retângulo (A. Christofolletti, 1969; Gregory e Walling, 1973; L. Lourenço, 1989).

É óbvio que estes índices apenas assumem significado em bacias pequenas, que se desenvolvam sobre rochas homogéneas, pois, à medida que aumenta o tamanho da bacia, maior é a probabilidade da sua forma se ir afastando da forma teórica conhecida, tomada como referência. Com efeito, quanto mais extensa for a bacia, tanto maior será a probabilidade de outros fatores importantes para a concentração das águas também variarem. Estamos a pensar, por exemplo, na litologia, na permeabilidade das formações rochosas, no declive das vertentes e do próprio talvegue, na cobertura vegetal e, no caso das bacias muito grandes, até no clima. No entanto, apesar dos inconvenientes que o seu uso possa acarretar, os índices apresentam a grande vantagem de permitirem a comparação de bacias com dimensões e formas muito variadas.

---

<sup>95</sup> Índice de assimetria é a “*relação existente entre as duas superfícies situadas de um e de outro lado do canal principal*” (Pinchemel, citado em M. Ters, 1961, p. 308).

De entre os muitos índices de forma existentes (L. Lourenço, 1989, p. 57-63) seleccionámos alguns dos mais comuns, tendo-se determinado os respetivos valores para as bacias de ordem  $\geq 5$  (TABELA XI).

TABELA XI – Índices de Forma das Bacias Hidrográficas de ordem  $\geq 5$

Bacias hidrográficas			Capacidade GRAVELLUS	Circularidade MILLER	Alongamento SCHUMM	Forma HORTON	Forma U.S.A.C.E.	Comp./Área CHRISTOPOLLETTI	Homogeneidade PINCHEMEL	Lermítico CHORLEY	
			(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)	(h)	
R I O A L V A	Alva superior	Rib <sup>a</sup> de Ferveça	1,48	0,45	0,70	0,39	2,58	1,61	0,65	0,65	
		Rib <sup>a</sup> de Alva	1,34	0,55	0,68	0,36	2,76	1,66	0,61	0,69	
		Rib <sup>a</sup> da Covão do Urso	1,30	0,59	0,61	0,29	3,45	1,86	0,49	0,86	
		Rib <sup>a</sup> de Sazes	1,15	0,75	0,78	0,48	2,10	1,45	0,80	0,52	
	Rio Alvoco	Rib <sup>a</sup> de Loriga	1,53	0,42	0,53	0,22	4,53	2,13	0,37	1,13	
		Rib <sup>a</sup> de Alvoco Superior	1,28	0,60	0,66	0,34	2,94	1,72	0,57	0,74	
		Rib <sup>a</sup> da Teixeira	1,26	0,62	0,63	0,31	3,20	1,79	0,53	0,80	
		Rib <sup>a</sup> do Piódão	1,19	0,69	0,71	0,39	2,55	1,60	0,66	0,64	
	Alva inferior	Margem Esquerda	Rib <sup>a</sup> de Pomares	1,26	0,62	0,76	0,45	2,22	1,49	0,76	0,56
		Rib <sup>a</sup> de Folques	1,23	0,65	0,75	0,45	2,25	1,50	0,75	0,56	
		Rib <sup>a</sup> de Aveia	1,33	0,56	0,72	0,41	2,46	1,57	0,68	0,61	
		Rib <sup>a</sup> da Aveia	1,37	0,53	0,77	0,46	2,17	1,47	0,78	0,54	
	Margem Direita	Rib <sup>a</sup> do Fontão	1,49	0,45	0,58	0,27	3,75	1,94	0,45	0,94	
		Rib <sup>a</sup> da Sobreira	1,19	0,70	0,76	0,45	2,20	1,48	0,76	0,55	
Rib <sup>a</sup> da Falgueirosa		1,25	0,63	0,72	0,41	2,46	1,57	0,69	0,61		
Rib <sup>a</sup> da Farinha Podre		1,27	0,61	0,67	0,35	2,85	1,69	1,69	0,71		
Ordem 6	Rib <sup>a</sup> de Alva	1,72	0,33	0,47	0,18	5,65	2,38	0,30	1,41		
	Rio Alvoco	1,50	0,44	0,66	0,34	2,94	1,72	0,57	0,74		
Ordem 7	Rio alva	1,75	0,32	0,51	0,20	4,91	2,22	0,34	1,23		
	Alto Ceira	Rio Ceira	1,23	0,65	0,66	0,35	2,88	1,70	0,58	0,72	
R J O C E I R A	Ceira superior	Rib <sup>a</sup> da Castanheira	1,13	0,77	0,91	0,65	1,53	1,24	1,10	0,38	
		Rib <sup>a</sup> da Teixiera	1,36	0,53	0,72	0,41	2,45	1,56	0,69	0,61	
		Rib <sup>a</sup> de Carrimã	1,08	0,84	0,85	0,57	1,75	1,32	0,96	0,44	
	Médio Ceira	Rib <sup>a</sup> das Mestras	1,07	0,86	0,73	0,41	2,42	1,55	0,70	0,60	
		Rib <sup>a</sup> do Sótão	1,23	0,65	0,62	0,30	3,28	1,81	0,51	0,82	
		Rio Arouce	1,09	0,83	0,71	0,40	2,53	1,59	0,67	0,63	
	Ceira Baixo inferior Ceira	Rib <sup>a</sup> da Fôrnea	1,31	0,57	0,57	0,25	3,94	1,98	0,43	0,98	
		Margem Esquerda	Rib <sup>a</sup> do Arneiro	1,38	0,52	0,54	0,23	4,35	2,09	0,39	1,09
		Rib <sup>a</sup> do Tapado	1,25	0,63	0,63	0,32	3,11	1,76	0,54	0,78	
	Margem Direita	Rib <sup>a</sup> de Alquebe	1,43	0,48	0,58	0,27	3,74	1,93	0,45	0,94	
		Rib <sup>a</sup> de Ribas	1,14	0,76	0,64	0,32	3,10	1,76	0,54	0,77	
	Ordem 6	Rio Ceira	1,49	0,45	0,51	0,20	4,91	2,22	0,34	1,23	
		Rio Arouce	1,24	0,65	0,61	0,29	3,44	1,85	0,49	0,86	
	Ordem 7	Rio Ceira	1,62	0,37	0,48	0,18	5,54	2,35	0,30	1,39	

Legenda

(a)  $Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$       (b)  $Ic = \frac{4\Pi A}{P^2}$       (c)  $Ia = \frac{2\sqrt{A}/\Pi}{L}$       (d)  $Kf = \frac{A}{L^2}$       (e)  $S = \frac{L^2}{A}$       (f)  $Ie_0 = \frac{L}{\sqrt{A}}$       (g)  $I_h = \frac{\Lambda}{3,985 \left( \frac{L_e}{2,59} \right)^2}$       (h)  $K = \frac{L^2}{4A}$

#### 4.2.2.2.1. Índices de forma

O índice mais usado é o de Gravelius, também conhecido por coeficiente de compacidade ( $K_c$ ), o qual compara a forma da bacia com a de um círculo. É definido como a relação existente entre o perímetro da bacia e o perímetro de um círculo com a área igual à da bacia. Deste modo, o coeficiente de compacidade varia com a forma da bacia e é tanto maior quanto menos compacta, ou seja, quanto mais irregular for a bacia, o que leva a uma concentração menos rápida das águas na desembocadura, durante uma cheia.

O coeficiente mínimo é igual à unidade, correspondendo a uma bacia circular, e o seu valor aumenta à medida que a compacidade diminui.

No rio Ceira, as bacias das Mestras (1,07), Carrimá (1,08), Arouce (1,09), Castanheira (1,13) e Ribas (1,14) apresentam valores de compacidade inferiores ao mais baixo registado na bacia do Alva, correspondente à ribeira de Sazes (1,15). Do mesmo modo, o valor mais elevado registado no Ceira, na ribeira do Alquebe (1,43), é também inferior aos verificados nas bacias das ribeiras da Fervença (1,48), Fontão (1,49) e Loriga (1,53), no Alva.

Deste modo, quer individualmente, através das bacias de ordem 5, quer no seu conjunto, a bacia hidrográfica do rio Ceira (1,62) apresenta-se ligeiramente mais compacta do que a do rio Alva (1,75).

Dois outros índices, que comparam a forma das bacias hidrográficas com a de círculos, são o índice de circularidade ( $I_c$ ), proposto em 1953 por Miller (citado em Christofolletti, 1969, p. 38), e o índice de alongamento da bacia ( $I_a$ ), definido em 1956 por Schumm (citado em Gregory e Walling, 1973, p. 51).

O valor máximo destes índices é igual à unidade, o qual corresponde a bacias perfeitamente circulares. Será tanto mais próximo deste valor quanto mais arredondada for a bacia e estará tanto mais próximo de zero, quanto mais alongada for a bacia.

Estes índices deveriam permitir uma hierarquização análoga das diversas bacias, pois quantificam de modo diferente a mesma realidade, circularidade *versus* alongamento, embora na prática tal não se observe. No entanto, é o de circularidade aquele índice que mais se assemelha ao de compacidade.

Em 1932, Horton (citado em Gregory e Walling, 1973, p. 51), propôs um fator de forma ( $K_f$ ) tomando para termo de comparação um retângulo, ou seja, a relação existente entre a largura média e o comprimento da bacia, a qual se pode traduzir através da relação da área com o quadrado do comprimento da bacia.

Deste modo, o valor máximo do fator de forma é também igual à unidade e decresce em função do alongamento da bacia.

O inverso deste índice, é usado pelo U. S. Army Corp of Engineers (M. J. Alcoforado, 1981, p. 66) e apresenta a vantagem de assumir uma maior variação dos valores, possibilitando assim melhor diferenciação da forma das bacias.

Por sua vez, a relação entre o comprimento e a área da bacia ( $IC_0$ ), apresentada por A. Christofletti (1980, p. 115), consiste na transformação, através da raiz quadrada, do índice anterior. Apresenta a novidade de chamar a atenção para a possibilidade de, simultaneamente, ser possível descrever e interpretar a forma das bacias, pois permite verificar o alargamento ou o alongamento das bacias, em função do valor do  $IC_0$ .

Deste modo, para valores de  $IC_0 \approx 1,0$  a forma da bacia será semelhante à de um quadrado. Para valores de  $IC_0 < 1,0$  a bacia tenderá para formas alargadas, enquanto que para valores de  $IC_0 > 1,0$  a forma tenderá a ser tanto mais alongada quanto mais elevado for esse valor. Na realidade, esta relação também se aplica aos índices anteriores, diretamente no último e, de modo inverso, no penúltimo.

Contudo, alguns autores consideram que a comparação com figuras geométricas “perfeitas”, como o círculo, o retângulo ou o quadrado, não serão as mais realistas, porquanto a forma média das bacias de drenagem se assemelha mais à forma de uma pera.

Com esse intuito, Pinchemel (citado em M. Ters, 1964, p. 309) propôs a comparação da forma da bacia com a de um óvulo, relacionando a superfície da bacia com esta forma geométrica, tendo por eixo o comprimento máximo da bacia.

Os valores deste índice, a que chamou índice de homogeneidade, aproximam-se da unidade quando as bacias se assemelham a uma forma ovóide e tendem para zero à medida que estas se afastam dessa forma ideal.

Determinou-se ainda o índice lemniscato ( $K$ ), o qual pretende comparar a forma das bacias hidrográficas com a de curvas lemniscatas, ou seja, em forma

de 8, tendo sido proposto em 1957 por Chorley, Malm e Pogorzelski (citado em Gregory e Walling, 1973, p. 51).

Deste modo, em função dos valores obtidos para os diferentes índices (TABELA XI), podemos concluir que, das bacias de ordem 5 afluentes ao Alva, aquela que possui maior propensão para registrar cheias, por ser mais homogênea e compacta, é a da ribeira de Sazes. Com efeito, é nela que os valores de todos os índices mais se aproximam da unidade por, de entre todas elas, exibir a forma que mais se aproxima do círculo.

Em contraponto, a ribeira de Loriga é aquela que, por ser alongada, apresenta valores mais afastados da unidade, logo, menos propensa à ocorrência de enchentes, dada a sua forma quase retangular.

No que concerne às bacias hidrográficas de ordem 5 afluentes ao rio Ceira, não se observa coincidência na ordenação dos valores dos índices extremos. Com efeito, os valores que mais se aproximam da unidade distribuem-se pelas ribeiras de Carrimá (índices circulares) e da Castanheira (outros índices). De igual modo, também os valores que mais se afastam da unidade se distribuem por duas ribeiras, a de Alquebe (índices circulares) e do Arneiro (outros índices). Assim, mesmo quando pretendemos ordenar através de índices de forma o posicionamento das ribeiras, ele acaba por não obedecer sempre à mesma lógica sequencial, sendo por isso relativo. A inexistência de uniformidade significa que, mesmo através dos índices, se obtém uma ordenação relativa, ou seja, nem sequer os índices conseguem definir de modo objetivo, a forma das bacias hidrográficas, razão pela qual a análise morfométrica tem perdido importância nos últimos tempos.

#### *4.2.2.3. Análise do declive dos talvegues*

A quantificação dos declives médios dos tramos fluviais, entre pontos bem definidos, ajuda a melhor caracterizar a provável evolução da rede de drenagem. A análise comparativa dos declives médios dos rios Alva e Ceira é disso um bom exemplo (TABELA XII).

TABELA XII – Declives dos rios Alva e Ceira

Local	Distância a Nascente (m)	Altitude (m)	Distância Relativa (m)	Altura (m)	Declive médio (%)
Nascente	0	1651	8000	441	55,13
Várzea	8000	1210	625	150	240,00
Rib <sup>a</sup> . do Cabaço	8625	1060	8925	380	42,58
2km jusante Sr <sup>a</sup> . Desterro	17550	680	450	120	266,67
R I Rib <sup>a</sup> . da Caniça	18000	560	3125	250	80,00
O Rib <sup>a</sup> . de Valezim	21125	310	19675	90	4,57
Rio Alvoco	40800	220	3900	9	2,31
A L Rib <sup>a</sup> . de Pomares	44700	211	13500	45	3,33
V Rib <sup>a</sup> . de Coja	58200	166	9900	23	2,32
A Rib <sup>a</sup> . do Fundão	68100	143	1900	11	5,79
Rib <sup>a</sup> . de Folques	70000	132	950	20	2,11
Rib <sup>a</sup> . da Aveia	79500	112	10900	24	2,20
Rib <sup>a</sup> . da Sobreira	90400	88	13400	31	2,31
Rib <sup>a</sup> . da Falgueirosa	103800	57	4200	2	0,48
Rib <sup>a</sup> . da Farnha Pódre	108000	55	6200	16	2,58
Rio Mondego	114200	39			

Local	Distância a Nascente (m)	Altitude (m)	Distância Relativa (m)	Altura (m)	Declive médio (%)
Nascente	0	1302	14500	698	48,14
Rib <sup>a</sup> . da Castanheira	14500	604	13500	168	12,44
R I Rib <sup>a</sup> . da Teixeira	28000	436	8600	39	4,53
O Rib <sup>a</sup> . de Carrimá	36600	397	11700	123	10,51
C Rib <sup>a</sup> . das Mestras	48300	274	9600	74	7,71
E I Góis (M <sup>a</sup> . de Caracvelos)	57900	200	9800	63	6,43
R A Rib <sup>a</sup> . do Sôzão	67700	137	12700	71	5,59
Rio Arouce	80400	66	1200	2	1,67
Rib <sup>a</sup> . do Arneiro	81600	64	400	1	2,50
Rib <sup>a</sup> . do Tapado	82000	63	400	2	5,00
Rib <sup>a</sup> . de Alquebe	82400	61	5200	17	3,27
Rib <sup>a</sup> . de Ribas	87600	44	9200	19	2,07
Rio Dueça	96800	25	2200	6	2,73
Rio Mondego	99000	19			

Local	Distância a Nascente (m)	Altitude (m)	Distância Relativa (m)	Altura (m)	Declive médio (%)
R I Nascente	0	1955	1000	105	105,00
O Início da Quebrada	1000	1850	3000	1060	353,33
Rib <sup>a</sup> . do Levantejo	4000	790	4500	265	58,89
A L Rib <sup>a</sup> . de Valecovo	8500	525	5000	145	29,00
V Rib <sup>a</sup> . da Teixeira	13500	380	7500	85	11,33
O Rib <sup>a</sup> . do Piódão	21000	295	12000	75	6,25
C O Rio Alva	33000	220			

Local	Distância a Nascente (m)	Altitude (m)	Distância Relativa (m)	Altura (m)	Declive médio (%)
R I Nascente	0	940	1030	375	364,08
O Rib <sup>a</sup> . do Catarredor	1030	565	2450	213	86,94
A R Rib <sup>a</sup> . da Sardeira	3480	352	4080	192	47,06
O U Fábrika Papel do Prado	7560	160	9120	94	10,31
C E Rio Ceira	16680	66			

Como demonstrámos em trabalho anterior (L. Lourenço, 1989, p. 37), os perfis longitudinais dos rios Alva e Alvoco, a montante da respetiva confluência (fig. 69-A), assinalam a evolução harmoniosa do rio Alvoco, traduzida pela concavidade basal do seu perfil, próxima do “perfil de equilíbrio” do modelo de W. M. Davis (1954, p. 175), em contraponto com as imponentes roturas de declive, marcadas por ângulos acentuados, assinaladas ao longo do Alva.

Entre outras causas, estas desigualdades resultam quer da diferenciação litológica, quer da diferença de idade entre essas redes fluviais, quer, ainda, da condicionante tectónica. Com efeito, esta permanece como elemento essencial no desenvolvimento da geometria da rede hidrográfica, bem como nos ressaltos do perfil longitudinal do Alva, enquanto que, no Alvoco, foi em grande parte su-

perada pelas outras causas apontadas, surgindo apenas como elemento residual, excepto no que concerne ao desenvolvimento horizontal dessa rede hidrográfica.

Comparativamente, a organização da rede do Alva parece ser muito mais jovem do que a do Alvoco, em consequência de capturas de antigos elementos de direcção Este-Oeste, em função de um remontar de cabeceiras, estreitamente adaptado à rede de fraturas, enquanto que o Alvoco apresenta sinais de uma evolução mais antiga, não só em função do perfil mais evoluído, mas também porque os vales se apresentam muito mais abertos (S. Daveau, 1969, p. 59-60).

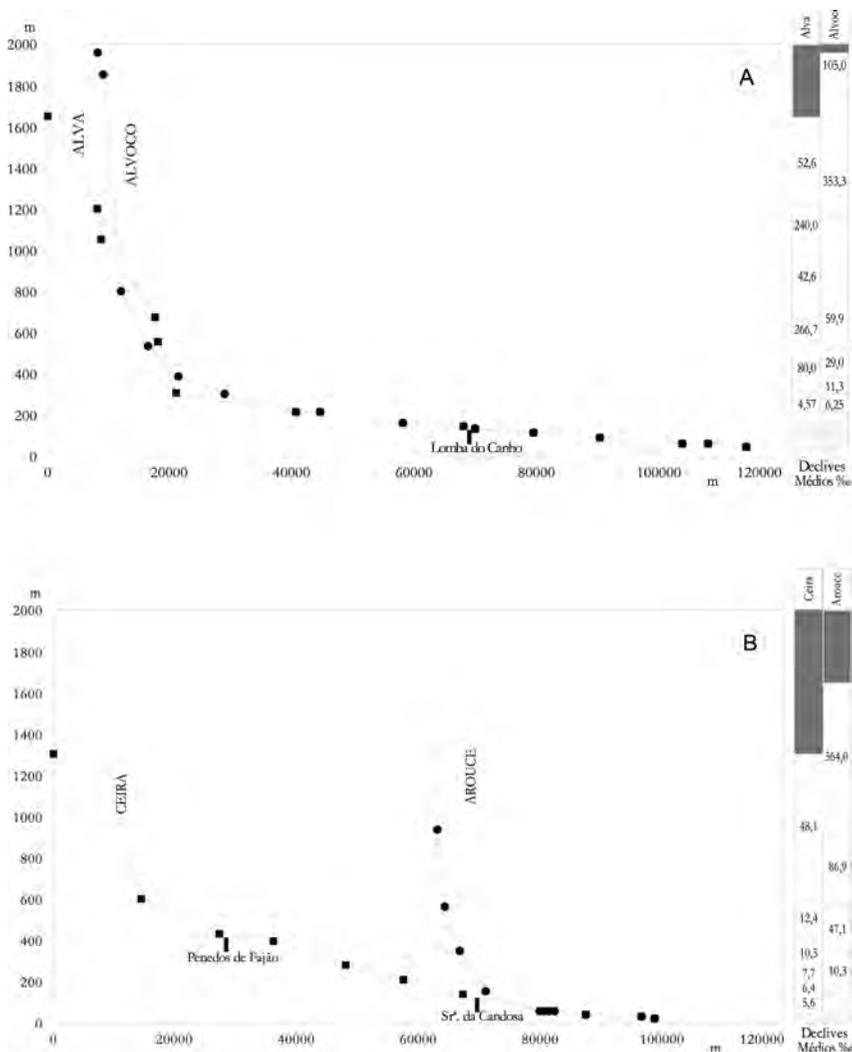
Além da sua maior antiguidade, o facto do rio Alvoco desenvolver a sua rede sobre rochas xisto-grauvacóides ter-lhe-á facilitado uma evolução mais harmoniosa do que a da ribeira de Alva, pois, além desta ser mais recente, corre sobre granitóides, mais resistentes à erosão, o que lhe dificulta a regularização dos principais obstáculos encontrados ao longo do seu percurso.

Porque as cabeceiras destes rios já se situam fora dos limites da nossa área de estudo, e, sobretudo, porque já foram objeto de análise pormenorizada (L. Lourenço, 1989, p. 40-45), centremos agora a nossa atenção no perfil esquemático do rio Ceira (Fig. 69-B), dado que a figura é suficientemente expressiva.

É suposto pensar que este rio, não só por passar por duas cristas quartzíticas (Penedos de Fajão e Sr.<sup>a</sup> da Candosa), mas também por atravessar acidentes importantes, entre os quais se salientam o que delimita a oriente o maciço marginal de Coimbra e aquele que soergue a NW a Cordilheira Central, deveria apresentar um perfil longitudinal profundamente marcado por roturas de declive.

Na realidade, tal não se verifica. No conjunto, quando comparado com o perfil longitudinal do Alvoco, observa-se nele um maior declive médio, no qual se torna difícil individualizar tramos específicos, pois os declives mantêm-se quase constantes ao longo de distâncias consideráveis. Com efeito, após os acentuados declives do tramo de montante (48‰), embora muito inferiores aos do rio Alvoco (105; 353 e 59‰), sucede-se uma gradual diminuição do declive. Neste sector, as soleiras de rocha dura, os acidentes tectónicos e os bruscos aumentos de caudal provenientes dos afluentes, apenas conseguem imprimir pequenos retoques de pormenor ao desenho do perfil longitudinal do rio Ceira.

As roturas de declive mais significativas ocorrem a montante. A primeira delas, por alturas da confluência com a ribeira da Castanheira, marca a transição entre o tramo inicial do rio Ceira e o sector seguinte, com um perfil longitudinal mais evoluído.



Outra rotura com algum significado regista-se nas imediações da confluência com a ribeira de Carrimá, a partir da qual o perfil passa a ter um carácter mais homogéneo.

Entre aqueles ressaltos, o perfil longitudinal apresenta dois sectores com declives bem diferentes, respetivamente 12,4 e 4,5%.

A rotura que separa estes dois sectores resulta da conjugação de fatores de natureza tectónica e litológica, associados tanto ao acidente que soergue os xistos a oriente dos quartzitos, como à presença e dureza destas rochas.

Embora não existam registos de caudais líquidos, e muito menos de caudais sólidos, que nos permitam avaliar a importância dos sucessivos aumentos de caudal provenientes das principais ribeiras afluentes<sup>96</sup>, estes não parecem contudo, muito significativos, em função da fisionomia do perfil.

Apenas quando diversas ribeiras de ordem 5 confluem muito próximo umas das outras é que se nota uma rotura de declive, mas, mais do que ao acréscimo de caudal, deverá estar associada a um retoque tectónico, ligado ao acidente de S. Pedro Dias.

Em contrapartida, a importância da falha NW da Cordilheira Central, atravessada em Góis, aparece perfeitamente diluída no desenho do perfil, carecendo de particular significado. Tal circunstância tem a ver certamente com a sua relativa antiguidade, a adaptação do rio à estrutura e, por conseguinte, à maior facilidade em erosionar ao longo das linhas de fragilidade. Por último, será também de atribuir à própria natureza litológica das rochas, predominantemente constituída por xistos, facilmente erosionáveis.

Deste modo, é sobretudo nas ribeiras afluentes, provenientes das áreas montanhosas, que se multiplicam as irregularidades do perfil (fig. 37), devidas a um conjunto de fatores, onde a estrutura e a tectónica devem desempenhar papel preponderante.

---

<sup>96</sup> Para o rio Ceira existem registos de alturas de água na Ponte de Góis, na Fábrica de Papel do Boque e na Ponte do Cabouco. Em 1986 foi instalado um limnígrafo na Ponte da Conraria, o qual também permite contabilizar as aflúncias do Dueça, até então desconhecidas, pois apenas o tramo superior do seu afluente Simonte era controlado na Louçainha, como veremos.

Por outro lado, a jusante do grande acidente NW da Cordilheira Central, a evolução do rio Ceira parece testemunhar uma história atribulada, recheada de episódios complexos (S. Daveau, 1985/6, p. 279 e seg.), que não analisámos por se situar fora das Serras de Xisto.

Assim, a relação do declive das linhas de água com outros elementos morfológicos contribui para a explicação e ajuda a traçar a evolução das formas de relevo.

#### 4.2.2.4. *Densidade de drenagem*

De entre os parâmetros quantitativos com particular significado hidrogeomorfológico, destaca-se a densidade de drenagem, a qual relaciona o comprimento de todos os segmentos fluviais com a área total da bacia hidrográfica.

Deste modo, o resultado obtido, expresso em km/km<sup>2</sup>, não só indica o comprimento dos canais existentes por unidade de superfície, mas também dá conta da eficiência do escoamento fluvial. Normalmente, consideram-se quatro grandes tipos de densidade de drenagem: baixa, média, alta e extremamente elevada (A. Strahler, 1981, p. 532), às quais se associam, respetivamente, as texturas grosseira, média, fina e ultrafina, entendidas como “o maior ou menor espaçamento entre os cursos de água”. Segundo R. Ray (citado em A. Christofletti, 1969, p. 40) será grosseira, “quando existe espaçamento amplo entre os cursos de água” e será fina, quando ocorre o inverso.

A. Christofletti (1969, p. 41), adaptando os valores propostos por Strahler (1981, p. 532), passou a considerar a densidade de drenagem como sendo baixa, quando o seu valor é inferior a 7,5. Será média, quando ficar compreendido entre 7,5 e 10,0, e passará a alta, sempre que aquele valor for superior a 10,0.

Todas as bacias hidrográficas analisadas apresentam densidades de drenagem baixas (TABELA XIII) e, por conseguinte, texturas grosseiras.

Apenas duas delas, correspondentes às ribeiras de Ribas e da Farinha Podre, por coincidência ambas situadas na margem direita da parte vestibular das bacias dos rios Ceira e Alva, respetivamente, se aproximam das densidades de drenagem médias, uma vez que os respetivos valores, 7,06 e 6,25, são

TABELA XIII – Parâmetros Hidrogeomorfológicos das Bacias Fluviais de ordem ≥ 5

Bacias hidrográficas			Área da Bacia	Nº total de canais elementares	Comp. total dos canais em km	Densidade de Drenagem	Coefficiente de manutenção	Densidade hidrográfica ou sequência de alvega	Coefficiente de torrencialidade	
			(A)	(N)	(L)	(a) (Km/Km²)	(b) (m²/m)	(c) (N <sub>i</sub> /Km²)	(Fh/Dd)	
R I O A L V A	Alva superior	Ribª da Ferveça	17,01	235,00	93,50	5,50	181,93	13,82	75,94	
		Ribª de Alva	15,33	142,00	62,70	4,09	244,50	9,26	37,89	
		Ribª da Caniça	20,95	141,00	74,80	3,57	280,08	6,73	24,03	
		Ribª de Sazes	13,77	131,00	52,10	3,78	264,30	9,51	35,99	
	Rio Alvoço	Ribª de Loriga	43,23	238,00	141,20	3,27	306,16	5,51	17,98	
		Ribª de Alvoço Superior	40,16	222,00	128,60	3,20	312,29	5,53	17,70	
		Ribª da Teixeira	14,23	119,00	62,20	4,37	228,78	8,36	36,55	
		Ribª do Piódão	34,45	246,00	142,20	4,13	242,26	7,14	29,48	
	M A R G E M	Alva inferior	Ribª de Pomares	44,31	415,00	195,80	4,42	226,30	9,37	41,39
			Ribª de Coja	42,76	363,00	165,00	3,86	259,15	8,49	32,76
			Ribª de Folques	35,16	307,00	133,40	3,79	263,57	8,73	33,13
			Ribª da Aveia	17,58	158,00	74,80	4,25	235,03	8,99	38,24
Margem Esquerda		Ribª do Fontão	10,85	96,00	40,90	3,77	265,28	8,85	33,35	
		Ribª da Sobreira	8,69	149,00	47,50	5,47	182,95	17,15	93,72	
		Ribª da Falgueirosa	13,58	208,00	66,20	4,87	205,14	15,32	74,67	
		Ribª da Farinha Podre	6,88	151,00	43,00	6,25	160,00	21,95	137,17	
Ordem 6		Ribª de Alva	139,98	1426,00	640,50	4,58	218,55	10,19	46,61	
		Rio Alvoço	191,69	1297,00	749,00	3,91	255,93	6,77	26,44	
Ordem 7	Rio alva	704,63	6744,00	3064,40	4,35	229,94	9,57	41,62		
R I O C E I R A	Alto Ceira	Rio Ceira	27,80	221,00	105,10	3,78	264,51	7,95	30,05	
		Ribª da Castanheira	11,80	120,00	52,20	4,42	226,05	10,17	44,99	
		Ribª da Teixeira	17,00	171,00	67,40	3,96	252,25	10,06	39,88	
		Ribª de Carrimã	17,60	193,00	73,40	4,17	239,78	10,97	45,73	
	Médio Ceira	Ribª das Mestras	15,00	152,00	65,90	4,39	227,62	10,13	44,52	
		Ribª do Sótão	42,10	357,00	159,80	3,80	263,45	8,48	32,19	
	Arouce	Rio Arouce	24,70	216,00	101,00	4,09	244,55	8,74	35,76	
		Ribª da Fórnea	7,60	69,00	34,30	4,51	221,57	9,08	40,97	
	Margem Esquerda	Ribª do Arceiro	8,70	66,00	36,50	4,20	238,36	7,59	31,83	
		Ribª do Tapado	16,90	131,00	71,10	4,21	237,69	7,75	32,61	
Ceira Baixa inferior	Ribª de Alquebe	26,30	373,00	117,40	4,46	224,02	14,18	63,31		
	Ribª de Ribas	8,40	225,00	59,30	7,06	141,65	26,79	189,09		
Ordem 6	Rio Ceira	372,00	3252,00	1513,70	4,07	245,76	8,74	35,57		
	Rio Arouce	42,60	316,00	155,40	3,65	274,13	7,42	27,06		
Ordem 7	Rio Ceira	507,30	4760,00	2119,40	4,18	239,36	9,38	39,20		

Legenda:

(a)

$$Dd = \frac{L}{A}$$

(b)

$$C_m = \frac{L}{Dd} \times 1000$$

(c)

$$Dh = \frac{N_i}{A}$$

aqueles que mais se aproximam do limiar 7,5 que separa as densidades baixas das médias.

Os valores mais baixos (inferiores a 4,0) ocorrem frequentemente nas áreas mais montanhosas, com declives importantes, onde a geometria da rede de

drenagem obedece essencialmente a um comando estrutural e, por esse motivo, os canais fluviais são pouco abundantes e muito compridos, a principal característica das texturas grosseiras.

Outro modo de avaliar a textura consiste na determinação do coeficiente de manutenção ( $Cm$ ), definido por Schumm (citado em A. Christofolletti, 1969, p. 43-44), o qual o considera como um dos parâmetros mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem, dado que nos indica a área mínima ( $m^2/m$ ) necessária à manutenção de um metro de canal de escoamento.

Naturalmente, são as bacias fluviais com densidades de drenagem mais baixas aquelas que também apresentam os coeficientes de manutenção mais baixos (TABELA XIII). Estes variam desde 141,65 e 160,00  $m^2/m$ , respetivamente nas bacias hidrográficas das ribeiras de Ribas (Ceira) e da Farinha Podre (Alva), até 274,13  $m^2/m$  no rio Arouce (Ceira) ou 280,08 (Caniça), 306,16 (Loriga) e 312,29 (Alvoco Superior), todas estas pertencentes ao Alva Superior.

Como se verifica facilmente, os baixos coeficientes de manutenção correspondem, em regra, a bacias hidrográficas pouco acidentadas, ao passo que os valores mais elevados se concentram nas bacias fluviais que apresentam declives mais acentuados.

No entanto, é possível precisar ainda melhor estas relações. Com efeito, rios compridos e pouco numerosos podem apresentar para uma dada superfície, a mesma densidade de drenagem que rios curtos e muito numerosos.

Para obviar a que tal suceda, Horton (citado em A. Christofolletti, 1969, p. 39) propõe que se determine a densidade hidrográfica ( $Dh$ ), noção que equivale à frequência de talvegues elementares ( $Fl$ ) de L. Vivas (1966, p. 68), que relaciona o número de canais elementares (de ordem 1) com a unidade de superfície ( $km^2$ ).

Deste modo, além do comprimento total dos canais por unidade de superfície ( $Dd$ ), ficamos a conhecer o número de canais elementares, ou seja, de ordem 1, por quilómetro quadrado.

A variação observada no número de canais de ordem um por  $km^2$  é muito superior àquela que se regista no comprimento dos canais por unidade de superfície (TABELA XIII), embora continuem a ser as bacias desenvolvidas sobre áreas aplanadas aquelas que, em regra, registam uma maior frequência de

talvegues elementares: Alquebe (14,18) e Ribas (26,79) no vale do rio Ceira; Fervença (13,82), Falgueirosa (15,32), Sobreira (17,15) e Farinha Podre (21,95), no vale do Alva.

Do mesmo modo, por norma, são também aquelas que drenam vertentes mais declivosas as que apresentam menor número de segmentos elementares por km<sup>2</sup>, o que se justifica pelo facto de, no cálculo para a densidade hidrográfica, apenas se considerarem os canais elementares, ou seja, os de ordem um.

Ora, como o seu número depende fundamentalmente das características físicas das bacias hidrográficas e, como nos casos em estudo, estas são particularmente adversas à sua formação, não admira que o seu número seja reduzido. Efetivamente, mesmo os aguaceiros mais violentos, ao caírem sobre rochas impermeáveis ou de permeabilidade reduzida e sobre vertentes com declives acentuados, originam uma escorrência laminar que rapidamente se organiza, concentrando-se e, deste modo, reduz a frequência dos talvegues elementares. Esta redução determina densidades hidrográficas baixas e, ao mesmo tempo, origina coeficientes de torrencialidade e de escoamento elevados.

O coeficiente de torrencialidade ( $C_t$ ), porventura o índice de maior cunho geográfico, assume particular importância em bacias hidrográficas relativamente pequenas, o qual se pode calcular multiplicando a densidade hidrográfica pela densidade da drenagem (L. VIVAS, 1966, p. 70). Como este coeficiente perde significado em bacias muito extensas, devido à grande heterogeneidade das suas características físicas, analisaram-se sobretudo as bacias de ordem 5, por normalmente se apresentarem mais homogêneas do que as de ordem superior.

Considerando que a torrencialidade da bacia hidrográfica é tanto maior quanto menor for o valor do respetivo coeficiente, concluímos que, apesar da sua extensão, tanto a bacia do rio Ceira (39,21) como a do rio Alva (41,63) se apresentam francamente torrenciais.

Este carácter torrencial é-lhes imposto sobretudo pelos afluentes provenientes das áreas serranas, os quais, além de densidades hidrográficas e de drenagem baixas, apresentam quase sempre declives muito acentuados ao longo do seu percurso, o que contribui para lhes aumentar a torrencialidade.

Deste modo, os maiores coeficientes de torrencialidade correspondem a bacias hidrográficas provenientes da Serra da Estrela, ou seja, do Alvoco Superior (17,70) e das ribeiras de Loriga (18,02) e da Caniça (24,03).

Nas bacias hidrográficas de ordem 5 que drenam vertentes essencialmente xistosas, em contraponto com as anteriores, essencialmente graníticas ou xisto-graníticas, os coeficientes de torrencialidade apresentam valores um pouco mais elevados variando sensivelmente entre 30 e 45.

Exceptuando a bacia hidrográfica da ribeira de Fervença (76,01), todas as restantes, que apresentam coeficientes de torrencialidade médios, ou seja, com valores compreendidos entre 50 e 100, e baixos, com valores superiores a 100, situam-se na parte vestibular dos vales dos rios Alva e Ceira e apenas na sua margem direita ou seja, aquela que drena áreas mais aplanadas (TABELA XIII e fig. 66).

Os coeficientes de torrencialidade com valores mais elevados correspondem à ribeira de Ribas (189,13), afluente do rio Ceira, e à ribeira da Farinha Podre (137,19), afluente do rio Alva, aquelas que, de entre todas as analisadas, se apresentam como sendo as menos torrenciais.

Deste modo, podemos concluir que tão ou mais importante do que as características geológicas, o factor primordial para justificar as diferenças de torrencialidade é o declive das vertentes, sobretudo quando as rochas possuem litologia análoga.

#### **4.2.3. Identificação do regime dos cursos de água**

Para a caracterização do regime dos principais rios que drenam as Serras de Xisto (Alva, Ceira, Zêzere e Ocreza), recorreremos aos postos e estações hidrométricas neles existentes e aos respetivos registos hidrométricos.

Infelizmente, a caracterização hidrométrica de alguns deles é muito deficiente, pelo que se torna difícil analisar com detalhe os respetivos regimes.

No entanto, é esta tarefa que nos propomos executar, apesar dos poucos elementos disponíveis.

#### 4.2.3.1. Equipamentos hidrométricos e documentação hidrológica

Em termos de equipamentos hidrométricos e, por consequência, também da documentação hidrológica, nota-se um acentuado contraste entre os rios Alva e Ceira, afluentes do Mondego, relativamente bem caracterizados, em contraponto com os afluentes do rio Tejo, Zêzere e Ocreza, cada um dos quais possuindo, apenas, uma escala para obtenção de alturas de água, respetivamente localizadas nas Minas da Panasqueira e em Almourão, mas cujos registos, além de conterem muitas falhas, raramente constam da documentação hidrológica.

À parte destas escalas, situadas na parte intermédia das respetivas bacias hidrográficas, existiram outras localizadas próximo das respetivas confluências, respetivamente Moinho do Cartucho e Barragem da Pracana, as quais foram extintas (fig. 70).

No que respeita aos dados hidrológicos publicados, as edições são da quase exclusiva responsabilidade do atual Instituto da Água (INAG), ex-Direcção-Geral dos Recursos Naturais, a qual sucedeu à dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, que, por sua vez, substituiu a dos Serviços Hidráulicos.

Além deste Instituto, a Eletricidade de Portugal também edita Anuários Hidrológicos, nos quais constam os registos das estações hidrométricas da empresa.

De modo geral, todos eles apresentam valores de alturas de água e caudais, embora só a partir de 1976/77 é que a Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos tenha passado a fazê-lo com carácter sistemático para todas as estações, através do desdobramento do antigo Anuário dos Serviços Hidráulicos em dois volumes. Um deles, destinado apenas à Udometeorologia, passou a centralizar as informações relativas às precipitações; o outro refere-se somente à Hidrometria.

A partir de 1978/79, esta série passa a denominar-se “Caudais, Portugal (Continente)”, cujo último volume publicado se refere ao ano de 1989/90.

Os “Escoamentos até 1984/85”, relativos a todas as estações hidrométricas, foram reunidos num único volume com aquela designação, o qual constitui um valioso instrumento de trabalho. É pena que os registos de algumas estações

tenham falhas frequentes (Apêndice IV), as quais, interrompendo as séries estatísticas, dificultam os cálculos que é necessário efetuar para se proceder à análise e caracterização dos caudais.

Por vezes, como também sucede, a falta de elementos é de tal ordem, que chega a impedir a caracterização dos caudais durante longos períodos de tempo. Para agravar ainda mais a situação, quando existem, encontram-se quase sempre desfasados no tempo, o que dificulta a seleção de séries de registos contínuos e contemporâneos.

Outros problemas podem ainda surgir na análise dos registos, como sejam, mudanças da curva de vazão, sem que tal seja mencionado. Terá ocorrido, por exemplo, na Ponte da Mucela, na transição do ano hidrológico de 1980/81 para o de 1981/82, como se comprova pelo aumento brusco dos valores da altura de água, que em 30 de Setembro de 1981 foi de 0,08 m, passando para 1,59 m no dia 1 de Outubro, aumento que não foi acompanhado pelo do caudal. Este diminui mesmo de volume, passando de 3,03 m<sup>3</sup>/s, no dia 30 de Setembro, para 2,92 m<sup>3</sup>/s no dia 1 de Outubro.

A alteração teve a ver provavelmente com a mudança do local da secção de medição, ou do zero da escala, eventualmente devido a obras que alteraram a cota da soleira do descarregador.

Por vezes, as alterações são indicadas nos Anuários. Por exemplo, na estação hidrométrica da Fábrica do Boque-Serpins, houve mudança no ano de 1987/88 a partir do dia 7 de Maio (*Caudais*, 1987/88, p. 261). Deste modo, se por vezes parece ter-se verificado muito cuidado na publicação dos dados, outras há em que tal não se verifica. São naturalmente desculpáveis, fruto de múltiplas circunstâncias que decorrem das sucessivas reestruturações porque têm passado os serviços, mas que nos obrigam a uma análise crítica dos dados, pois chegam a existir erros, devidos provavelmente a deficiente manuseamento do “software” usado.

Tal sucede, por exemplo, na Ponte da Mucela, nos meses de Julho, Agosto e Setembro de 1980. O dia 4 de Julho, com 0,01 m de altura de água, regista um caudal de 0,60 m<sup>3</sup>/s.

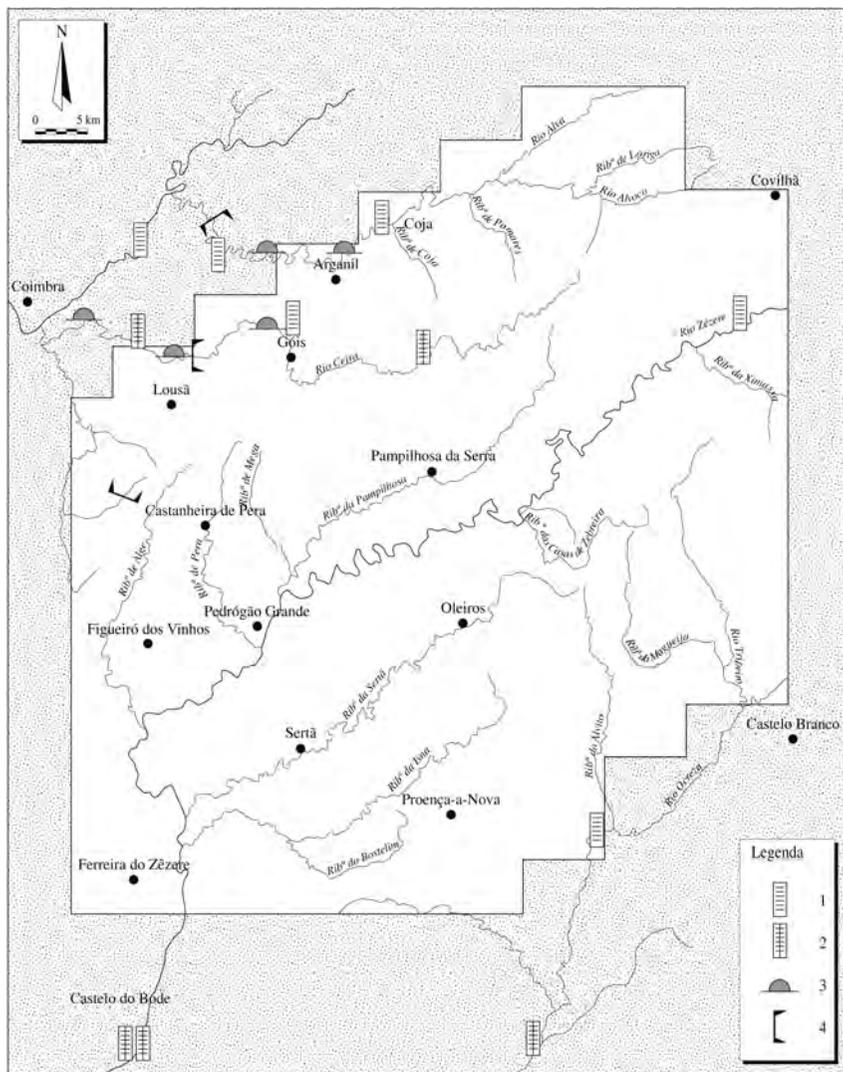


Fig. 70 – Esboço de localização dos postos limnigráficos e dos postos e estações hidrométricas. 1 – posto hidrométrico; 2 – posto hidrométrico extinto; 3 – posto limnigráfico; 4 – estação hidrométrica.

No dia seguinte, a uma altura de 0,48 m correspondeu um caudal de 38,18 m<sup>3</sup>/s, o qual com ligeiras oscilações, se vai manter por estes valores até ao dia 30 de Setembro, respetivamente com 0,50 m e 40,28 m<sup>3</sup>/s (*Caudais*, 1979/80, p. 226), para no dia seguinte, 1 de Outubro, retomarem valores de 0,01 m e 0,68 m<sup>3</sup>/s (*Caudais*, 1980/81, p. 226).

Trata-se efetivamente, de um erro confirmado não só através da consulta de elementos inéditos relativos a este período de tempo, mas também pelos caudais escoados nas Fronhas (o. c., p. 227), situada a montante e sem que entre estas duas estações se encontre nenhum tributário capaz de justificar tal anomalia.

Por sua vez, a inexistência de registos contemporâneos para todas as bacias impede uma análise comparativa dos respetivos caudais e dificulta uma melhor caracterização do regime fluvial.

Apesar das facilidades concedidas pelo Instituto da Água para a consulta de elementos inéditos, nem sempre foi possível realizar tal comparação, devido a outros fatores, como, por exemplo, a construção de barragens, as quais alteraram o regime dos rios a jusante dos locais em que foram instaladas.

Com efeito, como a entrada em serviço das barragens do rio Zêzere (Castelo do Bode – 1951, Cabril – 1954 e Bouçã – 1955) é anterior à da instalação da escala das minas da Panasqueira (1957), só é possível comparar as alturas da Panasqueira com as do Moinho do Cartucho depois de 1957. Mas a partir de 1951, estas passam a ser artificiais, dependendo dos caudais descarregados pela Barragem do Cabril, pelo que a sua comparação só servirá para avaliar a importância destas barragens no amortecimento das pontas de cheia e não para permitir acompanhar a velocidade de progressão destas.

Por outro lado, o facto de nas bacias do Zêzere e do Ocreza apenas existirem registos de alturas de água, não permite uma análise aos caudais, os quais apresentam uma maior variabilidade e, por conseguinte, são mais utilizados para ilustrar as variações do regime.

Também, na bacia hidrográfica do rio Alva, a construção da Barragem das Fronhas, com entrada em funcionamento em 1981, veio, a partir de então, atribuir artificialidade aos caudais medidos na Ponte da Mucela. Por coincidência, foi a partir desse ano que se passaram a publicar os valores dos caudais relativos

a Coja, uma vez que antes só eram referidas as alturas de água. De qualquer modo, comparativamente com os rios Zêzere e Ocreza, tanto o Alva como o Ceira possuem registos mais abundantes e mais completos, não só de alturas de água, mas também de caudais.

A bacia do Alva apresenta, no sector considerado, quatro estações, ainda que com características diferentes (Apêndice IV). De montante para jusante, a primeira delas foi instalada em 1917, é limnimétrica e localiza-se em Coja, na ponte da estrada nacional n.º 344, sendo constituída por uma escala para leitura das alturas de água. A segunda é limnigráfica e foi instalada em 1984 pela Electricidade de Portugal, cerca de 500 metros a montante da ponte das Secarias. A terceira foi também instalada pela EDP na barragem das Fronhas, no ano de 1976. A última situa-se na Ponte da Mucela. Começou por ser limnimétrica e atualmente é limnigráfica com descarregador, uma vez que em 1920, foi instalada uma escala na ponte da estrada nacional n.º 17 e, em 1957, instalou-se um limnógrafo, 500 metros a jusante da referida ponte.

A localização destas estações satisfaz plenamente quando se procede à caracterização global da bacia, mas sentimos a falta de postos nos principais afluentes, quando queremos proceder a estudos mais pormenorizados.

Por outro lado, após o enchimento da barragem das Fronhas, 1981, tanto a estação nela localizada, como a da Ponte da Mucela, situada a jusante, perderam significado, como vimos, pois passaram a apresentar registos artificiais em função da retenção dos caudais na albufeira.

No que respeita à bacia hidrográfica do rio Ceira, apesar de nela terem sido extintos dois postos (Chão do Cadaval e Caneiro), possui uma boa caracterização hidrométrica e é, de entre as quatro bacias consideradas, aquela que, por enquanto, possui menor quantidade de grandes barragens (QUADRO I).

No entanto, a existente no Alto Ceira<sup>97</sup> e assim denominada, permite que os caudais provenientes da parte superior da bacia hidrográfica deste rio sejam

---

<sup>97</sup> Localiza-se no rio Ceira, a jusante da confluência com a ribeira da Fórnea, tendo uma capacidade útil de  $0,4 \times 106 \text{ m}^3$ . Além da bacia própria, nela vem desaguar um túnel que transporta a água proveniente dos açudes da Castanheira e do Tojo, que recolhem as afluições das cabeceiras das respetivas ribeiras. Por sua vez, o túnel que transfere a água da albufeira do Alto Ceira para

descarregados para a barragem de Santa Luzia, situada no rio Unhais, afluente do Zêzere, por conseguinte, para outra bacia hidrográfica, a do rio Tejo.

Deste modo, estes empreendimentos hidroelétricos, embora com relativamente pouco significado no que respeita à sua dimensão, ganham grande importância quando se considera o regime do rio Ceira, porquanto, desde 1943, a quase totalidade dos caudais oriundos das suas cabeceiras são transferidos para a bacia do rio Tejo e, como tal, não podem ser registados nas estações hidrométricas do rio Ceira colocadas a jusante.

Das estações existentes e de montante para jusante, a primeira delas foi instalada em 1917, na Ponte de Góis. Começou por ser limnimétrica, com uma escala assente na ponte da estrada nacional n.º 342, tendo passado posteriormente a limnigráfica.

A seguinte, instalada em 1921 na fábrica do Boque-Serpins, a cerca de 1500 metros a jusante da estação do caminho de ferro de Serpins, é limnigráfica com descarregador.

A Ponte do Cabouco foi dotada em 1958 com uma estação limnigráfica. Muito mais tarde, em 1986, também a Ponte da Conraria veio a ser equipada com um limnígrafo, o qual permite avaliar as afluências de praticamente toda a bacia hidrográfica do rio Ceira.

Além disso, por comparação com os registos da Ponte do Cabouco, pode estimar-se a contribuição do rio Dueça, em termos de caudais, pois este rio não possui nenhum posto hidrométrico. Contudo, é a parte superior de uma pequena bacia a ele afluente, a do rio Simonte, aquela que está melhor caracterizada, não só do ponto de vista hidrométrico, mas também, udometeorologicamente, o que ficou a dever-se à existência de um projeto dos Serviços Hidráulicos que visava transformar a bacia do rio Simonte, a montante da Louçainha, numa bacia-experimental, nomeadamente para quantificação da erosão do solo.

---

a de Santa Luzia, ao atravessar a ribeira do Ceiroco, outro afluente do rio Ceira, recebe também as águas oriundas das cabeceiras desta ribeira, completando-se assim a área de drenagem que do Ceira descarrega artificialmente para o Zêzere.

Para o efeito, foi dotada com equipamento hidrométrico, cujos registos remontam a 1959, e meteorológico (Outeiro – 1963 e Simonte – 1969). As séries de dados fornecidas são daquelas que registam menos falhas.

Mas, apesar da qualidade destas séries de dados, não temos conhecimento de que se tenham feito quaisquer registos de caudais sólidos, pelo que o projeto não chegou a concretizar-se.

Contudo, as características desta pequena bacia, os equipamentos e a série de registos de que dispõe, tornam-na um local apetecível para, no futuro, ser selecionado para aí desenvolvermos investigação aplicada à quantificação da erosão hídrica.

Em função das características apresentadas sobre a rede hidrométrica, vamos centrar a nossa análise nas bacias hidrográficas dos rios Alva e Ceira, afluentes do Mondego. Com efeito, os rios Zêzere e Ocreza, afluentes do Tejo, ao só disporem de alturas de água<sup>98</sup>, limitam significativamente as considerações que poderíamos tecer e prejudicam a comparação com as outras bacias hidrográficas.

No entanto, na medida do possível, procuraremos salvaguardar este aspeto analisando comparativamente as alturas de água nas quatro bacias.

Deste modo, iremos desenvolver os temas considerados mais pertinentes, recorrendo, para o efeito ou, apenas, para uma caracterização mais pormenorizada do regime, aos registos de caudais dos rios Alva e Ceira, dentro dos condicionamentos e limitações devidas à existência de barragens.

Deste modo, conscientes das múltiplas dificuldades e limitações impostas pelas características dos registos<sup>99</sup>, analisemos os principais aspetos que contribuem para a caracterização dos regimes fluviais.

---

<sup>98</sup> Encontram-se publicados alguns valores do escoamento anual (mm) anteriores a 1962/63, relativos tanto ao rio Zêzere, no Cabril e no Castelo de Bode, como ao rio Ocreza, em Almourão e na Pracana (A. Quintela, 1967, p. 252-3). Embora situada no rio Zêzere, antes da sua entrada nas Serras de Xisto, a estação de Manteigas é usada na caracterização dos caudais, por ser a única disponível, apesar do regime do rio ser aqui diferente, como teremos oportunidade de demonstrar.

<sup>99</sup> Pensamos que essas limitações terão contribuído para a não inclusão de nenhuma das estações hidrométricas existentes nas Serras de Xisto na excelente inventariação levada a efeito por Souza Sobrinho (1978, p. 139-148), mas que, por este motivo, não cobre uma vasta área do Centro de Portugal.

QUADRO I – Características das Centrais Hidroelétricas existentes nos rios serranos

Central	Curso de água	Ano de entrada em serviço industrial	Tipo de aproveitamento <sup>(1)</sup>	Área da bacia vertente Km <sup>2</sup>	Altura de queda média	Capacidade útil da albufeira (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) (GWh) <sup>(2)</sup>	
Aguieira <sup>(3)</sup>	Mondego	1981	Albufeira	3 113	60	243,2	45,5
Raiva	Mondego	1982	Albufeira	3 339	15	13,0	0,5
Cabril	Zêzere	1954	Albufeira	2 340	108	614,0	339,5
Bouçã	Zêzere	1955	Albufeira	2 525	56 <sup>(4)</sup>	15,0	
Castelo do Bode	Zêzere	1951	Albufeira	3 950	60	882,3	159,5
Pracana (1992) <sup>(5)</sup>	Ocreza	1950	Albufeira	1 410	41	102,9	12,9
Pracana (1993)	Ocreza	1993	Albufeira	1 410	57	95,6	10,1
Rei de Moinhos (1992) <sup>(5)</sup>	Alva	1927	Fio de água	500	7		
Rei de Moinhos (1993)	Alva	1993	Fio de água	500	6		
Ermida	Rib. S. João	1943	Fio de água	13	96		
Santa Luzia <sup>(6)</sup>	Unhais	1943	Albufeira	88	313	51,4	61,6

Fonte: EDP, Relatórios Técnicos

(1) A Classificação das centrais hidráulicas faz-se de acordo com a duração do esvaziamento das respetivas reservas de água, supostas inicialmente completas e admitindo que os caudais afluentes são nulos e que a central trabalha constantemente a plena carga. Deste modo, entende-se por: — Centrais de albufeira – aquelas cujas duração de esvaziamento é igual ou superior a 100 horas. — Centrais de fio de água – aquelas cuja duração de esvaziamento é inferior a 100 horas. Considera-se ainda como central de albufeira: — A central da Bouçã, dado que representa de facto um aumento de queda da central do Cabril.

(2) A energia armazenável inclui os turbinamentos a jusante.

(3) A construção da barragem das Fronhas no rio Alva e do túnel de derivação Fronhas-Aguieira, com 8,2 km de comprimento, permite aumentar em cerca de 310 hm<sup>3</sup>, as aflúncias em ano médio à albufeira da Aguieira e introduzir um acréscimo anual da ordem dos 50 GWh à energia produzida no Sistema do Mondego.

(4) O aproveitamento da Bouçã embora considerado como de albufeira, de acordo com a nota (1), não se considera o seu volume útil dado que é explorada com queda próxima da máxima (56 m).

(5) Para termo comprovativo, apresentam-se os valores antes das recentes obras de remodelação.

(6) A Central de Santa Luzia é alimentada pelas albufeiras de Sta. Luzia, Alto Ceira, Ceiroco, Castanheira e Tojo. Na barragem de Santa Luzia vem desaguar um túnel que transporta as aflúncias provenientes das albufeiras do Alto Ceira, Ceiroco, Castanheira e Tojo.

#### 4.2.3.2. *Caraterização do regime dos rios serranos*

O regime dos rios pode definir-se quer através da sua irregularidade de ano para ano, quer pelo seu ritmo, que se caracteriza pela relativa constância dos valores estacionais.

Por sua vez, a irregularidade revela-se como a contradição entre os valores médios e as suas variações, quando analisados em termos estacionais. Estas variações estacionais são determinantes para a caraterização dos regimes, mormente quando completadas com a consideração das situações extremas, as cheias<sup>100</sup> e as estiagens<sup>101</sup>.

Serão, pois, alguns destes aspetos, que contribuem para a definição dos regimes, que passaremos a caraterizar.

##### 4.2.3.2.1. Variabilidade interestacional e interanual

As alturas da água não são o melhor processo para analisar a variabilidade dos regimes, pois estão diretamente relacionadas com o perfil do leito na secção de medida. Pelo contrário, os caudais, por não dependerem da forma do leito, apresentam uma amplitude de valores muito maior, pelo que são mais usados

---

<sup>100</sup> As cheias são enchimentos hidrométricos excepcionais, transbordantes ou não, que afetam, muitas vezes sem periodicidade, o escoamento (J. Loup, 1974, p. 71). Desde um ponto de vista meramente hidrológico, regista-se uma situação de cheia, numa dada secção de um curso de água, sempre que a precipitação dá origem à ocorrência de escoamento superficial direto, que se traduz na formação de um hidrograma de cheia, o qual é constituído por quatro partes distintas: curva de crescimento ou de concentração, ponta de cheia, curva de decrescimento e curva de esgotamento (Lencastre e Franco, 1984, p. 280 e 284). Assim sendo, a noção de *cheia* não deve ser confundida com a de *inundação* dos campos marginais, embora, em linguagem corrente, a maioria das pessoas as confunda, pelo facto de que as inundações estão quase sempre associadas a cheias. No entanto, as cheias nem sempre implicam a existência de inundações, pois, como sucede em muitos vales encaixados, o leito maior, correspondente ao campo de inundação das planícies aluviais, confunde-se com o leito aparente e, nestas condições, as cheias nunca transbordam, logo, não provocam inundações, mas nem por isso podem deixar de ser consideradas verdadeiras cheias, entendidas como manifestações hidrológicas excepcionais dos cursos de água.

<sup>101</sup> As estiagens correspondem aos mais fracos escoamentos observados (J. Loup, 1974, p. 68). A definição de estiagem é, contudo, extremamente variável, consoante o modo de alimentação dos cursos de água. Os casos mais graves ocorrem quando o escoamento fluvial subaéreo se reduz a zero, ou seja, quando o rio deixa de correr, o que sucede frequentemente, por vezes durante meses consecutivos, nos cursos de água com características mediterrâneas, como são os rios serranos que estamos a analisar.

em estudos hidrológicos. No entanto, porque apenas o registo das alturas da água é comum às quatro bacias em análise, vamos considerá-lo para se efetuar a comparação entre elas.

Uma vez estabelecidas algumas semelhanças e diferenças, centrar-nos-emos na estação que dispõe da mais longa série de registos de caudais, Ponte da Mucela, para, a partir dela, procedermos a uma análise mais pormenorizada da variabilidade do regime dos rios serranos.

Deste modo, na bacia do rio Tejo, escolhemos as estações de Almourão e Minas da Panasqueira, respetivamente situadas nos rios Ocreza e Zêzere, por serem as únicas com registos relativamente recentes. Na bacia do Mondego, seleccionámos a Ponte da Mucela e a Ponte do Cabouco, situadas nos rios Alva e Ceira, por serem aquelas que dispõem da mais longa série de registos de caudais.

À parte dos retoques de pormenor introduzidos nos hidrogramas dos rios Alva e Ceira, devidos à instalação de equipamentos hidroelétricos nas áreas de cabeceira, no primeiro caso, pela retenção de precipitação nas albufeiras da Serra da Estrela e sua posterior descarga controlada e, na segunda situação, pela transferência de parte significativa do caudal para outra bacia hidrográfica, a comparação dos hidrogramas relativos às alturas da água nas quatro estações (fig. 71) é muito similar, o que parece indicar grande semelhança no regime dos quatro rios serranos. Com efeito, à parte das diferenças na altura da água, a geometria das curvas é muito parecida, sobretudo, durante os meses de Outono e Inverno, os quais normalmente correspondem a meses de águas altas.

A Primavera assume-se como uma estação de transição para o Verão, e, porventura, como a de maior contraste entre os quatro hidrogramas, diretamente ligados às características locais da precipitação, com maior irregularidade do rio Ocreza, traduzida por um certo atraso, provavelmente, devido à sua localização mais interior e meridional.

O Verão aparece como estação de águas baixas<sup>102</sup>, sendo, por vezes, mesmo de estiagem.

---

<sup>102</sup> Tanto as *águas baixas* médias como as *águas altas* médias são noções de certo modo empíricas, muito variáveis, diretamente relacionadas quer com as características geomorfológicas do

O ano de 1976/77, o mais pluvioso no período considerado, apresenta uma marcada variabilidade estacional na altura das águas. Desde logo, o Outono dá início ao período das águas altas, que culmina no Inverno, para, depois, rapidamente se passar para águas baixas, características do Verão. Aliás, esta irregularidade é particularmente marcada no rio Zêzere, o qual, de entre os quatro, apresenta as alturas mais elevadas no Inverno, decrescendo, depois, para as águas mais baixas, chegando mesmo à estiagem.

Estes aspetos da variabilidade do regime ao longo das quatro estações do ano são, ainda, mais evidentes num ano moderadamente húmido, como foi o de 1984/85 (fig. 71-B).

O hidrograma da Ponte da Mucela aparece aqui desfasado, quer devido às alterações já mencionadas relativas à mudança da cota do zero da escala, o que lhe permite auferir alturas mais elevadas, quer sobretudo, no que respeita à sua configuração, perfeitamente desajustada das restantes e que se deve à artificialização dos registos, introduzida pela Barragem das Fronhas, construída a montante.

Para obviar estes inconvenientes, optámos por também representar os registos da Ponte de Coja, os quais já apresentam uma evolução mais consentânea com os restantes.

Contudo, nos meses de Junho e Julho observaram-se bruscas mudanças de nível, quer para altura zero, quer retomando a altura inicial, as quais também serão obrigatoriamente artificiais e que poderão estar relacionadas com o esvaziamento/enchimento por curtos períodos de tempo, do açude situado a jusante, entre o Parque de Campismo e o Lagar, aos quais se seguiu um período de esvaziamento mais prolongado, eventualmente destinado à realização de obras de conservação.

Contudo, porque representam valores médios, implicam uma certa continuidade no tempo, podendo ser mais ou menos regulares e mais ou menos acentuadas, pelo que poderemos dizer que as águas baixas correspondem a uma

---

canal fluvial, quer com as características físicas da bacia hidrográfica que condicionam a altura das águas numa dada secção fluvial, sendo, por estes motivos, de difícil definição.

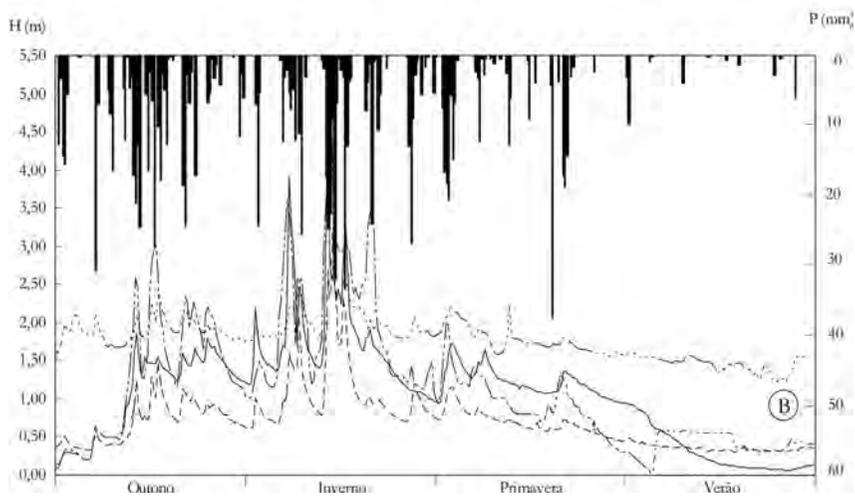
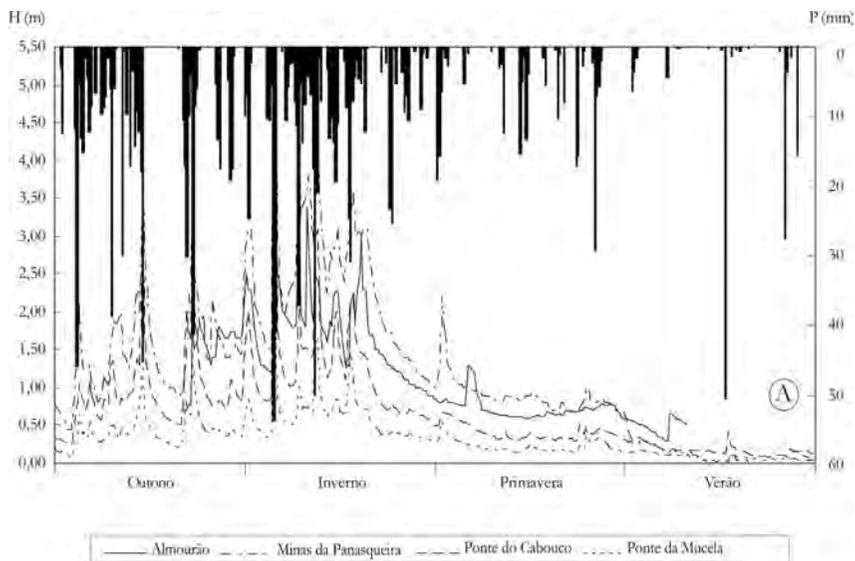


Fig. 71 – Hidrograma relativo a quatro estações hidrométricas situadas nos principais rios serranos e hietograma de Coimbra referentes aos anos pluviosos de 1976/77 (A) e 1984/85 (B).

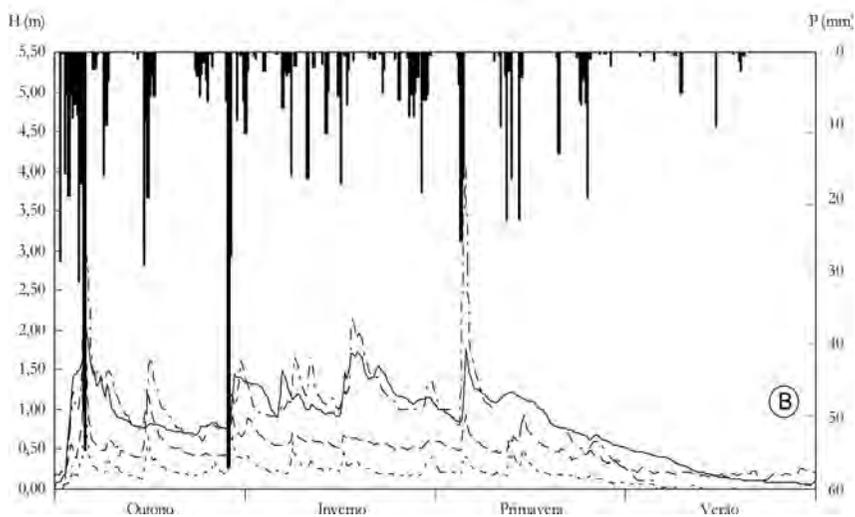
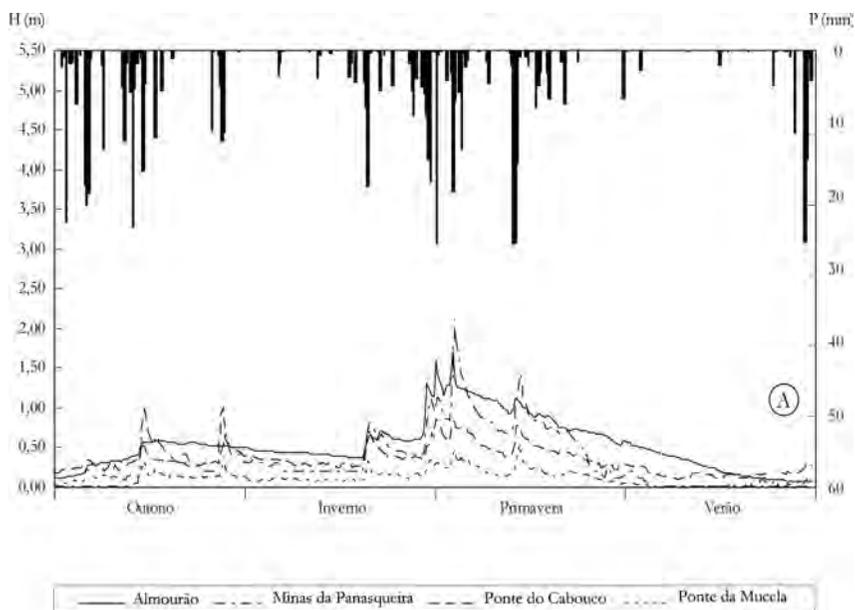


Fig. 72 – Hidrogramas e pluviogramas relativos às mesmas estações, mas referentes aos anos secos de 1980/81 (A) e 1979/80 (B).

situação em que o nível das águas se encontra bastante baixo e assim permanece durante vários dias consecutivos, situação que muitas vezes antecede a estiagem. Do mesmo modo, as águas altas, correspondem a situações em que o nível das águas perdura durante vários dias acima do valor médio, permanecendo dentro dos limites do leito aparente, ordinário ou menor, não constituindo por isso ameaça para os povos ribeirinhos.

Se, agora, comparativamente, considerarmos o ano mais seco, dentro da série de registos comuns às quatro estações, verificamos que ocorreu em 1980/81 e que a maior diferença, relativamente os anteriores, assenta nos meses de Outono-Inverno (fig. 72-A).

Com efeito, estas duas estações parecem corresponder às de águas baixas, pois só com o aproximar da Primavera as águas ganham alguma altura nos respetivos leitos.

Deste modo, além da irregularidade da altura das águas e da sua variabilidade de estação para estação, começa a esboçar-se também a sua variação de ano para ano, que analisaremos a seguir. Antes disso, cabe ainda referir que no ano hidrológico de 1980/81 foi, mais uma vez, o hidrograma do rio Ocreza aquele que mais se afastou dos restantes, fundamentalmente devido à sua localização geográfica mais a SE, logo mais afastado das influências das massas de ar húmido, provenientes do oceano.

Curiosamente, a ponta de cheia mais importante em todos eles, registada no final de Março e início de Abril, teve pouco significado no rio Zêzere, o que não deixa de ilustrar certas diferenciações geográficas no interior das Serras de Xisto, face à especificidade de certas condições que, conjugando-se favoravelmente, as proporcionaram.

Analisando um ano moderadamente seco, como foi o de 1979/80, verificamos que as características descritas em relação ao ano seco aparecem agora mais atenuadas (fig. 72-B).

Com efeito, os meses de Outono e Inverno, embora não se assumam como verdadeiros meses de águas altas, registaram oscilações muito mais importantes do que as observadas no ano antes considerado. Aliás, o início do ano hidrológico foi marcado por um episódio de águas altas, registado em meados de Outubro,

o qual só veio a ser excedido nas Minas da Panasqueira, em meados de Abril, em resultado de prováveis afluências da rede de drenagem da Cova da Beira, dado que a estação hidrométrica de Manteigas assume um comportamento similar ao das estações de Almourão, Cabouco e Mucela.

Mais uma vez haverá necessidade de recorrer a condições de natureza geográfica local para justificar a diferença de precipitação e, em consequência, de alturas de água nos canais fluviais.

Pensamos que, com estes quatro exemplos, comportando as situações extremas relativas ao ano hidrológico mais seco e ao mais pluvioso, bem como a dois anos intermédios, ficou demonstrada a variabilidade do regime, quer entre as quatro estações do ano, quer, ainda, entre os diferentes anos.

No entanto, porque essa irregularidade é mais acentuada quando se analisam caudais, vamos considerar o comportamento destes na estação da Ponte da Mucela que, como sabemos, é aquela que dispõe da série mais longa de registos.

A análise centrar-se-á preferencialmente nos três últimos decénios hidrológicos, 1960/61 a 1989/90, se bem que, pelas modificações introduzidas com a construção da barragem das Fronhas, não se considerem, para efeito de determinação de valores médios mensais, os cinco últimos anos (1985/86-1989/90). Contudo, quando existem elementos, usam-se, em sua substituição, os cinco anos imediatamente anteriores (1955/56-1959/60), de modo a manter como período de análise os três decénios. Por outro lado, quando se pretende considerar a variação internannual, utiliza-se toda a série de dados disponíveis.

Deste modo, a distribuição dos valores do caudal médio mensal indicam-nos que o mês de Fevereiro é aquele em que os caudais se apresentam mais volumosos, seguido de perto, pelos meses de Janeiro, Março e Dezembro. Com valores ligeiramente inferiores situam-se os meses de Abril, Novembro e Maio.

O mês de Junho faz a transição para os reduzidos caudais de Julho, Agosto (mínimo) e Setembro, do mesmo modo que o mês de Outubro, faz ponte para as águas altas (fig. 73). Se passarmos a considerar o valor do caudal médio

mais elevado registado durante o período, verificamos que o mês de Fevereiro continua a deter o valor mais elevado, mas o mês de Janeiro, que, em termos médios, ocupava o segundo lugar, passa agora para a terceira situação. O mês de Março mantém-se na quarta posição e, porque o valor do caudal médio máximo do mês de Novembro ultrapassou o de Abril, estes meses invertem as suas posições, em relação à ordem antes estabelecida, de acordo com o caudal médio mensal.

Este diferente posicionamento dos meses, quando consideramos o valor mais elevado ou o valor médio do caudal mensal, está diretamente relacionado com as características da precipitação que a bacia recebe.

Pelo contrário, em termos de valores mais baixos, são os meses de Março e Abril que registam caudais mais elevados, por se situarem no final do período mais pluvioso, com as reservas subterrâneas perfeitamente reabastecidas e, por conseguinte, a manterem um fluxo basal elevado.

Com efeito, a distribuição dos valores mensais do caudal vem confirmar uma certa regularidade estacional, sendo mais volumosos no Inverno e mais fracos no Verão. A Primavera e o Outono são as estações que fazem a transição entre estes extremos.

Mas, apesar desta regularidade, em cada mês observa-se grande variação entre os valores mais elevado e mais baixo, o que lhe confere grande irregularidade de ano para ano.

Esta irregularidade é mais visível se considerarmos a evolução dos valores médios mensais do caudal ao longo do tempo (fig. 74). Uma distribuição desta natureza permite mostrar em simultâneo, tanto o ritmo estacional como a variabilidade dos valores entre anos pluviosos (vulgarmente ditos húmidos) e anos secos, e, ainda, a partir de 1985/86, a influência da barragem das Fronhas, com o conseqüente desvio de aflúências para a Aguieira, na redução dos caudais na Ponte da Mucela.

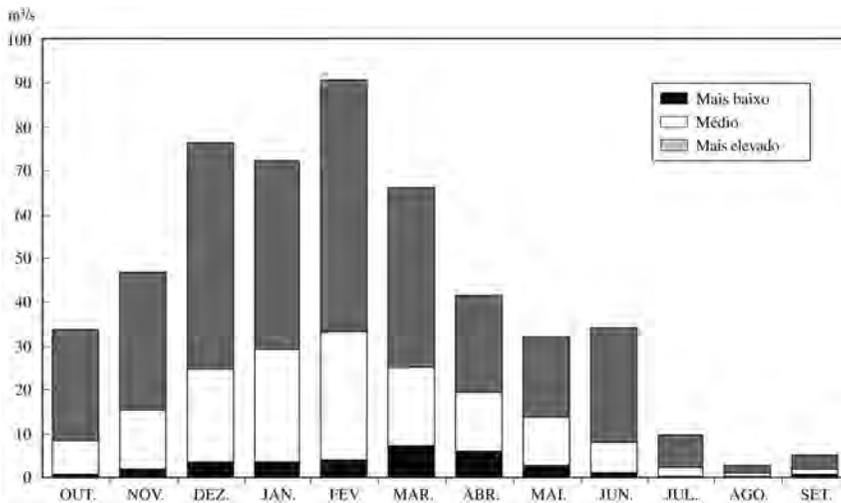


Fig. 73 – Distribuição dos valores dos caudais médios mensais registados na Ponte da Mucela durante o período compreendido entre 1955/56 e 1984/85.

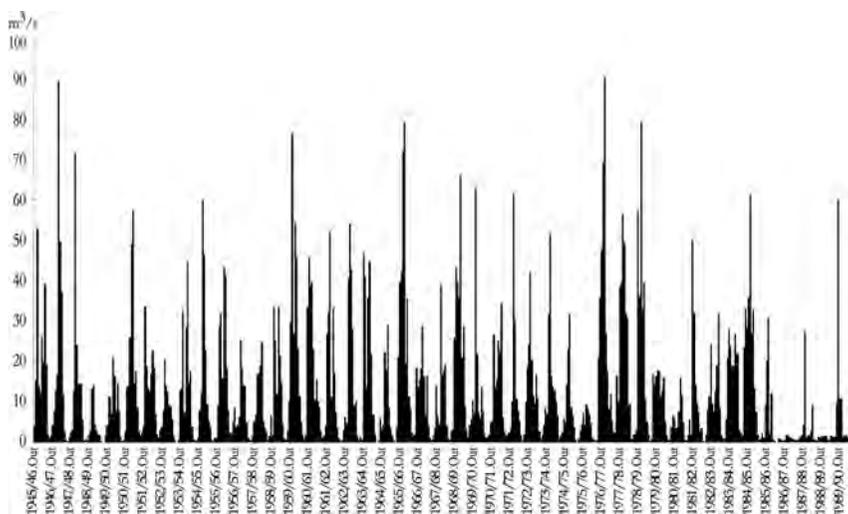


Fig. 74 – Evolução dos valores dos caudais médios mensais do rio Alva, na Ponte da Mucela, entre os anos hidrológicos de 1945/46 e 1989/90.

A variabilidade dos caudais ao longo do ano observa-se melhor se, em vez de considerarmos caudais médios mensais, analisarmos caudais médios diários.

Como é natural, a maior variação regista-se no caudal máximo absoluto, alcançado apenas durante um único dia do ano ( $QM$ ), com valores de 310,94, 156,32 e 15,62 m<sup>3</sup>/s, respetivamente o mais elevado, o valor médio e o mais baixo registado durante o período de 1960/61 a 1984/85. O caudal máximo característico ou de cheia ( $QMC$  ou  $QI0$ ), igualado ou excedido em apenas 10 dias do ano, apresentou variações menos sensíveis, mas igualmente importantes, respetivamente, 127,98, 69,54 e 10,59 m<sup>3</sup>/s.

Depois, à medida que o número de dias vai aumentando (30, 60, 90...) as variações vão sendo cada vez menores, até serem praticamente imperceptíveis quando se consideram os caudais igualados ou excedidos em 300 dias ou mais.

Finalmente, os valores do caudal mínimo característico ou de estiagem ( $Qmc$ ,  $Qme$  ou  $Q355$ ) variaram entre 1,35 e 0,00 m<sup>3</sup>/s, tendo sido pouco superiores aos do caudal mínimo absoluto ( $Qm$ ), aquele que pode ser observado ou é excedido durante os 365 dias do ano, cuja variação se situou entre 0,81 e 0,00 m<sup>3</sup>/s (fig. 75).

A análise desta distribuição ordenada mostrou claramente que o comportamento dos caudais médios diários é bem mais variado do que a simples análise dos valores dos caudais médios mensais deixava antever<sup>103</sup>.

Deste modo, a consideração dos valores dos caudais médios diários ilustra bem a sua variabilidade, a qual é particularmente realçada se analisarmos situações referentes aos anos mais secos e mais chuvosos. De entre eles, vamos considerar duas situações extremas, observadas nos últimos anos, que, por coincidência, correspondem a dois anos consecutivos.

---

<sup>103</sup> As situações extremas de variabilidade são ilustradas pela variação dos caudais instantâneos, os quais variam desde 0 m<sup>3</sup>/s, em plena estiagem, até aos valores máximos registados, 1046 m<sup>3</sup>/s em 28.01.48, 584,15 em 20.01.66, 529,07 em 02.01.62 e 522,47 em 14.01.77, para mencionar apenas aqueles que foram superiores a 500 m<sup>3</sup>/s, curiosamente, todos eles registados no mês de Janeiro.

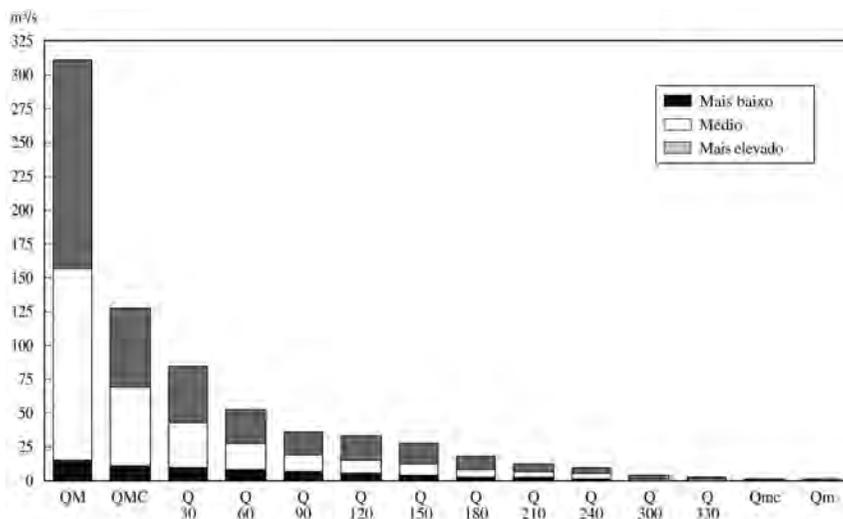


Fig. 75 – Caudais classificados do rio Alva na Ponte da Mucela, entre 1960/61 e 1984/85.

Assim, o ano hidrológico de 1975/76, bastante seco, foi seguido por um ano muito pluvioso (1976/77), pelo que apresentam grandes diferenças em termos de volumes de caudais escoados. Com efeito, o seu ritmo ao longo do ano é relativamente semelhante (fig. 76), observando-se um gradual aumento dos caudais médios mensais, cujo valor máximo é alcançado no mês de Fevereiro, ao que se segue um progressivo decréscimo até se alcançar o valor mais baixo, o qual ocorre no mês de Agosto (1975/76) ou de Setembro (1976/77).

Deste modo, a grande diferença entre estes dois anos corresponde ao volume dos caudais escoados, respetivamente 128,48 e 877,99 x 106 metros cúbicos, ou seja, em termos globais, no ano de 1976/77 foram escoados mais 750 milhões de metros cúbicos do que no ano anterior. Estas variações no escoamento anual (QUADRO II), são bem nítidas quando comparamos o volume escoado em cada um dos anos, com o volume médio escoado durante o período (fig. 77). Mesmo quando consideramos os valores do escoamento ordenados segundo a abundância verificamos irregularidades na respetiva curva, pois o escalonamento nem sempre é gradual, processando-se, por vezes, de forma brusca.

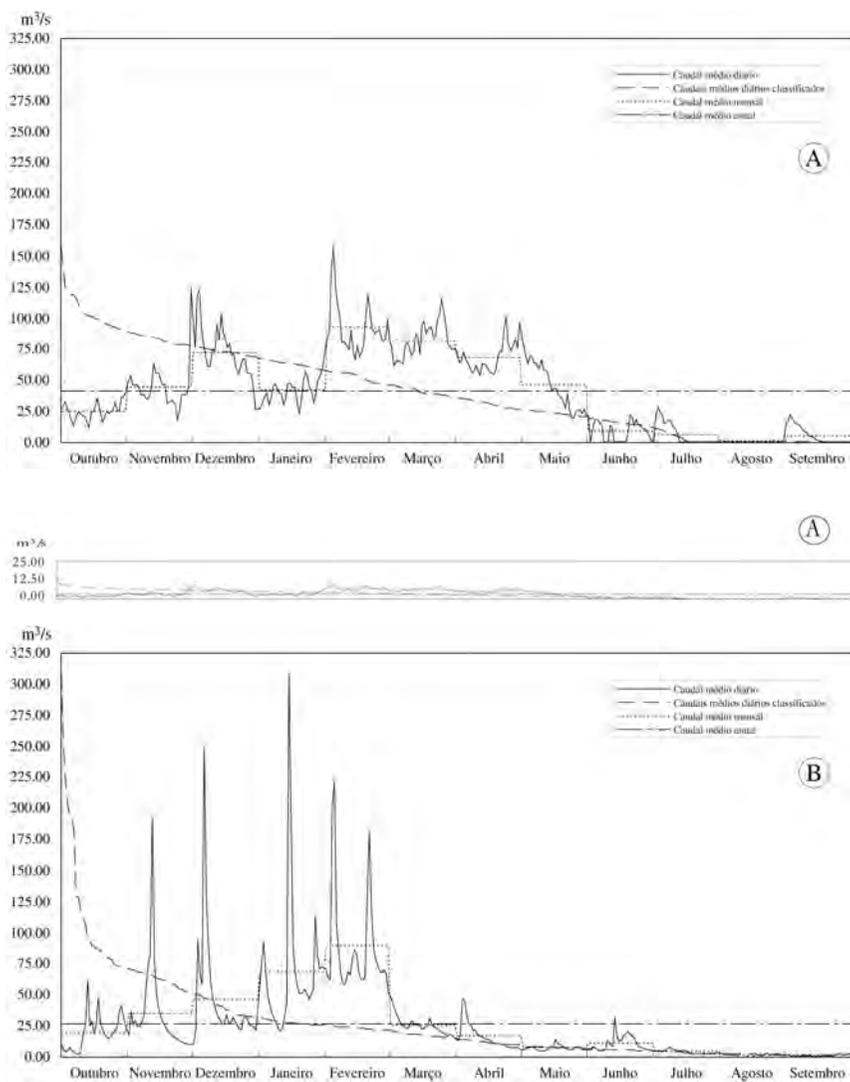


Fig 76 – Evolução dos caudais diários do rio Alva na Ponte da Mucela, nos anos hidrológicos de 1975/76 (A) e de 1976/77 (B).

QUADRO II – Valores de escoamento na Ponte da Mucela, entre 1938/39 e 1989/90

Ano	10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano	Ano	10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano	Ano	10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano	Ano	10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano
1938/39	365753	1951/52	398161	1964/65	260070	1977/78	792560
1939/40	565036	1952/53	217730	1965/66	867880	1978/79	693400
1940/41	68537	1953/54	460470	1966/67	365660	1979/80	343800
1941/42	278491	1954/55	441052	1967/68	332850	1980/81	169960
1942/43	452175	1955/56	548595	1968/69	737470	1981/82	338930
1943/44	254080	1956/57	260066	1969/70	383320	1982/83	356870
1944/45	186865	1957/58	269530	1970/71	415390	1983/84	495470
1945/46	544223	1958/59	415231	1971/72	351580	1984/85	687640
1946/47	598574	1959/60	761897	1972/73	442330	1985/86	—
1947/48	480990	1960/61	604870	1973/74	422610	1986/87	22670
1948/49	116676	1961/62	497780	1974/75	270630	1987/88	134900
1949/50	266334	1962/63	520030	1975/76	128480	1988/89	33010
1950/51	545134	1963/64	575750	1976/77	877990	1989/90	267060
Escoamento médio anual 1938/39 - 1984/85							434658

Fonte dos dados: Instituto da Água.

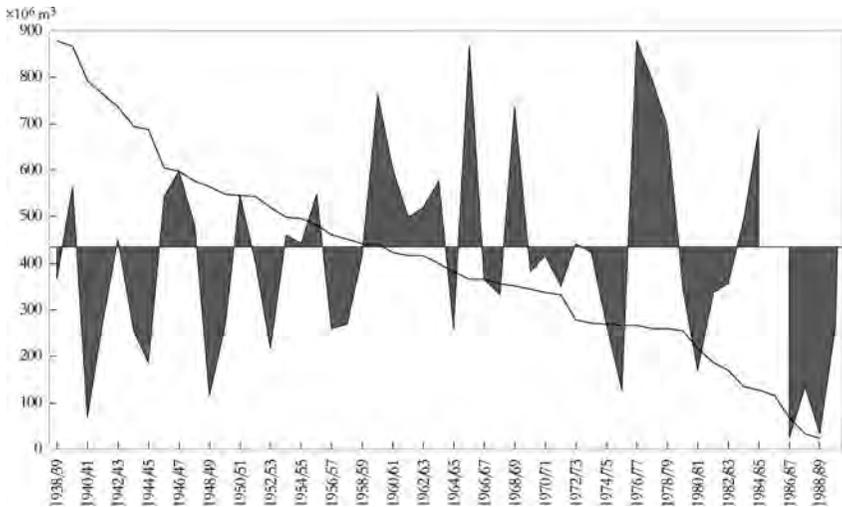


Fig. 77 – Evolução anual do escoamento no rio Alva, na Ponte da Mucela, no período compreendido entre 1938/39 e 1989/90.

Deste modo, pensamos ter ficado cabalmente demonstrado que uma das principais características do regime do rio Alva e, por comparação, também dos outros rios serranos, assenta na grande variabilidade interanual e interestacional do seu escoamento.

#### 4.2.3.2.2. Outros elementos de regime

Além das variações anuais e estacionais dos caudais, podemos ainda considerar outros aspetos, nomeadamente, abundância média, cheias, estiagens e outras variações.

A abundância média anual corresponde ao caudal médio anual em  $m^3/s$  (módulo absoluto) ou em  $l/s/km^2$  (módulo específico). As cheias e as estiagens, expressam as situações extremas que o regime comporta. As variações sofridas ao longo do curso, de montante para jusante, refletem normalmente os sucessivos aumentos de caudal que o rio vai sofrendo, à medida que recebe as afluições dos seus tributários.

Pelas características dos registos, não nos é possível acompanhar com o pormenor requerido as variações ao longo do curso dos quatro rios, motivo porque não as consideramos, pois interessaria sobretudo a sua análise comparativa.

Quanto às cheias e estiagens, mais uma vez, vamos limitar-nos à bacia hidrográfica do rio Alva, na medida em que, para a sua caracterização, especialmente no que concerne às cheias, entendemos ser necessária a análise simultânea das alturas da água e dos caudais.

Com efeito, as alturas dependem fundamentalmente do perfil da secção considerada, pelo que se relacionam diretamente com as possibilidades de ocorrência de inundações e interessam ao controlo e defesa contra cheias. Pelo contrário, o conhecimento dos volumes de caudais escoados em ponta de cheia é particularmente importante para a construção das necessárias estruturas de defesa e controlo, nomeadamente no que concerne ao dimensionamento das barragens e respetivas albufeiras.

Além disso, como a relação biunívoca existente entre alturas hidrométricas e caudais, traduzida pela curva de vazão da secção considerada, se altera em épocas de cheia devido a um fenómeno de histerese, importa ter ambos presentes. Com efeito, a histerese leva a que, para uma dada altura, o caudal seja maior durante a fase de subida, porque o nível a jusante é menor, o que facilita o escoamento, ao passo que durante a fase de descida aquele é maior e, por esse motivo, vai dificultar o escoamento (A. Lencastre *et al.*, 1984, p. 259).

Deste modo, num primeiro estudo (L. Lourenço, 1984), considerámos os registos na Ponte de Coja, tanto por aí se alcançarem alturas bem superiores às observadas na Ponte da Mucela, como por esses registos serem muito mais minuciosos, em particular nas situações de cheia, frequentemente com observações de três horas e, muitas vezes, ainda com indicação da hora correspondente à ponta de cheia.

Consoante as alturas de água, definimos cinco categorias de cheias<sup>104</sup>, as quais agrupámos em dois tipos: simples e complexas, de acordo com a terminologia proposta por M. Pardé (1968, p. 167), tendo ainda analisado com mais pormenor três situações de cheia, de entre as quais as duas mais importantes, que alcançaram 6,10 e 5,30 metros de altura e ocorreram respetivamente em 02.01.62 e 20.11.59 (L. Lourenço, 1984, p. 47, 57 e 63).

Posteriormente, retomámos o estudo das alturas da água registadas diariamente na Ponte de Coja, entre 1950/51 e 1979/80, para, através do seu tratamento estatístico, caracterizarmos as situações de cheia e de estiagem (L. Lourenço, 1989).

---

<sup>104</sup> O agrupamento das cheias por categorias permite, de acordo com a altura da água, separar as simples enchentes das grandes cheias, aquelas devidas às enxurradas e estas a chuvas mais persistentes (A. Fernandes Martins, 1940, p. 90). No entanto, a noção de enchente é variável, mesmo no interior da mesma bacia hidrográfica. As simples enchentes a que Fernandes Martins se refere na parte vestibular da bacia hidrográfica do rio Mondego, equivalem às pequenas cheias. Contudo, na parte superior da mesma bacia hidrográfica, a noção de enchente tem um significado completamente diferente, onde aparece associada à de grande cheia, “maior enchente de que há memória” (L. Lourenço, 1984, p. 50). Quando produzem inundações, as pequenas cheias correspondem a fenómenos localizados, inundando áreas reduzidas e causando danos físicos pouco significativos. Pelo contrário, as grandes cheias apresentam um carácter generalizado, inundando grandes extensões e provocando prejuízos materiais avultados, razão porque as cheias são consideradas o episódio mais dramático da hidrologia (M. Pardé, 1968, p. 151).

Essa distribuição deixa bem evidente tanto a dispersão, como a irregularidade interanual do regime (fig. 78). São muito nítidos os contrastes entre o Outono-Inverno e a Primavera-Verão, com cheias frequentes, sobretudo no Inverno, e estiagens a surgirem no final do Verão, a única estação do ano em que as secas se fizeram sentir.

No conjunto, as maiores disparidades correspondem aos valores mais elevados das alturas da água, se bem que, no pormenor, também se observem nos valores mais baixos, sobretudo nos meses com as alturas da água mais reduzidas.

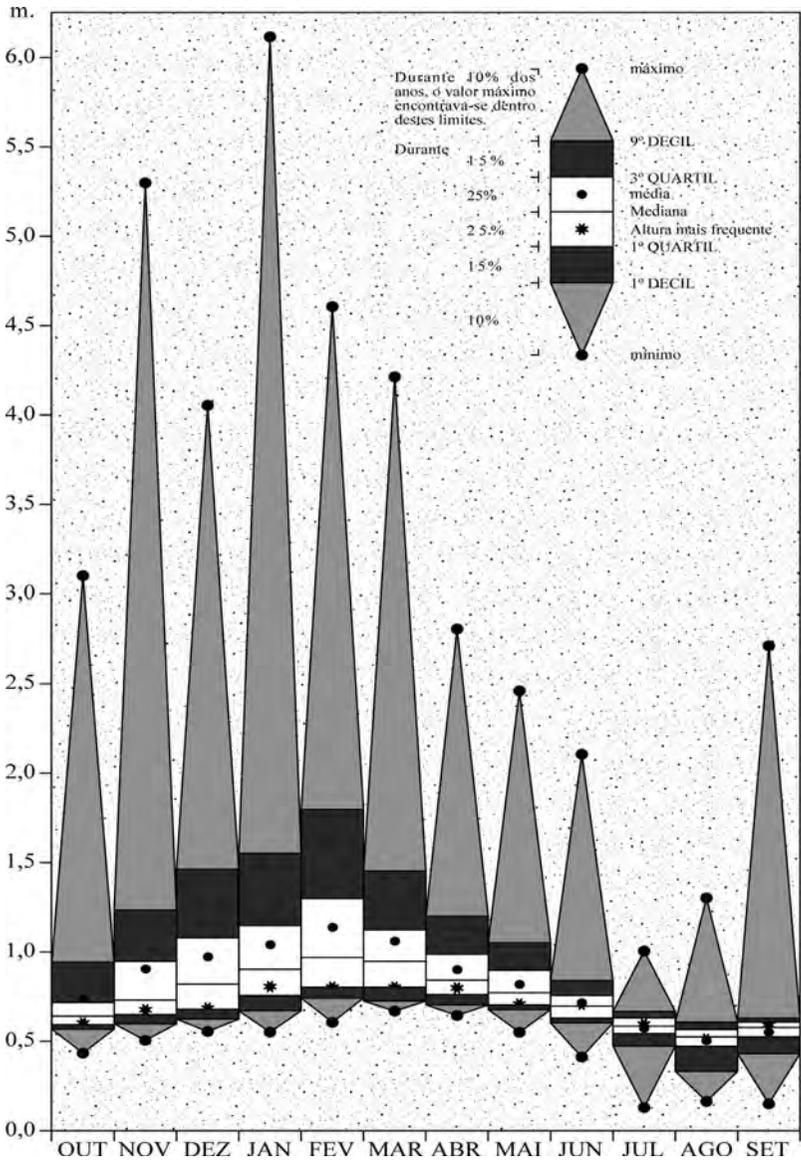
Deste modo, as cheias ficaram a dever-se a um excesso de alimentação, o qual se manifestou por aumento brusco da altura da água e, por conseguinte, do caudal.

Uma vez alcançada a ponta de cheia, correspondente à maior altura atingida e ao maior volume escoado, segue-se-lhe uma lenta diminuição quer na altura, quer no caudal, acabando por estabilizar em torno de valores semelhantes aos registados antes da cheia.

As estiagens, pelo contrário, são devidas a uma deficiência na alimentação, iniciando-se por uma fase descendente lenta, que é tanto menor quanto mais baixas estiverem as águas e que se pode prolongar até ao esgotamento completo, a não ser que essa situação seja interrompida por um fim brusco, o qual pode levar o rio a retomar o seu nível médio ou, até a passar para uma situação de cheia.

No entanto, a ausência de escoamento subaéreo nem sempre significa a total ausência de escoamento. Com efeito, quer quando o leito é constituído por espessas aluviões, quer quando, como por vezes ocorre, os muros de suporte das soleiras dos descarregadores, onde são feitas as medições se encontram em mau estado de conservação, permitem a passagem de caudais pelas fendas neles existentes, ou seja, a passagem de escoamento que não é contabilizado, falseando-se assim o rigor das medições.

A análise das estiagens na Ponte da Mucela, anteriores às forçadas pela retenção das águas na albufeira das Fronhas, permitiu-nos concluir que, em termos meramente probabilísticos, podem iniciar-se no mês de Abril e estender-se até finais de Dezembro (L. Lourenço, 1989, p.128). No entanto, a maior propensão



(Adaptado de L. LOURENÇO, 1989, p. 127).

Fig. 78 – Distribuição mensal, em percentagem, das alturas de água alcançadas diariamente na Ponte de Coja, durante o período 1950/51 a 1979/80.

tende para o registo das estiagens no período estival, correspondente aos meses de Julho e Agosto, embora nalguns anos se possa prolongar até Outubro ou, raramente, iniciar-se em Junho (fig. 79).

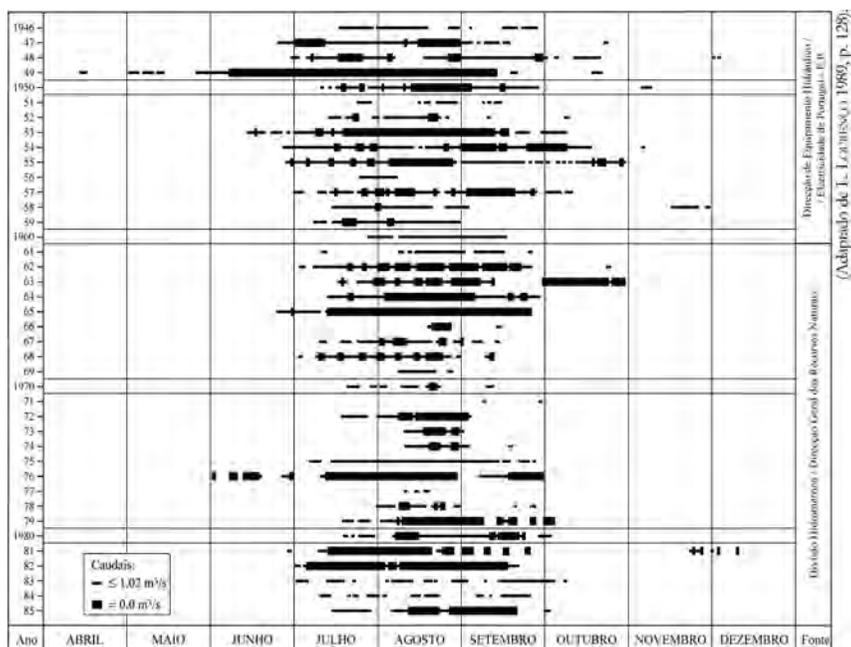


Fig. 79 – Enquadramento temporal das estiagens do rio Alva na Ponte da Mucela.

#### 4.2.3.3. Classificação do regime dos rios serranos

À parte das variações anuais, verificámos que ao longo do ano existem essencialmente duas épocas distintas, bem definidas e com características opostas. Uma delas, a da abundância, coincide com o período de precipitação mais elevada, enquanto que a outra, a da escassez, corresponde ao espaço de tempo com quase ausência de precipitação e com mais intensa evaporação. Estas seriam suficientes para eliminar o escoamento, não fossem as reservas subterrâneas, as quais, por reduzidas que sejam, quase o alimentam em exclusivo.

Como o modo de alimentação dos rios é quase unicamente pluvial, pode considerar-se como tal o seu regime, dado o paralelismo existente entre regimes pluviométricos e hidrológicos. Contudo, porque as Serras de Xisto se localizam numa área de transição entre climas mais marcadamente mediterrâneos a SE e mais influenciados pelo Atlântico a NW, os regimes fluviais encontram-se também numa posição de transição.

As bacias hidrográficas situadas mais a SE possuem um regime em que as influências térmicas são dominantes, enquanto que nas localizadas mais a NW predominam as influências pluviais.

Atendendo aos meses que registaram o caudal mais volumoso e o mais reduzido, bem como às particularidades de cada uma das bacias, face à especificidade da sua localização relativamente à situação de transição em que se encontram, a definição do respetivo regime merece ser perspetivada segundo os critérios expostos pelos principais autores.

Quando o caudal é sujeito a variações muito fortes, podendo ficar reduzido a zero durante uma parte do ano, como sucede com a generalidade dos rios e ribeiros serranos, o curso de água apresenta um regime torrencial, segundo E. de Martonne. Aliás, para este autor, tratar-se-ia de uma degradação do regime fluvial, do mesmo modo que o clima desértico pode ser considerado uma forma degradada de clima (E. de Martonne, 1953, p. 417).

Ora, a torrencialidade pode afetar todos os tipos de regime, mas é mais frequente nas regiões com um período seco bem nítido, como sucede nas áreas mediterrâneas.

Por outro lado, atendendo a que os rios serranos apenas possuem duas estações hidrológicas bem definidas, com um único máximo e um só mínimo, podemos considerar, de acordo com a classificação proposta por M. Pardé (1968, p. 88), que possuem um regime simples. Assim, atendendo a que apresentam águas altas na estação fria e águas baixas na estação quente, ou seja, com o máximo no mês de Fevereiro e o mínimo em Agosto, devem considerar-se do tipo pluvial oceânico (M. Pardé, 1968, p. 92).

No entanto, como alguns deles não possuem um único modo de alimentação, apesar da importância esmagadora da pluviosidade, e, sobretudo,

porque o afastamento dos valores extremos dos coeficientes mensais de caudal é muito grande relativamente ao seu valor médio (fig. 80), somos de opinião que, pelo menos, alguns tramos fluviais de montante dos rios Alva e Zêzere, devido a condições diferentes daquelas que encontram ao entrarem nas Serras de Xisto, poderão apresentar um regime complexo original, do tipo pluvio-nival mediterrâneo, caracterizado pela subida das temperaturas no final do Inverno, pela acentuada secura estival e pela abundância e irregularidade das precipitações outonais<sup>105</sup>.

Além disso, é o rio Ceira aquele que apresenta a maior variação entre os valores extremos e o valor médio do coeficiente mensal de caudal, o que não pode ser atribuído à influência nival, na medida em que esta praticamente não tem significado.

Por outro lado, uma análise mais pormenorizada à distribuição dos coeficientes mensais de caudal (fig. 80) mostra-nos que os rios apresentam não apenas um, mas sim três máximos e três mínimos, dois dos quais são relativos.

Com efeito, o máximo mais importante surge no mês de Fevereiro (Zêzere, em Dezembro), o segundo máximo em Dezembro (Zêzere, em Fevereiro<sup>106</sup> e o terceiro máximo em Abril. O mínimo mais significativo ocorre em Agosto (Simonte, em Setembro) e outros, relativos, situam-se nos meses de Março e Janeiro.

Nestas circunstâncias, este tipo de regime não corresponde a nenhum dos apresentados por M. Pardé, o que, quanto a nós, reflete bem a situação de transição entre os dois regimes descritos, o de tipo pluvial oceânico, com o máximo em Fevereiro, e o de tipo mediterrâneo, com dois máximos, um em Novembro e outro em Abril.

---

<sup>105</sup> A montante, estes dois rios poderão apresentar um regime de tipo pluvio-nival mitigado, cujas características nivais se vão diluindo para jusante, ao ponto de deixarem de ter qualquer significado, algumas dezenas de quilómetros depois das respetivas nascentes.

<sup>106</sup> O diferente comportamento do Zêzere resulta de estar a ser considerado em Manteigas, ainda antes da sua entrada nas Serras de Xisto, onde o regime é influenciado pela existência de neve na Serra da Estrela. Se fosse possível classificá-lo à saída das Serras de Xisto, a influência pluvial atenuaria os efeitos nivais, pelo que estamos convencidos de que aí o seu regime se assemelharia mais aos dos restantes rios considerados.

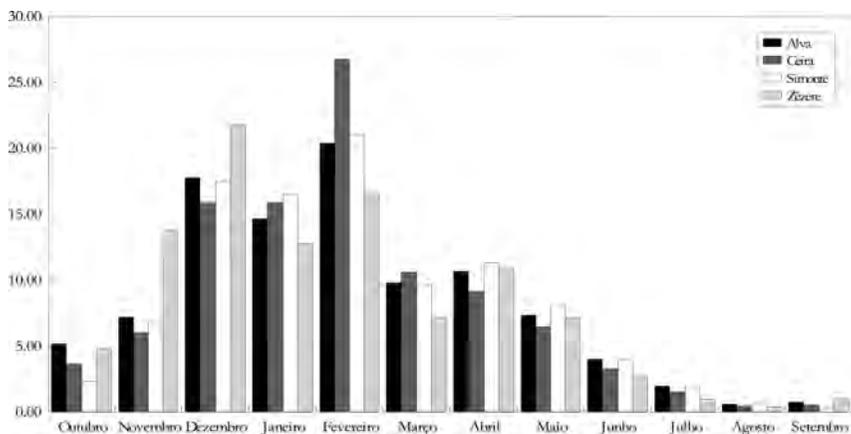


Fig. 80 – Análise comparativa dos coeficientes mensais de caudal dos rios Alva, Ceira, Simonte e Zêzere (1976/77 a 1989/90).

Deste modo, pensamos que este regime peculiar, com três máximos e três mínimos, poderá ser designado regime pluvial mediterrâneo-atlântico, por a chuva ser o modo de alimentação predominante e por resultar da combinação destes dois tipos de regime.

A variabilidade do escoamento é uma das principais características deste regime, aliás uma particularidade do domínio mediterrâneo com alimentação líquida predominante, que J. Loup (1974, p. 10) e R. Frécaut *et al.* (1983, p. 146) caracterizam tanto pelo acentuar da irregularidade do regime fluvial, sobretudo na estação fria, como pela secura e estiagem estivais, ilustrando bem quer a irregularidade interanual das precipitações, quer a extrema variabilidade de escoamento neste tipo de regime.

Aliás, já H. Vivian (1966, p. 173) acentuara as características particulares de alguns regimes dos rios portugueses, em particular do Centro e Sul, os quais definiu como sendo muito contrastados, do género mediterrâneo excessivo, que durante o fim do Verão lhe evocam muitos dos fenómenos magrebins e quase desérticos.

Pelas razões apresentadas, parece-nos ter ficado claro que são a variabilidade e a irregularidade, interanuais e interestacionais, que comandam o regime dos rios serranos, o qual, sumariamente, se caracteriza por águas altas no Inverno

e águas baixas no Verão. Tendo em conta que estas se devem mais à ausência de precipitação estival do que à acentuada evaporação, o regime sofre mais influências mediterrâneas do que oceânicas (atlânticas).

#### 4.2.4. Consequências do tipo de regime

Não nos restam quaisquer dúvidas sobre o funcionamento do regime dos rios serranos, em íntima consonância e dando resposta direta à pluviosidade, excepto antes de se ter completado a reconstituição, a recarga das reservas subterrâneas, muitas vezes esgotadas durante o período estival.

Em consequência, a água das primeiras chuvas é em grande parte utilizada para satisfazer essa necessidade de reabastecimento. Quando as chuvas não são intensas, a água infiltra-se na sua quase totalidade, como sucedeu, por exemplo, no ano hidrológico de 1980/81, com o mês de Outubro a registar um escoamento subaéreo insignificante (fig. 72-A), apesar do valor de precipitação registado (114,5 mm).

Com efeito, como os meses antecedentes, Agosto e Setembro, foram muito secos (fig. 72-B), as primeiras chuvas do início do ano hidrológico foram usadas na reconstituição das reservas hídricas subterrâneas, pelo que não puderam ser escoadas através da rede fluvial.

Aliás, a resposta direta do regime fluvial à precipitação é bem patente quando se comparam os hidrogramas com os hietogramas<sup>107</sup> (figs. 71 e 72), através dos quais se observa uma resposta direta das alturas da água dos rios à pluviosidade, levando a que registem subidas ou descidas, consoante os valores da precipitação aumentam ou diminuem.

Algumas diferenças de pormenor no comportamento de certas pontas de cheia, inexistência ou desfasamento no tempo, serão de atribuir a mecanismos

---

<sup>107</sup> Os pluviogramas referem-se a Coimbra-Instituto Geofísico, por ser esta a estação meteorológica que possui o registo contínuo mais extenso e minucioso dos valores da precipitação e, ainda, porque devido à sua proximidade, é aquela onde a consulta das séries de registos é mais fácil.

locais, relacionados com condições geográficas que, no primeiro caso, levam as massas de ar a descarregarem a água que contêm em excesso antes de alcançarem as bacias hidrográficas em questão, ou, na segunda situação, a um certo atraso sofrido durante o seu percurso.

Por outro lado, outras situações também associadas a mecanismos locais, nomeadamente de instabilidade do ar, podem originar precipitações intensas, as quais podem afetar apenas uma pequena parte de uma destas bacias hidrográficas.

Além disso, também a forma e extensão, mas sobretudo a exposição das bacias, condicionam a quantidade de precipitação e de insolação recebidas. As condições hidroclimatológicas descritas, associadas a situações locais, como sejam a densidade de drenagem ou o declive, assumem papel preponderante na eficácia ou na rapidez do escoamento, proporcionando mecanismos hidrológicos de elevada variabilidade e torrencialidade, pelo que não será de admirar que a evolução das vertentes serranas se faça sobretudo por erosão hídrica.

Porque se trata de áreas montanhosas, as vertentes encontram-se num equilíbrio dinâmico muito frágil, em que as condições naturais só por si raramente são capazes de produzir modificações profundas.

No entanto, o ser humano, na sua incessante luta pela sobrevivência ou por melhores condições de vida alterou muitas vezes esse precário equilíbrio. Inicialmente foi a destruição da floresta, em parte para a criação de campos de cultivo. Depois, foi o abandono desses campos, a abertura de estradas e caminhos florestais, nem sempre nos locais mais indicados, a construção de casas em linhas de água ou sobre depósitos de vertente muito instáveis. Enfim, o ser humano foi alterando o perfil das vertentes, tendo acelerado a sua evolução, a qual, por vezes, chegou a ser catastrófica.

Serão alguns aspetos dessa intervenção humana, que condicionou a evolução das vertentes, que passamos a analisar.

(Página deixada propositadamente em branco)

## CAPÍTULO 5

### INTERVENÇÃO ANTRÓPICA E ALTERAÇÃO DOS ECOSISTEMAS

*Aquela abundância de rocha não deixava sequer espaço para as culturas, e a gente fazia e refazia as leiras, cestada a cestada, a formar terraços artificiais, como os antigos caldeus em volta dos palácios. Terras fracas, areadas, que nem fundo davam para as raízes se estenderem a contento.*

MÁRIO BRAGA, 1955, p. 92.

Para tornar cada vez mais cómodas as suas condições de vida, o homem vai intervindo na natureza e modificando o meio natural, ou seja, altera as relações naturalmente existentes entre as diferentes comunidades que se constituíram em ecossistemas, procedendo deste modo à humanização da paisagem natural.

Se bem que, à partida, as áreas serranas não sejam das mais favoráveis à ocupação humana, desde cedo foram usadas pela população para nelas se fixar. A presença do ser humano terá começado por modificar a paisagem serrana através da destruição da vegetação autóctone, mas foi sobretudo após a introdução do milho grosso no século XVI que, a nível das vertentes, surgiram as maiores alterações (O. Ribeiro, 1941, 1942b, 1968 e 1987, p. 19).

Com efeito, o perfil destas foi alterado, sobretudo nos vales e nas encostas menos declivosas. A necessidade de terra arável para o cultivo desta planta, que passou ser a base da alimentação, obrigou à construção artificial de campos de

cultivo, quer no fundo, quer nas vertentes dos vales, sobretudo onde a rega era possível dada a sua exigência de água.

Contudo, este meio geográfico<sup>108</sup> é extremamente repulsivo, pelo que, para sobreviverem, os serranos tiveram de se adaptar às suas difíceis condições. No entanto, apesar da tenacidade e do apego que os serranos nutrem pela sua Serra, nunca lhe ficaram confinados, porquanto esta não lhes podia dar quanto ansiavam. Como consequência, muitos deles procuraram fora da serra melhores condições de vida.

Assim sendo, começaremos por analisar algumas das alterações introduzidas pelo ser humano na paisagem, para depois considerarmos algumas das consequências do abandono dos campos, fomentado pelo êxodo rural.

### 5.1. O homem nas suas relações com o meio

*Há hoje a tendência para, em relação às Serras se ver apenas o cenário, a aliança entre o relevo e a vegetação, a dádiva gratuita de uma natureza generosa e sumptuosa, e, contudo, ingrata, porque, sob as flores, depressa surge a pedra. Basta que o homem afrouxe por um momento a sua atenção e os seus cuidados para que os socacos pacientemente construídos nas encostas desabem, invadidos pelas silvas, para que o mato volte a crescer na floresta incendiada. É um equilíbrio frágil que se desfaz e que, por vezes, levará séculos a reconstruir.*

MAURICE AYMARD – “O Mediterrâneo – O Espaço e a História”, Correio da Natureza, 11, Capa.

---

<sup>108</sup> O meio geográfico é entendido como “um ambiente humano o qual não só diz respeito às influências naturais que nele se exercem, mas de modo particular, às próprias influências caracterizadoras e apropriantes do homem” (J. M. Pereira de Oliveira, 1977, p. 138).

As Serras constituem um meio em equilíbrio instável, onde qualquer intervenção humana deveria ter sempre a preocupação de respeitar a integridade desse meio, de forma a que fosse possível explorar-lhe as suas potencialidades sem, no entanto, criar condições que colidisse grandemente com o precário equilíbrio do ambiente serrano, a qual pode vir a desencadear processos que tornem irreversível a manutenção dessa estabilidade dinâmica.

Contudo, algumas das intervenções humanas levadas a efeito no ambiente serrano afetaram profundamente o meio natural. Depois, devido ao êxodo rural, a falta de manutenção de algumas das estruturas entretanto criadas, conduz, desta vez por não intervenção, a novas situações de desequilíbrio, das quais apontaremos alguns exemplos.

Vejam, pois, como o ser humano assegurava a sua sobrevivência num ambiente inóspito e quais foram as conseqüências, para esse meio agro-florestal, da procura de melhores condições de vida.

### **5.1.1. Complementaridade agro-silvo-pastoril**

A baixa produtividade das terras aráveis, feitas à custa de solos pobres, que só com muito esforço humano era possível fertilizar, exigia um complemento para a subsistência familiar, o qual era passível de ser obtido através da silvo-pastorícia.

Desde logo, a adubação dessas terras era feita com base em estrumes provenientes das camas dos gados, isto é, obtidos a partir dos excrementos das cabras e ovelhas, os quais caíam sobre o mato durante o tempo em que o gado permanecia nos currais. Por sua vez, esse mato era roçado na floresta, onde o gado também era apascentado, o que permitia associar a agricultura à floresta e à pastorícia.

Mas, se a produtividade era baixa, a agricultura só por si mal dava, na maior parte dos casos, para assegurar a sobrevivência do agregado familiar. A pastorícia contribuía também para uma dieta alimentar mais completa,

sobretudo através do leite<sup>109</sup>, já que o queijo e a carne, na sua quase totalidade, eram vendidos, constituindo uma receita extraordinária para o magro orçamento familiar.

Ora, estando a criação do gado miúdo dependente de espaços com aptidão florestal, a necessidade desta complementaridade é por demais evidente. Além disso, o pinhal contribuía também anualmente com uma receita certa, proveniente da venda da resina, e ainda funcionava como mealheiro, ao qual era possível recorrer nas horas de maior necessidade, através do abate e venda de umas tantas árvores.

Deste modo, ao longo de várias gerações, a economia base de muitas famílias serranas assentou nesta complementaridade agro-silvo-pastoril.

Por sua vez, o aumento da população acarretou um maior número de bocas a alimentar, o que, nesta agricultura de sobrevivência, só era possível através da ampliação da área agrícola. Como as terras aráveis eram inexistentes, tornou-se necessário construí-las.

Por outro lado, tanto a área agrícola como a de pastoreio foram obtidas a expensas da área arborizada, a qual, por vezes, foi explorada até ao completo esgotamento dos recursos florestais que a natureza ia disponibilizando (L. Pinheiro, 1993, p. 42).

Nestas circunstâncias, o homem terá provocado inadvertidamente algumas situações de desequilíbrio e, depois, na busca de eventuais soluções, acabou por gerar novas e, por vezes, mais graves alterações do que aquelas que teriam ocorrido se a natureza tivesse ficado entregue a si própria.

Vejam, então, algumas das alterações introduzidas pelo homem e suas respetivas consequências geoecológicas.

---

<sup>109</sup> O leite era consumido apenas no início da época, enquanto a sua quantidade não era suficiente para fazer queijo, por nessa altura ser quase totalmente absorvido na aleitação das crias. Depois, voltava a consumir-se no final da época, não só porque a sua quantidade começava a diminuir, mas também e sobretudo porque o queijo então produzido passava a ser de qualidade inferior. Durante a época de plena produção de queijo, na dieta alimentar utilizava-se ainda o soro, extraído da espremedura da coalhada, o qual normalmente era ingerido depois de cozido.

### 5.1.1.1. *Os campos agrícolas*

Os campos agrícolas construídos pelo ser humano nas vertentes e vales das Serras de Xisto são fundamentalmente de três tipos. De modo genérico, podemos designá-los pelos seus nomes populares: cavadas<sup>110</sup>, quelhadas ou quelhórios<sup>111</sup> e varjas ou várzeas<sup>112</sup> (L. Lourenço, 1992b). Os campos do tipo “cavada” consistem no aproveitamento natural das vertentes onde o declive é mais suave e onde existia um solo menos pedregoso e mais espesso, formado normalmente sobre depósitos de vertente.

As “quelhadas” constituem o tipo de campos mais frequente nas áreas montanhosas, resultando da construção de estreitos patamares de terra arável, escalonados ao longo da vertente, assentes em muros de suporte, os cômoros, feitos de pedra solta (fig. 81) e protegidos das águas de escorrência das vertentes por meio de diques, também de pedra solta, os quais bordejam “valados” cavados na rocha, para receber e conduzir as águas pluviais<sup>113</sup>. Normalmente estes patamares tendem para a horizontalidade mas, por vezes, apresentam declives que chegam a rondar cerca de 10%. Alguns destes patamares estão instalados em antigas linhas de água, cujos leitos foram, quase sempre, desviados para a sua periferia.

As “várzeas” consistem, essencialmente, em parcelas alongadas, relativamente extensas, bordejando os principais cursos de água. Para a sua construção aproveitaram-se os leitos de inundação dos principais cursos de água, que se protegeram das enxurradas, através de diques marginais de pedra solta (fig. 82-B). Por vezes, a sua ação foi complementada com a execução de

---

<sup>110</sup> Denominação que deve ter tido origem na principal atividade humana, a cava, que envolve o cultivo deste tipo de campos.

<sup>111</sup> Equivalente serrano do termo *socalco*, mais conhecido, aqui aplicado aos patamares de terra arável, estreitos e, por vezes, muito compridos.

<sup>112</sup> Parcelas planas e relativamente extensas, marginando as principais linhas de água.

<sup>113</sup> Quando a bacia de recepção destes valados é reduzida, o dique de pedra solta é, quase sempre, substituído por uma pequena elevação feita à custa da terra retirada das valas durante a sua construção e mantida com os materiais que, todos os anos, ficavam nelas abandonados e lhes eram retirados durante as operações de limpeza.

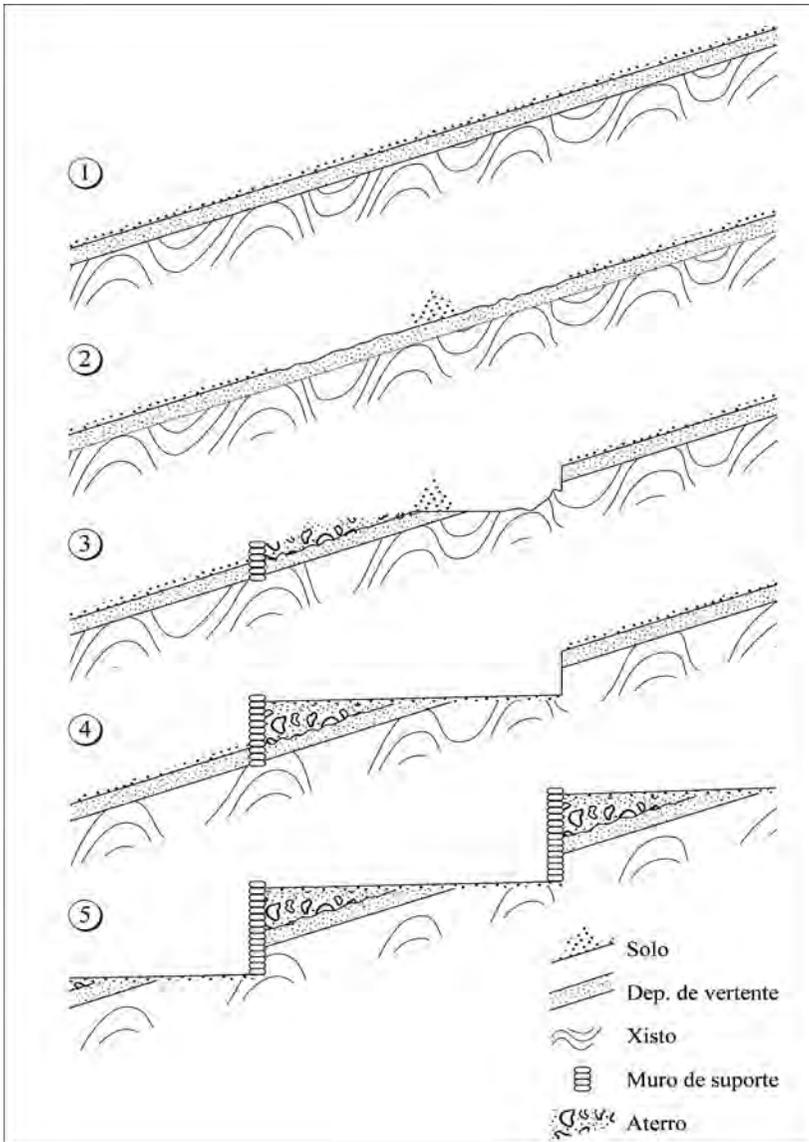


Fig. 81 – Corte esquemático ilustrativo da construção de terraços antrópicos. 1 – Perfil inicial da vertente (declive 35%); 2 – Recolha e aprovisionamento da camada superficial (solo) para posterior recolocação; 3 – Construção de terraço sub-horizantal (declive <10%): muro de suporte; desaterro, com separação do material grosseiro do fino; aterro, com material mais fino no topo; 4 – Conclusão do terraço, colocando o solo aprovisionado juntamente com outro recolhido nas vertentes vizinhas; 5 – Sucessão de terraços escalonados ao longo da vertente.

paredões transversais, destinados a quebrar a velocidade e, por conseguinte, o ímpeto da corrente, como também se verifica noutros vales, por exemplo do Mondego (O. Ribeiro, 1949a, p. 129).

Quando se localizam nos vales secundários, preenchem o talvegue e foram edificadas a expensas de robustos muros de suporte, transversais ao leito, os quais, nalguns casos, possuem mais de uma dezena de metros de altura e apresentam no topo mais de dois metros de largura (fig. 82-A.3).

Para “encanar” os leitos destas ribeiras, o homem usou fundamentalmente três processos, em função do declive das vertentes que os definem e dos caudais escoados por esses leitos.

O mais comum, foi usado em vales dissimétricos e consiste na abertura de um canal artificial na bordadura dos campos entretanto construídos, os quais eram protegidos das cheias através de um dique. Normalmente, os campos foram edificados na vertente soalheira, quase sempre com menor declive do que a umbria, na base da qual foi colocado o canal artificial, pois era menos aproveitada para a agricultura (fig. 82-A).

Noutras duas circunstâncias, manteve-se o leito no seu antigo talvegue, salvo pequenos acertos de pormenor. Uma delas, corresponde a vertentes com declives suaves, excepto nas imediações do leito, onde se verificavam acentuadas rupturas de declive. Nesta situação, os caudais foram canalizados para galerias subterrâneas, através de extensos aquedutos, deixando irreconhecíveis as antigas linhas de água (fig. 82-C). A outra, verifica-se quando o declive de ambas vertentes é muito acentuado. Nestes casos, o leito ficou marginado dos dois lados por muros de suporte suficientemente altos, não só capazes de impedir que mesmo as pontas de cheia mais violentas inundem os campos, mas também de modo a permitirem dotar os campos de largura suficiente que possibilite o seu cultivo, dado o elevado declive da vertente (fig. 82-D).

Dos três tipos de campos descritos, os primeiros são os mais primitivos, tendo sido menos trabalhados pelo homem, pois eram apenas usados para cultivar centeio, através de um esquema de cultura rotacional, plurianual.

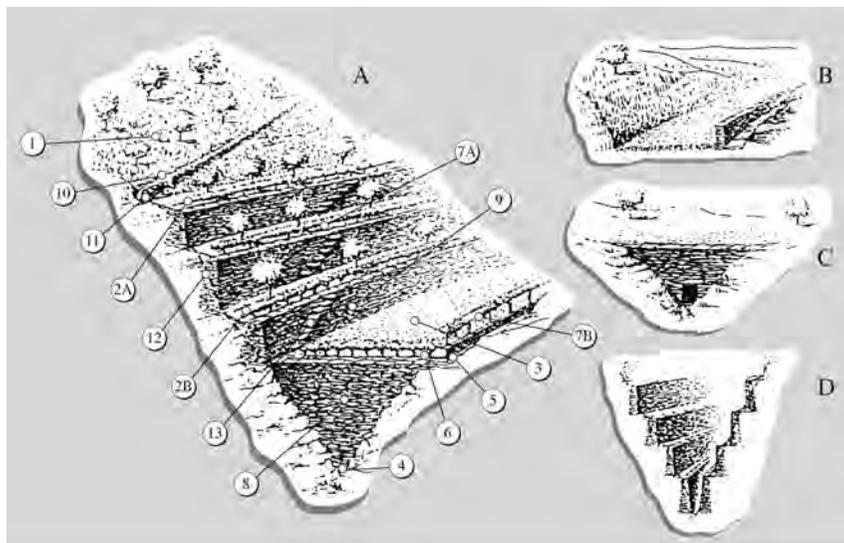


Fig. 82 – Representação simplificada de vales serranos modificados pelo homem para aproveitamento agrícola, ilustrando os tipos de campos e de encanamento dos leitos mais frequentemente usados. A – Situação mais comum: 1. Cavadas; 2. Quelhadas (A – de sequeiro; B – de regadio); 3. Várzeas; 4. Talvegue antigo; 5. Novo álveo artificial; 6. Dique marginal do novo leito; 7. Vinha (A – em corrimão; B – em latada); 8. Muro de suporte, transversal ao leito; 9. Muros de suporte das quelhadas; 10. Valado; 11. Dique ou elevação de terra; 12. Perfil da vertente antes da intervenção antrópica; 13. Escadas de ligação entre os diferentes patamares. B – Aproveitamento do leito de cheia para construção da “várzea” e encanamento lateral do curso de água; C – Encanamento subterrâneo, em túnel, com aproveitamento agrícola do vale em toda a sua extensão; D – Encanamento do leito a céu aberto, sem desvio.

Ao período de cultivo do centeio, seguia-se um de absoluto pousio, durante o qual, pouco a pouco, se desenvolvia a vegetação natural característica das encostas serranas (urze, carqueja, tojo, giesta...). Quando esta atingia suficiente desenvolvimento, era de novo roçada e as cepas das urzes – as torgas – eram arrancadas e aproveitadas para, no próprio local, se fazer carvão vegetal. A tudo o resto, folhas e ramos, era ateadado fogo, procedendo-se à “queimada”. Nos dias seguintes, sobre as cinzas já frias, era lançada a semente do centeio e, em seguida, era enterrada, cavando a terra. A “cavada” estava feita. Restava aguardar pelo crescimento do cereal para, depois da ceifa, se seguir novo período de pousio.

Esta técnica foi também usada em muitos locais para se semear grande parte da floresta de resinosas que, antes da última vaga de incêndios, acelerada a partir de meados dos anos 70, cobria as Serras da Cordilheira Central de Portugal. Com efeito, os agricultores, à medida que pretendiam transformar as suas parcelas agrícolas em áreas florestais, faziam uma cavada onde, além da semente do centeio, também lançavam penisco. Depois da ceifa do centeio, os jovens pinheiros bravos prosseguiam o seu lento desenvolvimento, até se transformarem em árvores adultas.

Por sua vez, os quelhórios eram usados para plantar oliveiras, sob as quais se realizavam culturas de sequeiro. Onde havia água para rega, eram utilizados, como as várzeas, para praticar culturas de regadio, numa agricultura promíscua, produzindo-se, essencialmente, milho, feijão, batata e produtos hortícolas, muitos deles em íntima associação com árvores de fruta. A bordejar os campos, cultivava-se vinha em corrimão.

Dos três tipos de campos descritos, os mais produtivos, porque dispunham de água em abundância, eram as várzeas. Além disso, eram aqueles em que se despendia menos esforço. Com efeito, por serem mais extensos e planos, eram os únicos que, muitas vezes, permitiam o recurso a animais domésticos, essencialmente bois, para auxiliarem na faina agrícola. A sua platitude permitia-lhes, ainda, dispensar certas tarefas que eram imprescindíveis nas quelhadas, tais como fazer o cadabulho<sup>114</sup>, empalhar<sup>115</sup> e

---

<sup>114</sup> Operação que consiste em cavar uma vala, com cerca de meio metro de largura e com 20 a 30 centímetros de profundidade, no sentido do comprimento da quelhada, no lado de menor cota e em transportar essa terra para lado o oposto, de cota mais elevada, onde era depositada. A primeira das tarefas era normalmente executada por homens, enquanto que a segunda era realizada por mulheres que transportavam a terra em cestas, à cabeça. De certo modo, este árduo trabalho destinava-se a compensar o transporte de solo efetuado pela água da rega, evitando-se assim que este se acumulasse na base da quelhada, ou fosse arrastado para a seguinte, enquanto que na parte superior passaria a aflorar rocha nua.

<sup>115</sup> Tarefa que é executada depois da “sacha” e antes da primeira rega. A “sacha”, cujo nome deve advir do facto desta operação se realizar com um sacho, tem por finalidade eliminar as plantas daninhas. O “empalho” decorre quando as plantas são ainda jovens e consiste em colocar sobre a terra arável uma certa quantidade de matéria orgânica (caruma, palha, mato) com a finalidade de travar a erosão provocada pela água da rega. “No verão, têm cuidado de fazer o enfardo ou empalho do milho (cobrir com fetos ou com palha de centeio a terra), a fim de que os efeitos das regas

enleirar<sup>116</sup>, uma vez que o ser humano não só teve de criar o solo mas, onde, além disso, todos os anos tinha de lutar arduamente para o conservar.

A acentuada diminuição da população serrana ocorrida nas últimas décadas, principalmente a partir dos anos 60, bem como a progressiva alteração da sua estrutura etária, social e profissional, levou ao abandono de grande parte das terras agrícolas. As cavadas foram o primeiro tipo de campo a sentir os efeitos desta transformação. Seguiram-se-lhes as terras mais afastadas das aldeias e, por fim, até mesmo as fazendas confinantes com as povoações vão sendo abandonadas, pouco a pouco.

As alterações introduzidas pelo ser humano no perfil de equilíbrio dinâmico das vertentes, essencialmente ao longo dos dois últimos séculos, acabarão por vir a ser anuladas pelos agentes erosivos, sempre em contínua procura do perfil de equilíbrio dinâmico das vertentes, se o homem, entretanto, deixar de as conservar. Essa alteração é particularmente acelerada quando, como veremos, as vertentes situadas a montante dos campos ficam sem vegetação, em virtude da sua destruição pelos incêndios florestais.

### 5.1.1.2. *A silvo-pastorícia*

A silvo-pastorícia é entendida mais como pastorícia em terrenos com aptidão florestal do que, propriamente, em espaços florestais.

Com efeito, após os arroteamentos que levaram ao desbravamento das formações vegetais, tanto arbustivas como arbóreas, as áreas serranas ficaram quase exclusivamente ocupadas por matagais mistos, os mais frequentes, ou por mata-

---

sejam mais duradoiros e de obstar a que os terrenos sejam arrastados com as águas” (M. Espírito Santo, 1954, p. 33).

<sup>116</sup> Denominação que é dada à primeira rega, feita com um caudal muito reduzido, quer para não ravinar o solo, quer para permitir que toda a matéria orgânica colocada no “empalho” seja agora calcada com os pés e, ao mesmo tempo, com o sacho, à medida que a água vai escorrendo, de modo a que a matéria orgânica penetre ligeiramente no solo, evitando-se assim que a água passe sob ela e arraste o solo.

gais estremes, constituídos por urzais, tojais, estevais e giestais. Deste modo, no segundo quartel do século xx, à parte de alguns povoamentos florestais privados, as vertentes montanhosas encontravam-se quase despidas de vegetação, fruto de um pastoreio muito intenso.

Além do uso direto do mato na alimentação de rebanhos e fatos<sup>117</sup>, este era também roçado e, depois, usado para fazer a cama do gado. As cepas das urzes ainda eram utilizadas, como vimos, para fazer carvão vegetal, combustível então muito usado.

Por vezes, eram os próprios pastores que, enquanto apascentavam o rebanho, produziam o carvão. Começavam por roçar o mato que, mais tarde, no regresso a casa, levariam para fazer a cama ao gado, depois arrancavam as torgas e, por fim, faziam uma cova de carvão.

Esta enorme pressão sobre os urzais, fez com que estes entrassem em avançado estado de degradação, ao ponto de, nessa data, apenas assumirem algum significado e manterem um estado de maior desenvolvimento nas cumeadas mais elevadas e mais afastadas das aldeias. Para pôr cobro a esta situação, o Estado submeteu as áreas serranas de cota mais elevada ao regime florestal parcial<sup>118</sup>. Como consequência, os povos serranos ficaram-lhes com acesso extremamente condicionado.

Embora estas áreas serranas tenham permanecido terrenos baldios, ou seja, terrenos comunitários pertencentes aos povos<sup>119</sup>, deixaram de constituir espaços

---

<sup>117</sup> Rebanho, entendido como um conjunto constituído por gado lanígero, ou seja, por carneiros e ovelhas. Fato, corresponde ao coletivo de cabras, embora o termo popular para o designar seja “cabrada”.

<sup>118</sup> O regime florestal considera-se *total* quando é aplicado exclusivamente em terrenos do Estado; designa-se *parcial* quando os terrenos pertencem aos Municípios, Juntas de Freguesia ou de Paróquia, Associações ou Particulares, sendo a submissão de direito e de facto quando pertençam ou venham a pertencer às corporações administrativas, com subordinação aos Serviços Florestais. Quando as corporações administrativas, por insuficiência económica, não puderem arcar com as despesas de arborização e exploração, serão estas suportadas pelos Serviços Florestais, mediante decreto, e o produto líquido repartido por elas e pelo Estado (A. Gil, 1975, p. 31).

<sup>119</sup> O Recenseamento Geral Agrícola de 1989 considera baldios os “terrenos comunitariamente usados e fruídos por moradores de determinada freguesia ou freguesias, ou parte delas. Consideram-se os baldios administrados exclusivamente por compartes, por compartes e o Estado ou, diretamente, pelas Juntas de Freguesia ou Câmaras Municipais (INE, 1989, p. 23).

privilegiados para o pastoreio, nos quais tanto a movimentação dos rebanhos, como o aprovisionamento de lenhas e matos foram tarefas sem qualquer restrição ao longo dos séculos.

A progressiva submissão destes espaços ao regime florestal parcialmente contrariamente à vontade popular, vai permitir a sua arborização e, conseqüentemente, a proibição dos rebanhos entrarem na “floresta”, a designação porque passam a ser conhecidos estes espaços.

Com exceção da Serra da Lousã, que, embora submetida ao regime florestal no início do século, só em 1935 é dotada com um plano de arborização, foi sobretudo entre Junho de 1940 e Janeiro de 1942 que se constituiu o maior número de perímetros florestais, tendo-se concluído esta submissão em Julho de 1963 (QUADRO III), com a inclusão dos baldios do atual Núcleo de Alge e ainda de outros pertencentes à Junta de Freguesia de Campelo (Figueiró dos Vinhos). Ora, a impossibilidade dos rebanhos serem apascentados na floresta, foi mais uma causa a contribuir para o declínio destes, determinando um acentuado decréscimo do número de cabeças (QUADRO IV), em especial do gado caprino (fig. 83).

Com efeito, salvo raras exceções, observa-se, entre 1925 e 1955, a manutenção ou mesmo o aumento do número de cabeças de gado. A partir de 1955, entra-se num período de profunda redução dos efetivos de pequenos ruminantes, sobretudo nos concelhos que em 1955 detinham o maior número. São exceção, no caso das ovelhas, o concelho de Ansião e, no que concerne aos caprinos, os concelhos de Proença-a-Nova, Sertã, Ansião e Alvaiázere. Contudo, muitos dos aumentos verificados nos últimos anos resultam da existência de rebanhos que já não obedecem aos costumes ancestrais, antes têm a ver com novas formas de exploração da terra.

Esta situação torna-se particularmente evidente nos anos seguintes. Ansião reduziu para metade o número de caprinos. Aliás, a tendência para redução deste tipo de ruminantes é comum aos restantes concelhos, embora menos significativa, porque as grandes reduções tinham já sido efetuadas ao longo dos períodos anteriores.

QUADRO III – Espaços submetidos ao regime florestal parcial

Denominação	Área (Ha)	Submissão ao regime florestal parcial		Localização (Propriedade das Juntas de Freguesia de)
		Diploma	Data	
Mata do Braçal (Lousã)	(165) 164	Decreto de	27-08-1909 *	Serpins e Foz de Arouce (Lousã)
Mata do Sobral (Lousã)	(513) 514	Decreto de	27-08-1909 *	Serpins (Lousã)
Mata da Cabeça Gorda (Lousã)	22	Decretos de	27-08-1909 * 09-08-1930 06-02-1931	Serpins (Lousã)
Bacia Hidrográfica do rio Mondego	35	Decretos de	17-03-1933 19-08-1934 22-05-1935 29-05-1935	Lousã (Lousã) e de Rio de Vide (Miranda do Corvo)
Perímetro Florestal da Serra da Lousã	(1439) 1724	Dec. nº 3260	27-07-1917 **	Lousã e Vilarinho (Lousã)
Perímetro Florestal do Rabadão (Góis)	(2400) 1080	Decreto de	06-06-1940	Cadafaz, Colmeal e Góis (Góis)
Perímetro Florestal de Penela Núcleo de Alge	(1845) 2028	Decreto de	21-09-1940	Penela e Espinhal (Penela), M. Corvo e Vila Nova (Miranda do Corvo)
		DL - 45114	05-07-1963	Espinhal (Penela), Santa Eufémia e Vila Nova (Miranda do Corvo) e Campelo (Figueiró dos Vinhos)
Perímetro Florestal Castanheira de Pera	(2122) 2942	Decreto de	21-09-1940	Coentral e Castanheira de Pera (Castanheira de Pera)
		DL - 44963	08-04-1963	Campelo (Figueiró dos Vinhos)
Perímetro Florestal da Senhora das Necessidades	(3054) 5413	Decreto de	03-10-1941	Moura da Serra, Piódão e Pomares (Arganil) Aldeia das Dez e Alvoco das Várzeas (Oliveira do Hospital) e Vide (Seia)
Perímetro Florestal de São Pedro Dias e Alveite	(732) 731	Decreto de	03-10-1941	São Miguel de Poiares e São José das Lavegadas (Vila Nova de Poiares)
Perímetro Florestal de São Pedro do Açor	2957	Decreto de	27-11-1941	Piódão e da Teixeira (Arganil)
Perímetro Florestal da Serra da Aveleira	4977	Decreto de	27-11-1941	Arganil, Benfeita, Celavisa, Cepos, Coja Folques e Teixeira (Arganil)
Perímetro Florestal de Góis	(3380) 7970	Decreto de	12-01-1942	Alvares, Colmeal, Cadafaz e Vila Nova de Ceira (Góis)
Perímetro Florestal da Pampilhosa da Serra	(5870) 5130 3310	DL - 40052	03-02-1955	Cabril, Fajão, Pampilhosa da Serra Pessegueiro, Unhais-o-Velho e Vidual (Pampilhosa da Serra)

Fonte: A. Gil, 1975 e Delegação Florestal da Beira Litoral.

\* Data em que também foi posto em execução o plano de arborização e exploração;

\*\* Plano de arborização definido por Dec. de 14-08-1935.

QUADRO IV – Número de cabeças de gado ovino e caprino, por concelhos

Cabeças de Gado	Concelhos	Anos						
		1925	1934	1940	1955	1972	1979	1989
Ovinos	Alvaiázere	13957	9116	9219	8944	6463	5019	4904
	Ansão	9836	11404	11871	12016	10485	13035	8160
	Arganil	22748	17814	16626	14111	8788	6236	4638
	Castanheira de Pera	4620	888	1240	1743	810	386	157
	Figueiró dos Vinhos	3879	5387	6904	9060	2920	1811	1669
	Góis	12461	11454	9001	8871	4371	2128	1682
	Lousã	5501	3736	4091	3504	1469	929	597
	Miranda do Corvo	5285	3764	4820	4704	3282	1899	1578
	Oliveira do Hospital	18138	11445	13410	14097	10158	6122	11429
	Pampilhosa da Serra	5573	4480	5215	7203	2989	894	521
	Pedregão Grande	6083	2927	3956	4145	1662	925	1910
	Penela	8722	7734	6546	5642	5269	2278	2389
	Tábua	10874	11502	12788	10427	6080	5471	8230
	Vila Nova de Poiares	3934	4073	3520	3286	1712	1010	391
	Mação	13057	9772	13667	10211	1176	1206	2549
	Oleiros	6186	5384	6548	3950	2730	855	650
Proença-a-Nova	6308	3953	3498	4271	441	231	1294	
Sertão	18046	10001	10311	8197	3636	2372	3873	
Vila de Rei	2059	1938	2847	1721	530	310	496	
	<i>Pinhal Interior</i>	<i>177267</i>	<i>136772</i>	<i>148078</i>	<i>136103</i>	<i>74971</i>	<i>53117</i>	<i>37117</i>
Caprinos	Alvaiázere	4760	4432	3870	3916	4557	5998	4808
	Ansão	3177	4618	4952	4876	4370	6593	3118
	Arganil	14354	9962	8997	8476	5840	5028	4440
	Castanheira de Pera	5443	2010	2571	1510	863	543	566
	Figueiró dos Vinhos	2206	3624	5368	5902	2849	2673	1801
	Góis	12416	10094	6747	7617	4781	3563	2704
	Lousã	5285	3512	2650	1918	1585	1309	850
	Miranda do Corvo	2801	2423	2319	2456	1998	2004	1613
	Oliveira do Hospital	4173	3642	3566	3375	2765	1883	1579
	Pampilhosa da Serra	16985	11968	12625	15038	9048	4091	3430
	Pedregão Grande	1567	1013	895	1687	1608	1252	1340
	Penela	3208	3901	3329	2663	2737	1519	1433
	Tábua	1914	2448	2883	2913	1811	1963	1332
	Vila Nova de Poiares	1484	2014	1493	1100	1417	1382	1323
	Mação	11917	12467	10699	15224	11407	7482	6277
	Oleiros	14227	12883	12422	13278	7553	6820	6119
Proença-a-Nova	14157	11442	10821	12531	10699	11679	10591	
Sertão	10622	9143	9063	9037	8756	9795	7599	
Vila de Rei	2375	3552	4385	3626	3115	2657	2388	
	<i>Pinhal Interior</i>	<i>133071</i>	<i>115148</i>	<i>109655</i>	<i>117143</i>	<i>87759</i>	<i>78234</i>	<i>63311</i>

Fonte: Arrolamentos gerais de gados e animais de capoeira

Relativamente aos ovinos, a evolução é positiva, quase duplicando nos concelhos de Oliveira do Hospital e Tábua e aumentando ligeiramente no de Penela, em função da reabilitação do queijo artesanal, respetivamente, da Serra da Estrela e do Rabaçal, face aos incentivos económicos colocados à disposição dos agricultores pela União Europeia, para a criação de pequenos ruminantes.

Esperemos que esta situação não seja pontual, como sucedeu em Ansião. No Pinhal Interior Sul, com exceção do concelho de Oleiros, registou-se um pequeno acréscimo do número de ovinos, o qual, no entanto, continua com um número de cabeças muito inferior ao existente em meados do século xx.

Esta redução nos efetivos pecuários contribuiu para dificultar ainda mais a sobrevivência dos povos serranos e terá sido mais um factor para ajudar a acelerar o êxodo rural.

No entanto, a arborização das áreas serranas, bem como a realização de outros empreendimentos a ela associadas, obras de correção torrencial, construção de infraestruturas habitacionais e viárias, forneceram trabalho às comunidades locais, as quais passaram a obter algum rendimento através das tarefas realizadas para os Serviços Florestais e que, de certo modo, contribuíram para pacificar as relações entre ambos.

Por conseguinte, nem tudo foi negativo, como alguns pretendem fazer crer, numa das obras florestais de maior envergadura realizadas em Portugal. A rede viária, a partir dos anos 50, mas sobretudo nas décadas seguintes, de 60 e 70, abriu acessos a muitas comunidades serranas até então completamente isoladas e se, porventura, facilitou o êxodo, não deixou de contribuir decisivamente para melhorar a qualidade de vida dos residentes.

A sua abertura, porém, nem sempre foi pacífica para o equilíbrio das vertentes. Muitas vezes originou grandes desabamentos, outras vezes veio a ser responsável por ravinamentos importantes (L. Lourenço, 1988a e 1988c), como analisaremos mais adiante.

### **5.1.2. Êxodo rural e consequências geocológicas**

O êxodo rural é um fenómeno complexo, resultante de uma multiplicidade de fatores, cujas causas estão ligadas a uma série de transformações e alterações que, a partir dos anos 60, se produziram na estrutura socioeconómica da população portuguesa, nomeadamente na que reside ou residia nas áreas rurais (F. Cravidão, 1989, p. 5).

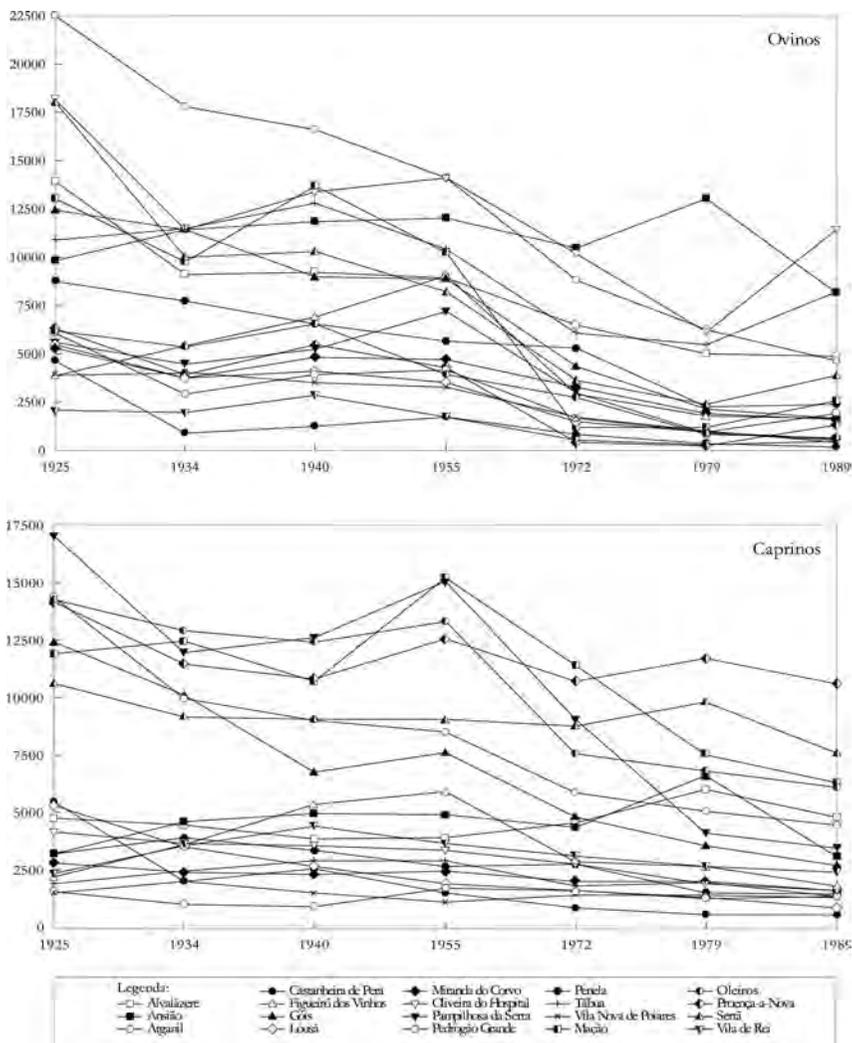


Fig. 83 – Evolução dos efetivos dos pequenos ruminantes na área do Pinhal Interior.

No entanto, já anteriormente existia uma certa atração pelos atuais territórios de expressão portuguesa de África e América. Depois, foi o grande surto migratório. Numa primeira fase, a mais importante, o destino preferencial foi a capital, Lisboa, e depois, num segundo período, os países da Europa Centro-Occidental.

A pena de Miguel Torga descreveu com grande precisão e sobriedade as características fundamentais da emigração beirá, onde cabe, naturalmente a serrana<sup>120</sup>:

O cordão umbilical que, muitas vezes, ajuda a manter a união entre os emigrantes e as suas aldeias natalícias é constituído pela imprensa regional.

Para ficarmos a conhecer a importância das publicações periódicas editadas nas Serras de Xisto recorreremos ao catálogo da Biblioteca Geral da Universidade de Coimbra, mas, em virtude de apenas se referir a 1911-26, a esmagadora maioria dos periódicos então publicados já não se editam. Dos títulos desse tempo apenas se conservam os dos semanários “O Jornal de Arganil” e “O Tabuense”. Entretanto, este passou de hebdomadário a quinzenário.

Frustradas as nossas expectativas, recorreremos à consulta das cerca de 15 000 fichas de registo de publicações periódicas da Biblioteca Geral da Universidade de Coimbra, para avaliarmos a dimensão da imprensa regional da atualidade, trabalho que se revelou mais meritório do que o anterior mas que, apesar disso, teve de ser completado com um inquérito direto, com o qual se procuraram precisar alguns aspetos decorrentes de falhas ou desatualização de alguns desses registos.

Deste modo, pudemos averiguar que o periódico de maior tiragem é a “Comarca de Figueiró”, com 12 000 exemplares e com publicação mensal. Contudo, o de maior divulgação, por se tratar de um trisemanário, é a “Comarca de

---

<sup>120</sup> “Amoroso dos valeiros que fabrica com seixos e suor em cada barroca onde passa um fio de água, o seu instinto de conservação pode mais do que as amarras que o seguram. E, se a fome aperta demais, abala. Em colónias, que é o grande tipo de emigração beiroa, o irmão a chamar o primo, e o primo a chamar o amigo, não há sítio no mundo onde não chegue o seu braço. Qualquer trabalho lhe serve. Os duma povoação são varredores, os da povoação a seguir são engraxadores e os da seguinte são barbeiros. Nada de aventuras sem garantia. O avô foi leiteiro na Califórnia, o filho herda-lhe o ofício e transmite-o ao neto. Saem já com o destino talhado. E ainda com a condição de ir a rama e ficar o pé do medronheiro. Dum bairrismo descabelado, ninguém é como ele capaz dessa ubiquidade humana, que ao mesmo tempo que moureja na América bebe luar na fonte da sua terra. Há juntas de melhoramentos duma aldeola que tem o presidente e os sócios a milhares de quilómetros, noutra continente. E que riquezas o chamam à consciência terrunha, além da lição original e absorvente da Serra?” (Miguel Torga, 1950, p. 71-72). Curiosamente, algumas das profissões exercidas em Lisboa, chegaram a deter a quase exclusividade de pessoal oriundo das Serras de Xisto. Atualmente, algumas delas ainda possuem grande percentagem de trabalhadores provenientes ou descendentes de gente originária das Serras de Xisto, tais como padeiros, pasteleiros, taxistas, estivadores, sapateiros...

Arganil”, atualmente com uma tiragem de 6 250 exemplares, o que lhe permite chegar aos quatro cantos do mundo.

Seguem-se, em ordem de importância e em área de influência, os semanários “Jornal de Arganil” e “Comarca da Sertã”, respetivamente com 5 000 e 4 500 exemplares, cujos assinantes, na sua grande maioria, residem fora das Serras de Xisto, predominantemente na sub-região da Grande Lisboa, como a análise geográfica efetuada a “A Comarca da Sertã” já tinha revelado, relativamente aos “novos assinantes” em 1980 (J. C. Garcia, 1983, p. 142-3).

A quantidade de jornais (mensários, quinzenários, hebdomadários e tris-semanários) publicados nos concelhos das Serras de Xisto (TABELA XIV) não deixa de se poder considerar relativamente elevada, tendo em conta a população neles residente, pelo que a maior parte das tiragens se destina a naturais das Serras que atualmente residem fora delas. Além dos periódicos referidos, existem ainda muitos outros ligados às paróquias, mas que não foram tidos em conta nesta breve referência.

Embora a emigração não faça parte dos objetivos do nosso estudo, ela está intimamente associada ao êxodo rural, o qual, pelas consequências geoecológicas que determinou, convém situar no tempo.

Deste modo, uma análise rápida à evolução da população residente nos concelhos que constituem o Pinhal Interior, os quais como vimos, praticamente se identificam com as Serras de Xisto, permite-nos traçar diversos períodos ao longo dessa evolução.

Com efeito, entre 1864 e 1911, observou-se um acentuado acréscimo de população, cujos efetivos aumentaram cerca de 30%. Depois, entre 1911 e 1930, assistiu-se a um ligeiro decréscimo, cerca de 3%, o qual será de atribuir fundamentalmente aos efeitos da 1ª Grande Guerra. Segue-se novo aumento, cerca de 15%, entre 1930 e 1950, período que, na maior parte dos concelhos, corresponde ao máximo de população residente. Entre 1950 e 1970, regista-se novo e acentuado decréscimo, o qual, em muitos concelhos, foi superior a 25% (Comissão de Coordenação da Região Centro, 1986, vol. III, p. 45). Depois, assiste-se a ligeiro aumento, de 1970 para 1981 e a novo decréscimo para 1991 (QUADRO V).

QUADRO V – População residente nas Serras de Xisto, entre 1864 e 1991, por concelhos

Pop. Residente	Anos												
	1864	1878	1890	1900	1911	1920	1930	1940	1950	1960	1970	1981	1991
Alvaiázere	9802	10477	10676	11936	12870	13198	13290	15047	14950	15583	11299	10510	9306
Ansão	12177	13096	12961	13662	14601	14832	15543	17391	18309	17268	15058	15446	14029
Arganil	18806	20662	21449	21232	22004	21417	18343	22002	21736	19237	15747	15507	13926
Castanheira de Pera	3972	4999	5959	6213	6523	5839	6116	6411	6330	5739	4827	5137	4442
Figueiró dos Vinhos	8040	9044	9127	9702	10630	10686	10699	12031	12300	11545	9145	8754	8012
Góis	10305	11245	10895	11891	12974	12616	12230	12488	11103	9744	6955	6434	5372
Lousã	9635	10415	10868	11685	12622	11944	12905	14525	15442	13900	12369	13020	13447
Miranda do Corvo	10453	11471	12643	12751	14206	13455	12608	13558	13822	12810	12013	12231	11674
Oliveira do Hospital	24137	25482	26741	27324	27869	26992	26030	28421	29038	26287	23525	23554	22584
Pampilhosa da Serra	9359	10671	11274	12426	13944	14040	13459	15527	14800	13372	9303	7493	5797
Pedregio Grande	6230	6597	7333	7944	8561	8541	8877	9250	8955	8239	5131	5842	4643
Penela	9110	9998	10180	9954	12305	11197	10754	11088	10525	9438	7890	8023	6919
Tábua	17207	18489	18733	18371	18169	17354	16530	17673	17798	15869	12441	13456	13101
Vila Nova de Poiares	6557	7534	7601	7900	8226	8343	7763	8398	8218	7518	6296	6649	6161
Mação	-	11407	12807	15525	16036	17392	18806	20073	21814	19045	14220	12234	10060
Oleiros	9091	9629	10476	11203	12060	11977	11891	14020	15137	15553	13110	10183	7767
Proença-a-Nova	8842	9420	10358	11451	13844	13628	14973	18183	18927	17552	13805	11953	11088
Serra	15976	16923	18332	20380	22617	23288	24057	27183	28623	27997	23846	21503	18199
Vila de Rei	5363	5793	6462	6701	7638	7236	7399	8818	8407	7568	6209	4654	3687
<i>Pinhel Interior</i>	<i>195062</i>	<i>211945</i>	<i>222068</i>	<i>232726</i>	<i>267699</i>	<i>263975</i>	<i>262273</i>	<i>292087</i>	<i>296234</i>	<i>272264</i>	<i>223187</i>	<i>212583</i>	<i>190214</i>

Fonte: Recenseamentos Gerais da População de Portugal (v a XIII) e Quadro 2.1. CCRC, 1996, vol. III (excepto Mação).

TABELA XIV – Periódicos publicados nos concelhos das Serras de Xisto

Concelho	Título	Periodicidade	Tiragem	Assinantes	
				Número	Residência
Alvaiázere	O Alvaiazerense	Mensário	3 500	2 800	Concelho
Ansão	Jornal Serras de Ansão	Mensário	5 000	4 800	Concelho
Arganil	A Comarca de Arganil Jornal de Arganil	Trisemanário	6 250	6 250	Fora (Lisboa)
		Semanário	5 000	5 000	Fora (Lisboa)
Figueiró dos Vinhos	Jornal de Figueiró dos Vinhos A Comarca de Figueiró	Mensário	3 000	2 500	Concelho
		Mensário	12 000	11 478	Pinhel Interior Sul
Lousã	Trevira	Quinzenário	4 100	3 550	Concelho
Miranda do Corvo	Mirante	Mensário	3 200	3 100	Concelho
Oliveira do Hospital	Jornal Correio da Beira Serra	Quinzenário	5 000	3 000	Concelho
Penela	Notícias de Penela	Mensário	1 200	1 000	Concelho
Tábua	O Tabuense	Quinzenário	3 000	3 000	Concelho
Vila Nova de Poiares	O Poiarense Jornal de Poiares	Quinzenário	1 500	1 500	Fora
		Mensário	2 000	1 700	Concelho
Proença-a-Nova	O Concelho de Proença-a-Nova	Quinzenário	1 700	1 690	Concelho
Serra	A Comarca da Serra	Semanário	4 500	4 500	Fora

Embora entre 1970 e 1991 se continue a perder população, na generalidade dos concelhos nota-se um certo afrouxamento nesta tendência (fig. 84). Contudo, os valores relativos a 1970 devem enfermar por defeito. Quanto a nós, eles deverão ser um pouco mais elevados do que aqueles que foram registados, apesar de, após esse ano, ter havido algum movimento de retorno das antigas colónias africanas, mas que nos parece insuficiente para inverter a tendência das respetivas curvas.

Entre 1981 e 1991, os concelhos que, proporcionalmente, perderam mais população foram todos os pertencentes ao Pinhal Interior Sul (Sertá, Oleiros, Mação, Vila de Rei e Proença-a-Nova) e, ainda, alguns do Pinhal Interior Norte. Destes, aqueles que perderam mais de 1 000 habitantes, foram os de Pampilhosa da Serra, Arganil, Ansião, Alvaiázere, Pedrogão Grande, Penela e Góis. Neste período, apenas o concelho da Lousã ganhou 427 habitantes.

Esta análise mostra também que, durante a segunda metade do século XIX, os concelhos que detinham o maior número de habitantes, com uma população superior a 15 000 almas, eram os de Oliveira de Hospital, Arganil, Tábua e Sertá, porventura pelo motivo de apresentarem uma posição relativamente marginal às Serras de Xisto. Nos restantes concelhos, o número de habitantes variava sensivelmente entre 5 e 10 mil residentes.

Com exceção do concelho da Sertá, que, contudo, se não conseguir travar o seu ritmo de diminuição de efetivos, brevemente deixará esta posição de exceção, e do município de Oliveira do Hospital, todos os restantes concelhos, em consequência do êxodo rural e porque não conseguiram angariar formas alternativas de fixação da população, possuem na atualidade menos de 15 mil habitantes, ou seja, valores que se aproximam dos existentes no primeiro quartel do século XX. Muito sumariamente, apresentámos a evolução geral da população nos concelhos das Serras de Xisto. No entanto, se a considerarmos a nível de freguesias ou, melhor ainda, a nível de lugares, verificamos que o maior efetivo de habitantes ocorreu, em muitos deles, no início do século XX (X. Viegas, L. Lourenço *et al.*, 1988, p. 14; F. Cravidão, 1989, p. 29-37 e A. B. Gonçalves, 1992, p. 87).

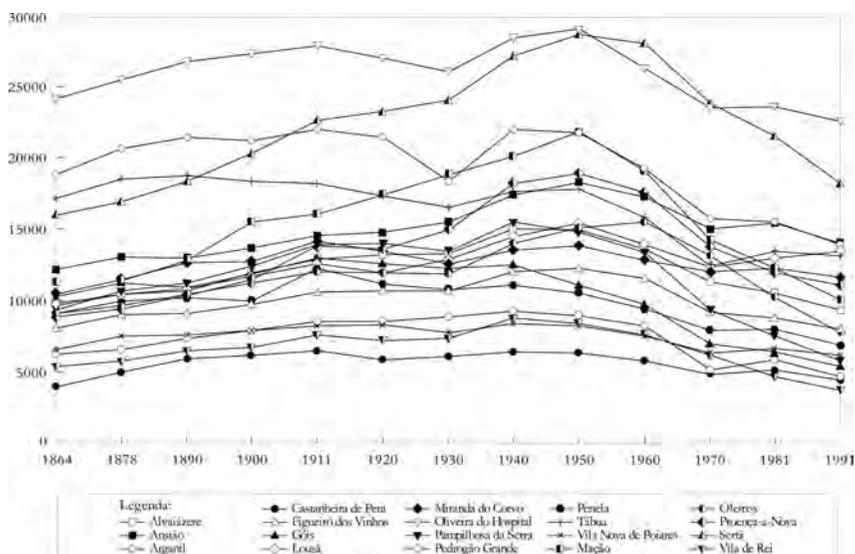


Fig. 84 – Evolução da população dos concelhos do Pinhal Interior, entre 1864 e 1991.

Com efeito, a tendência da evolução demográfica no concelho é muito marcada pelo peso dos centros urbanos, os quais, por vezes, até aumentaram de população, quando a do concelho diminuiu, devido ao êxodo das áreas rurais, as mais afetadas pela saída de moradores. São raras exceções os lugares que, após o grande declínio dos anos 40 a 70, conseguiram manter a sua população. É o caso de, por exemplo, Chão Sobral, freguesia de Aldeia das Dez, concelho de Oliveira do Hospital, e Malhada Chã, freguesia do Piódão, concelho de Arganil. Dever-se-á certamente, a fatores locais, muito difíceis de discernir, tanto mais que, inexplicavelmente, chegam mesmo a funcionar como polos de relativa atração local, contrariando todas as regras normais de acessibilidade.

Mas, se entre 1960 e 1991, se registou uma significativa redução na população residente nas áreas serranas, essa diminuição foi ainda mais evidente na população ativa agrícola, pois todos os concelhos, sem exceção, perderam braços na agricultura (QUADRO VI).

QUADRO VI – População com atividade agrícola nas Serras de Xisto, por concelhos

População Activa Agrícola	Anos					
	1930	1940	1950	1960	1981	1991
Alvaiázere	4 685	3 479	4 095	3 392	2 333	863
Ansião	3 442	3 736	4 264	4 205	1 808	919
Arganil	6 850	4 992	5 971	3 568	1 177	751
Castanheira de Pera	1 375	087	575	161	518	1
Figueiró dos Vinhos	3 172	2 676	2 551	2 799	1 443	533
Góis	4 012	2 880	2 792	2 183	999	255
Lousã	4 087	2 564	2 955	2 197	423	237
Miranda do Corvo	4 966	3 395	3 434	3 621	1 008	486
Oliveira do Hospital	7 578	5 180	5 581	4 644	2 556	1 427
Pampilhosa da Serra	5 282	3 642	3 221	3 017	1 240	342
Pedrogão Grande	2 350	2 338	2 156	1 786	1 204	369
Penela	3 982	3 009	2 398	2 727	994	465
Tabua	5 624	4 117	3 702	3 674	1 592	1 176
Vila nova de Poiares	2 038	1 723	1 610	1 538	510	272
Mação	5 299	3 300	5 350	3 922	1 653	889
Oleiros	3 876	3 802	4 183	4 586	2 192	967
Proença-a-Nova	4 868	4 405	3 697	4 448	2 993	857
Sertã	7 450	6 495	4 952	7 486	3 835	2 526
Vila de Rei	2 979	2 081	1 569	2 108	1 124	478
<i>Pinhal Interior</i>	<i>83915</i>	<i>64422</i>	<i>65238</i>	<i>62417</i>	<i>29235</i>	<i>13893</i>

Fonte: INE, Recenseamentos.

A redução foi particularmente significativa no período compreendido entre 1960 e 1981, quando em muitos concelhos foi superior a 50%, tendência que se mantém, no decénio seguinte (fig. 85). Com efeito, a população ativa agrícola da sub-região do Pinhal Interior passou de 62 417 trabalhadores agrícolas, em 1960, para 13 893, em 1991, ou seja, em apenas 30 anos, a população agrícola do Pinhal Interior viu-se reduzida em cerca de 80%. Esta substancial redução, mesmo quando foi compensada por uma certa mecanização, conduziu ao abandono de muitas das terras aráveis que, por sua vez, veio acarretar uma série de efeitos, sobretudo de natureza ecológica. As principais consequências geocológicas decorrentes do êxodo rural resultaram da supressão de práticas ancestrais, as quais eram imprescindíveis à sobrevivência do mundo rural tradicional.

Deste modo, suspendeu-se o uso do mato como fonte de matéria orgânica necessária à fertilização dos campos. A utilização da lenha, quer como fonte de aquecimento, quer como combustível para preparação de alimentos, foi passando à história, do mesmo modo que a silvo-pastorícia, uma das grandes vocações

dos povos meridionais, caminhou a passos largos para o seu desaparecimento (L. Pinheiro, 1993, p. 42). Embora o êxodo serrano seja naturalmente justificado pela legítima procura de melhores condições de vida, que tanto o litoral, como a Europa Centro-Occidental podem proporcionar, acabou por acarretar profundas modificações nas estruturas socioeconómica, etária e profissional dos residentes nas áreas serranas, as quais se fizeram repercutir negativamente no binómio agricultura-floresta.

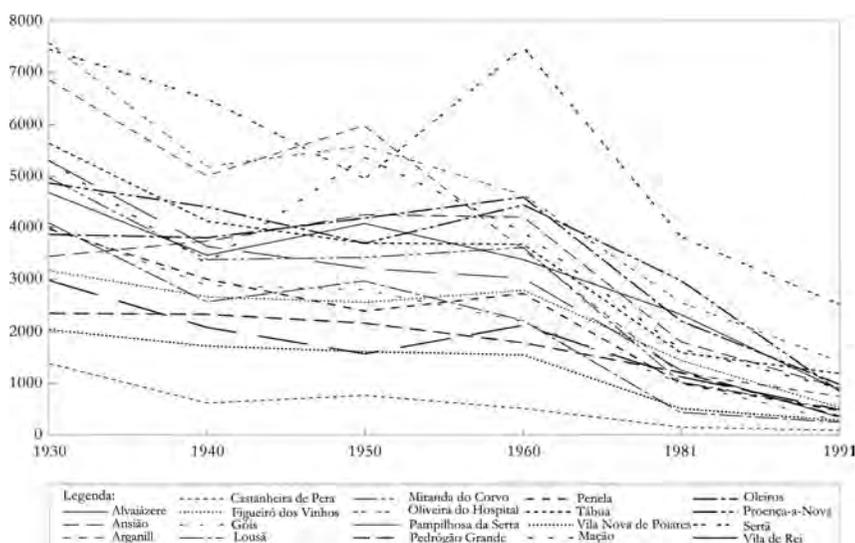


Fig. 85 – Evolução da população ativa agrícola, entre 1930 e 1991.

Como consequência, os combustíveis finos foram ficando abandonados nas matas, sobretudo devido ao atual absentismo dos proprietários florestais em relação às suas parcelas, o qual também possibilitou o desenvolvimento de uma mancha florestal densa e desordenada que, conjuntamente com a grande carga de combustíveis finos nela acumulada, muito favorece a proliferação e propagação dos incêndios florestais, talvez a consequência mais nefasta do êxodo rural.

Por outro lado, as propriedades agrícolas também foram afetadas pelo despovoamento das Serras. Muitos campos foram abandonados, alguns dos quais

permanecem incultos, mas, em contrapartida, a maior parte deles foi transformada em área florestal.

Independentemente da sua atual função agrícola ou florestal, em todos eles são notórios os efeitos do abandono a que foram votados.

A conservação da maior parte destas terras aráveis pressupõe uma manutenção assídua, pelo que, ao serem abandonados pelo ser humano, ficaram entregues à natureza que, pouco a pouco, se vai encarregando da sua destruição, na tentativa de repor o natural equilíbrio dinâmico das vertentes. Normalmente, são os muros de suporte que começam por ceder, originando a abertura de sulcos largos, a que localmente chamam “barrancos”<sup>121</sup>, os quais, na sua queda, arrastam os campos que suportavam, indo depositá-los sobre os que lhes ficam na base.

A ocorrência destes desmoronamentos é mais frequente onde existe água em abundância. Uma vez, resulta da concentração da água das chuvas. Outras vezes, provém da água de nascentes, pelo que é vulgar encontrar estes desmoronamentos localizados a jusante das minas (A. B. Gonçalves, 1992, p. 103) e das poças usadas para rega desses campos.

Antigamente, em especial no fim do Inverno e início da Primavera, devido às chuvas, a queda dos muros também sucedia, mas, então, eram prontamente reparados. Porém, nessa época, a água das nascentes ou era distribuída alternadamente pelas várias leiras, ou era canalizada para fora das terras cultivadas, pelo que não provocava o desabamento dos muros de suporte. Com o abandono dos campos, acaba por se escoar sempre pelo mesmo local, favorecendo os desmoronamentos.

Deste modo, a destruição dos cômoros iniciada por este processo, vai, depois, estender-se ao longo de todo o muro, ajudada pela água de chuva, contribuindo para que, paulatinamente, as vertentes tendam a retomar o seu perfil inicial, contrariando a intervenção antrópica que tentou impedir essa sua evolução dinâmica (L. Lourenço, 1988a, p. 6).

Entretanto, as terras abandonadas vão sendo colonizadas por vegetação diversa. Normalmente começam por aparecer o feto ordinário (*Pteridium aquili-*

---

<sup>121</sup> Expressão popular para denominar o desabamento de uma parte dos muros de suporte.

num), a dedaleira (*Digitalis purpurea*) e várias outras plantas anuais do estrato herbáceo, predominantemente gramíneas.

Simultaneamente, as silvas (*Rubus spp.*) que, como as anteriores, eram obrigadas pelo homem a confinarem as suas raízes aos buracos dos cômoros<sup>122</sup>, são das primeiras a avançar. Desenvolvem-se rapidamente e, muitas vezes, após alguns anos, constituem silvados impenetráveis.

A partir do segundo ano, são as plantas arbustivas que ganham terreno. Quando estão próximas, as leguminosas, designadamente as giestas (*Cytisus spp.*), as cistáceas (*Cistus psilosepalus*, *Halimium ocymoides*) e o rosmaninho (*Lavandula stoechas*) assumem-se também como espécies pioneiras na ocupação dos campos abandonados, podendo alcançar grande desenvolvimento em poucos anos, no que são seguidas pelas urzes (*Ericas spp.*), tojos (*Ulex spp.*) e carquejas (*Chamaespartium tridentatum*), as quais se vão encarregando de colonizar os antigos campos agrícolas.

Normalmente, decorridos cerca de quatro anos, o estrato arbustivo está formado, sendo dominado por giestas e tojos. A colonização é acompanhada pelo pinheiro bravo, de tal modo que, passados seis a oito anos, os pinheiros jovens destacam-se no meio do estrato arbustivo, alto e cerrado, deixando os campos completamente irreconhecíveis.

Deste modo, em virtude do êxodo rural que conduziu ao abandono dos campos agrícolas, estes vão-se transformando naturalmente em área florestal, a qual, pela mesma razão, também fica votada ao abandono.

O futuro das Serras de Xisto passa, quanto a nós, pela exploração florestal. Contudo, para que esta seja rentável, não pode ficar entregue a si própria. Mas, para que possa a vir a ser gerida convenientemente, terão de superar-se muitos dos entraves estruturais de que atualmente enferma a exploração florestal e cuja solução nem sempre será fácil.

---

<sup>122</sup> Todos os anos, antes das sementeiras, se procedia à limpeza dos cômoros através de duas operações. Uma delas consistia em “fazer a bordada”, ou seja, em arrancar manualmente ou com a ajuda de um sacho, todas as ervas e raízes daninhas existentes na parte superior do cômodo. A outra, consistia em “limpar o cômodo”, isto é, a face do muro, ceifando as ervas, silvas e arbustos existentes, os quais, depois, eram transportados para os currais para alimentação do gado.

Com efeito, tanto o absentismo de muitos proprietários em relação à sua floresta, como a exígua dimensão de muitas parcelas, constituem óbices difíceis de superar, acrescidos do facto da população residente nas áreas florestais ser, em geral, uma população idosa, já sem grandes possibilidades de intervenção direta na floresta.

Por outro lado, grande parte dos proprietários reside fora da área serrana, sobretudo na área da Grande Lisboa e noutras cidades do litoral ou no estrangeiro, pelo que é difícil encontrá-los para discutir com eles formas alternativas tendentes a superar a atual situação.

No entanto, esta não poderá manter-se por muito mais tempo, pois a acontecer, o êxodo rural terá levado a que as serras se transformem de novo numa enorme mancha de incultos, preenchida por urzais, tojais, giestas, estevais e outras formações arbustivas mistas, semelhantes às existentes antes da grande arborização levada a cabo em meados do século xx.

Efetivamente, embora os pinheiros adultos, depois de serem destruídos pelo fogo, originem pinhal jovem, de tipo bastio, porque possuem pinhas com semente, estas regenerações, dado o ritmo alucinante dos incêndios, raramente atingem a fase adulta, ficando sem capacidade para se regenerarem depois do incêndio, por não rebentarem de toiça e ainda não possuírem sementes. Deste modo, caminhamos a passos largos para a proliferação dos incultos ou para a alteração do ecossistema, através da introdução de espécies arbóreas com crescimento mais rápido, para reduzir a probabilidade de serem afetadas pelos incêndios, e que, além disso, se possam autorregenerar, por rebentamento de toiça, para que, no caso de virem a ser afetadas por incêndios, não haja necessidade de as replantar.

### **5.1.3. Evolução da cobertura vegetal recente e atual**

Determinar a origem do atual revestimento florestal obriga ao conhecimento da sua evolução mais recente. Sem entrarmos em considerações sobre a sua evolução ao longo do Quaternário recente, cujas linhas gerais são conhecidas

(S. Daveau, 1988a e J. Mateus e P. Queirós, 1993), faremos uma breve referência ao período histórico, procurando caracterizar a distribuição atual, com base nas nossas observações de campo.

Algumas das sínteses mais recentes sobre a evolução da cobertura vegetal em Portugal em tempo histórico (N. Devy-Vareta, 1993 e 1994; J. Paiva, 1994 e M. R. Morujão, 1994), bem como relatos referentes à serra da Lousã (M. Espírito Santo, 1954; J. Babo e A. Vilanova, 1954; S. Daveau, 1988b) dão-nos conta da importância que tiveram os desbravamentos, não só como inevitável consequência da instalação do homem em regiões arborizadas, mas também resultantes do aumento da população, o qual implicou uma maior procura de produtos silvícolas (M. R. Morujão, 1994, p. 45).

Contudo, nas áreas mais montanhosas, em particular nas vertentes húmidas, foram-se conservando durante mais tempo maciços florestais extensos, embora afetados pela ação do homem que, ao levar aí o gado a pastar, causava a degradação do manto vegetal nos cumes, pelo que, progressivamente, as matas iam descendo em altitude. A autora conclui que “de facto, a degradação e o recuo da floresta portuguesa são dados adquiridos no século xv” (M. R. Morujão, 1994, p. 46-50).

Mas, o grande declínio dos ecossistemas florestais ter-se-á agravado com a intensa exploração florestal levada a efeito durante a época de expansão correspondente aos Descobrimentos, para a construção naval e, ainda, com a atividade agrícola e pastoril (J. Paiva, 1994, p. 63 e M. R. Morujão, 1994, p. 45 e 47).

Deste modo, com o forte crescimento demográfico e o grande impulso da economia agrária ao longo de toda a primeira metade deste século, os espaços florestais de montanha entraram em extrema degradação e empobrecimento, devido não só ao abate das árvores e ao pastoreio intensivo, por vezes associado a alguma cultura cerealífera, aceleradora dos processos erosivos, mas também pela sistemática utilização do fogo para regeneração dos pastos<sup>123</sup>.

---

<sup>123</sup> A. Fernandes Martins (1940, p. 241) menciona a “fúria devastadora sofrida pelas matas e florestas do Portugal medievo”. Refere o autor que “nas serras, tudo desaparecia sob golpes de

Para contrariar este estado de coisas, no final dos anos 30, o Estado estabeleceu um vasto plano de repovoamento florestal, através de ações de arborização, correção torrencial, instalação de pastagens e construção das infraestruturas necessárias à futura gestão.

A arborização foi feita essencialmente com pinheiro bravo (*Pinus pinaster*), através da sementeira de penisco. Nas cotas mais elevadas, acima dos 900 m, efetuaram-se plantações de espécies mais adaptadas a essa altitude (*Betula alba*, *Pinus sylvestris*, *Pseudotsuga menziesii*). Nas linhas de água e em situações pontuais de solos mais profundos ou de clima mais fresco, a arborização incluía folhosas, especialmente castanheiros e carvalhos, e resinosas mais exigentes.

Como resultado dessas sementeiras constituiu-se, conjuntamente com os pinhais das propriedades privadas, a maior mancha contínua de pinheiro bravo de toda a Europa (A. Pena e J. Cabral, 1992, p. 51), a qual cobria praticamente toda a área montanhosa das Serras de Xisto.

Neste tipo de floresta, o sub-bosque é escasso, quer devido às frequentes limpezas, quer resultante da natureza dos solos empobrecidos e ácidos cujo depauperamento resulta da pobreza orgânica da caruma e da sua lenta decomposição (A. Pena e J. Cabral, 1992, p. 56). Como consequência, o elenco florístico é pobre. Este varia não só em função da constituição granítica ou xistosa do subsolo, mas também e sobretudo, consoante a exposição soalheira ou umbria das vertentes. Assim, a giesta aparece frequentemente associada a solos de origem granítica, mas os giestais também são frequentes nas áreas xistosas, sobretudo em depósitos de vertente, cuja localização ajudam a identificar. No entanto,

---

machado, ou cortado rente pelo gume afiado das roçadeiras de tal forma que os lavradores dos campos de Coimbra chamavam ser a desnudação das encostas a causa de se perderem as suas terras”. Mas, prossegue o autor que “hoje [leia-se 1940] continuam a fazer-se roças; persiste o uso das queimadas [...]. Cortam-se matos para curtir estrumes nos currais, ou para servirem de combustível nas lareiras humildes [...]. O destrôço mais espetacular faz-se, porém, nos pinhais. Há zonas onde se ouvem a cada instante os golpes secos do machado na faina de abater pinheiros. [...]. Passam carros de bois carregados de toros, a caminho das serrações, onde giram sem parar as serras circulares”. Era nestes termos que, em 1940, Fernandes Martins se referia às devastações vegetais. Se fosse vivo, como relataria as da atualidade, quando os machados foram substituídos pelas motosserras e os bois, nas suas múltiplas tarefas, por poderosas, sofisticadas e diversificadas máquinas, especializadas na execução de trabalhos muito específicos e complementares, as quais, no conjunto, executam todas as operações exigidas pela moderna exploração da madeira?

enquanto no granito encontramos preferencialmente a giesteira-branca (*Cytisus multiflorus*), nos xistos predomina a giesta de flor amarela (*Cytisus striatus*).

Para tentar avaliar a importância da altitude e da exposição das vertentes e, ainda, os eventuais contrastes entre formações arbustivas existentes sobre xistos e quartzito, as duas litologias mais representativas, percorremos dois cortes perpendiculares ao desenvolvimento geral das Serras de Xisto, procurando cobrir as duas linhas de maior altitude, onde recolhemos diversas amostras da vegetação existente, para posterior identificação.

Com esta amostragem apenas tentámos obter informações sobre a vegetação rasteira, as quais, supostamente, nos permitiriam discernir a provável influência de certos fatores, tais como altitude, exposição, litologia, incêndios florestais, mesmo considerando que todas as colheitas foram efetuadas durante uma única campanha, realizada no decurso de alguns dias do mês de Setembro de 1988.

O primeiro dos cortes, Lousã-Ocreza, desenvolve-se pelo sector ocidental das Serras de Xisto. Inicia-se na base NW e atravessa a serra da Lousã, prolonga-se através do fosso do Médio Zêzere, da serra de Alvelos, do vale da ribeira da Sertã, da serra do Cabeço Rainho e NW da serra das Talhadas, terminando no vale do rio Ocreza.

O segundo tem início na base NW da Serra do Açor e, depois de a atravessar, passa pelo vale do Alto Ceira, em direção à serra da Cebola, vale do rio Unhais, serra do Chiqueiro, vale do rio Zêzere, Cabeço Alto e termina no Talhadouro (Beira Baixa).

Como complemento percorremos também os dois afloramentos quartzíticos localizados a SE, serras da Venda-Talhadas e da Lapa-Pedraqueira-Salgueiro, tendo-se procedido também a colheita de plantas.

Ao longo destes cortes foram identificadas 64 espécies da flora local, o que corresponde a uma pequena parte das existentes, pois só na Mata da Margarça foram identificadas 119 espécies de plantas vasculares herborizadas (J. Paiva, 1984, p. 61-66).

Contudo, como aquelas que mais facilmente se observam são as arbustivas, foram estas que nos mereceram particular atenção.

O estudo comparativo dos diferentes locais de amostragem (TABELA XV), permitiu-nos concluir que algumas destas espécies são particularmente sensíveis à exposição das vertentes. De entre elas, destacamos a esteva (*Cistus ladanifer*), que podemos encontrar nos vales mais setentrionais das Serras de Xisto, mas apenas nas vertentes voltadas a Sul, onde marcam um assinalável contraste com a outra vertente, especialmente visível na altura da floração.

À medida que avançamos para SE as cistáceas ganham cada vez mais importância, passando a ser dominantes, chegando mesmo a constituir povoamentos estremes. Em contrapartida, à medida que nos afastamos de SE, as ericáceas vão conquistando terreno, fazendo com que as cistáceas quase desapareçam, ficando reduzidas apenas a situações muito localizadas, fruto de condições edafoclimáticas particulares.

Embora as diferenças edafoclimáticas não sejam suficientemente significativas para permitirem mutações notáveis na representatividade das espécies, todavia são suficientes para interferirem sobretudo a nível da densidade e do desenvolvimento dessas diferentes espécies.

Por exemplo, na Serra da Pedraqueira, onde estão presentes diversas espécies, dominam as estevas, excepto na vertente Norte, onde são dominantes as urzes (*Erica arborea*).

Outras vezes, como sucede no topo da Serra da Cebola, ponto mais alto das Serras de Xisto, o urzal apresenta-se menos compacto e de tonalidade mais escura do que nas vertentes, onde as urzes se apresentam mais claras. Outras pequenas diferenças locais aqui registadas, que indicamos a seguir, parecem-nos ser de atribuir à exposição das vertentes:

Oeste – igual ao topo, com o estrato arbustivo mais claro e compacto.

Aparece *Solidago virgaurea*.

Sul – estrato arbustivo menos compacto. Maior quantidade de *Halimium ocymoides*.

Este – estrato arbustivo cerrado, dominam, alternadamente, *Erica arborea* e *Chamaespartium tridentatum*.

Norte – Semelhante à da vertente oeste, mas com ausência de *Solidago virgaurea*.

Uma outra situação, que permite assinalar alguns contrastes entre o desenvolvimento da vegetação nas vertentes com diferentes exposições, foi observada no Cigarelho (897 m), situado a cerca de 6 km a NE do Zibreiro (1097m), onde, anos antes, a vegetação tinha sido consumida por um incêndio.

Em consequência, os pinheiros bravos ainda eram pequenos e encontravam-se dispersos. O estrato arbustivo era dominado por *Erica arborea* e *Chamaespartium tridentatum*. No entanto, a Norte, o número de *Arbutus unedo* era maior do que nas outras vertentes e encontraram-se *Cistus populi-folius*, que estavam ausentes no topo. Nesta vertente também ocorriam *Cistus ladanifer* e *Cistus psilosepalus*, embora a cota inferior àquela que se encontraram nas vertentes Este e Sul, onde o estrato arbustivo era mais baixo e nas quais desaparece o *Cytisus striatus*.

À medida que se desceu na vertente Este, *Chamaespartium tridentatum* e *Erica arborea* foram diminuindo de importância até desaparecerem completamente na base, sendo substituídas por *Cistus ladanifer*, que dominava, e *Halimium ocymoides*. O estrato arbustivo tornou-se mais rarefeito. Comparativamente com o Cabeço Alto (869 m), situado cerca de 3 km a NW e que não ardeu, as diferenças do tamanho do estrato arbustivo são enormes, quando antes do incêndio eram imperceptíveis. Enquanto que no Cigarelho este media poucos centímetros, no Cabeço Alto apresentava-se com 1-1,2 m de altura. Aqui, no topo, cerca de 1 km a oriente do vértice geodésico, as estevas alcançavam 2 m de altura. À mesma distância para Sul, a altura era de 1,5 m. À medida que se descia, as estevas iam diminuindo em número e em altura e desapareciam no interior dos pinhais.

Apresentados alguns aspetos de pormenor, façamos uma breve referência a duas espécies arbustivas que tiveram alguma importância do ponto de vista económico. Apesar de todas as ericáceas contribuírem para a economia serrana, não só através da alimentação para o gado e do fornecimento de estrume para as terras aráveis, mas também por as suas flores permitirem a produção do famoso mel serrano, muito apreciado pela sua adstringência e por ser muito escuro, ao contrário do obtido a partir das cistáceas, que é claro, há, no entanto, duas delas, que merecem particular referência.

Uma, é a *Erica australis*, que atualmente se encontra confinada apenas a situações de maior altitude, por as suas torgas serem as mais apreciadas no fabrico de carvão vegetal, cuja exploração muito contribuiu para a sua degradação nas cotas mais baixas.

A outra, é o medronheiro (*Arbutus unedo*), um arbusto que, frequentemente, pode alcançar porte arbóreo e que desempenhou um papel importante no modo de vida dos serranos.

Tudo nele era aproveitado. As folhas e os ramos tenros, para alimentação e cama do gado. Os troncos, muito apreciados pela sua resistência, forneciam cabos para as ferramentas agrícolas, esteios para os corrimões das videiras e, ainda, lenha de boa qualidade. Por último, os frutos, depois de macerados e fermentados, eram (e ainda são) usados, através de destilação, para o fabrico de aguardente, a qual é normalmente conhecida por medronheira.

Posto este à parte, regressemos aos cortes. Relativamente ao estrato herbáceo, tendo em conta que é muito pobre, pouco haverá a dizer. No entanto, além de algumas gramíneas, surgem plantas bolbosas e rizomatosas, porventura relíquias do sub-bosque herbáceo das antigas florestas caducifólias de carvalhos.

De entre as bolbosas, destacamos as campainhas (*Campanula lusitanica*), as campainhas-amarelas (*Narcissus bulbocodium*) e os narcisos (*Narcissus triandrus*). De entre as rizomatosas, referimos apenas as cucas (*Paeonia broteroi*), noutras áreas conhecidas por rosas-rebenta-narizes (Serra da Malcata) ou ainda por “peónia, erva-casta, erva-de-santa-rosa, piónia, rosa-albardeira, rosa-de-lobo, rosa cuca” (S. Castroviejo *et al.*, 1993, vol. III, p. 148), porque além da sua rusticidade e rara beleza, apenas sabemos da sua existência num único local das Serras de Xisto. Trata-se de um sítio muito íngreme, com difícil acesso, num local denominado por “Quelheiros” e cuja existência naquele vale a tradição popular atribui ao percurso seguido por Nossa Senhora das Preces, quando da sua aparição no monte do Colcurinho (A. N. Pereira e M. O. Brito, 1945, p. 12 e segs.).

Sem pretender diminuir a fé de todos quantos, nas suas “pressas” e aflições, recorrem à Virgem, pensamos que as cucas se conservam nos Quelheiros devido

à inacessibilidade do vale, onde nem sequer o pinheiro bravo conseguiu entrar. Apenas medronheiros e urzes se desenvolvem naquele lugar, onde, antes do incêndio de 1987, atingiam porte arbóreo.

Pelo seu *habitat* preferencial no sub-bosque dos carvalhais, não é de admirar que, com a destruição destes, também elas tenham praticamente desaparecido das Serras de Xisto.

Dado que se trata de uma herbácea vivaz, admitimos que eventualmente possa existir nalgum outro vale serrano que, porventura, tenhamos percorrido quando a planta estava reduzida à sua parte subterrânea e, por isso, não tenha sido observada.

Por último, outras espécies nos merecem ainda referência. Umas, por mostrarem preferência pelas condições climáticas de maior humidade, associada à exposição a NW, tais como *Helleborus foetidus* e *Digitalis purpurea* (Dedaleira). Esta escrofulariácea, em particular, embora apareça nas clareiras do mato, prefere locais relativamente húmidos e sombrios para se desenvolver. Pelo contrário, outras plantas escolhem as vertentes soalheiras de SE ou os vales abrigados. Estão nestas condições os troviscos (*Daphne gnidium* e *Philyrea angustifolia*) e, ainda, *Thapsia villosa*, *Myrtus comunis*, *Juniperus Oxycedrus*, entre outros.

Em condições particularmente adversas, crescem, sobre quartzitos, num solo incipiente, muito pobre, algumas espécies xerofíticas<sup>124</sup> como o *Sedum hirsutum*.

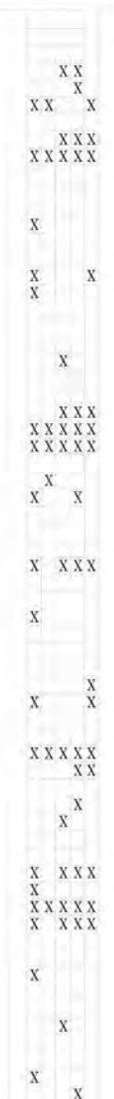
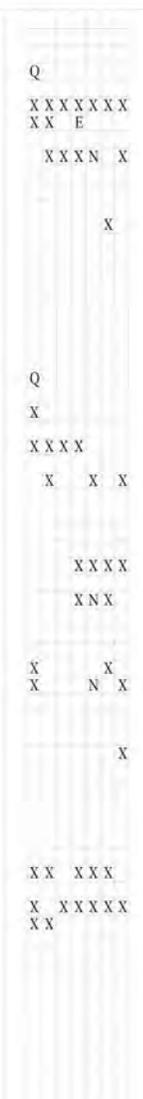
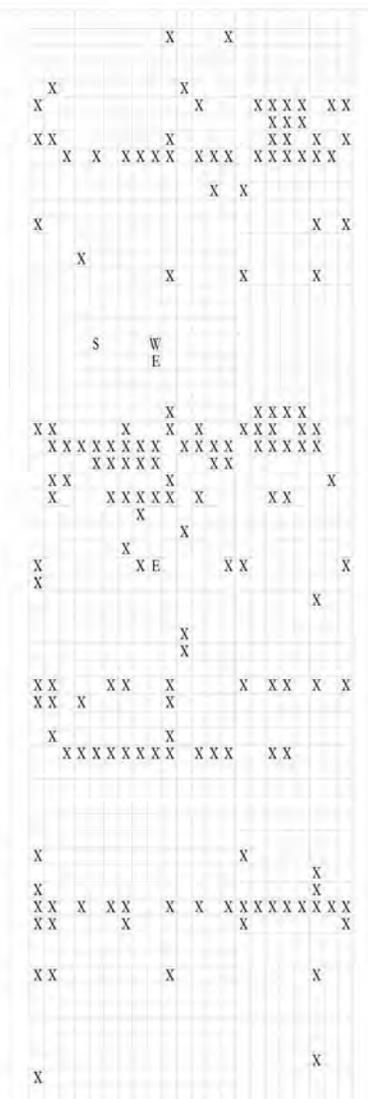
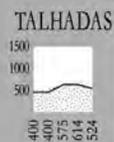
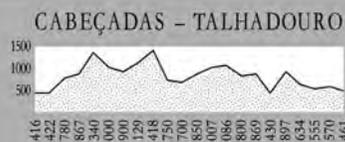
Deste modo, em linhas muito gerais, identificámos as espécies mais representativas do ecossistema serrano atual. Feito à base de pinheiro bravo, este sempre se revelou uma espécie bem adaptada ao ambiente serrano pois, apesar de constituir uma monocultura arbórea, consegue atingir bom desenvolvimento em áreas de solos muito delgados e pobres, quando não mesmo sobre afloramentos rochosos. Assim, após a profunda degradação que os solos sofreram, o pinheiro bravo desempenhou um papel importante na arborização das serras, assumindo-se como uma espécie arbórea pioneira.

---

<sup>124</sup> Plantas que vivem em lugares secos.



ao longo de transectos transversais às Serras de Xisto



N, S, E, W – só nas vertentes voltadas a Norte, Sul, Este e Oeste, respetivamente.

Além disso, protege o solo contra a atuação dos agentes erosivos e, pela incorporação da matéria orgânica proveniente da caruma, vai possibilitando a constituição de um solo incipiente, o qual, posteriormente, pode ser usado para instalar espécies mais exigentes, desde este ponto de vista.

Estes fatores, bem como a relativa heterogeneidade dos povoamentos (talhões com idades e densidades diferentes, densidade variável do sub-bosque, irregularidade e existência de clareiras), outorgavam-lhe um importante papel ecológico no retorno das áreas serranas à sua ocupação florestal, entendida como biodiversidade e uso múltiplo.

Contrariando esta lógica, por vezes de forma catastrófica, como analisaremos no capítulo seguinte, o fogo tem destruído os pinhais, fazendo com que se regresse a uma situação análoga à existente antes da arborização com esta espécie ou, mais grave ainda, que se proceda a instalação de uma outra monocultura arbórea — o eucaliptal, que já não nos parece tão adaptada ao ecossistema serrano.

## 5.2. Impacte ambiental dos incêndios florestais

*O manejo do fogo pelo homem é muito antigo e, logo, o impacto dos incêndios provocados ou involuntários sobre a evolução vegetal. Mas, dada a fraca intensidade dos povos caçadores e recolectores, pode-se admitir que, até à introdução da agricultura e do pastoreio, a evolução da cobertura vegetal reflectiu sobretudo as flutuações climáticas. A seguir, o homem tornou-se factor muito importante da evolução vegetal ...*

S. DAVEAU, 1980, p. 31.

Atualmente, são os incêndios florestais “provocados ou involuntários”, resultantes do “manejo do fogo pelo homem”, que mais contribuem para modificar a paisagem serrana.

Quando iniciámos o estudo das Serras de Xisto, estávamos longe de imaginar a atenção que viríamos a dedicar aos incêndios florestais, mas como constituem o principal fator de evolução atual das vertentes serranas, não poderíamos deixar de os analisar.

Apenas consideramos os incêndios da atualidade, porque são eles que condicionam a evolução atual das vertentes. Contudo, sabemos que são um fator que, desde há muito, afeta essa evolução.

Com efeito, quando procedemos à análise morfoscópica dos resíduos deixados nos crivos com malha de 0,500 e de 0,250 mm, relativos a algumas amostras recolhidas no Depósito da Selada Cova encontrámos um resíduo negro que nos pareceu carvão. Este resíduo negro foi detetado no nível J, pertencente à fase C2, nos níveis K, N, Te U, da fase C1 e nos níveis We AA, da fase B1, todos eles relativos à amostragem 254-01 [cfr. 3.2.2.1.].

A análise do resíduo negro aos raios X, embora não se tenha revelado conclusiva, permitiu a Rodrigues Lapa (Laboratório de Sedimentologia do Museu Ciências da Terra da Universidade de Coimbra) identificar hematite, quartzo, feldspato potássico, mica e material amorfo, provavelmente composto por óxidos de ferro e matéria orgânica (comunicação oral). Não rejeitou a hipótese de se tratar de carvão, o qual, a confirmar-se essa possibilidade, resultaria da combustão da vegetação então existente e, por conseguinte, da ocorrência de incêndios florestais, o que confirma a antiguidade da existência destes nas Serras de Xisto.

Alguns documentos históricos também se referem à importância das queimadas e das suas consequências, nomeadamente em termos de erosão do solo. O mais antigo que encontrámos, uma carta régia de D. Afonso V, datada de 22 de Setembro de 1464, pertencente à coleção de pergaminhos do Arquivo Histórico Municipal de Coimbra (n.º 84), proibia que de Coimbra a Seia se pusessem fogos até uma légua das margens do Mondego, para evitar os grandes danos provocados pelo assoreamento do rio<sup>125</sup>.

---

<sup>125</sup> “Porém a execução deste Alvará, com o tempo, caio em desuso. Os Agricultores cobiçosos de colheitas abundantes, queimarão, rotearão, e cultivarão um terreno, em cujo seio encontrávão a

Ontem, como hoje, a cobiça dos homens a impedir o desenvolvimento harmonioso da natureza. E se há muitas situações em que se pode constatar a sua ação, com certeza que os incêndios florestais não são exceção.

Os incêndios constituem hoje um tema que nos é particularmente caro, pois tivemos necessidade de proceder ao seu estudo, na medida em que eles são o principal fator a condicionar a evolução atual das vertentes serranas, acelerando grandemente a atuação dos processos erosivos.

Foi neste contexto que nos vimos forçados a entrar na problemática dos incêndios florestais. Depois, para um melhor conhecimento desta trágica realidade, passar a considerar aspetos relacionados com a sua prevenção e combate foi uma necessidade quase natural, pois, uma vez inseridos no processo, convinha averiguar os seus aspetos geográficos<sup>126</sup>, para, na medida do possível, contribuir para lhes pôr cobro.

Não vamos agora considerar todos estes aspetos, na medida em que o seu cabal tratamento seria, só por si, o suficiente para tema de uma dissertação. No entanto, porque alguns dos impactes<sup>127</sup> ambientais condicionam a evolução das vertentes, entendemos dever referir, em linhas gerais, esta problemática.

Para melhor enquadramento, começamos por analisar sumariamente algumas das condições físicas que mais favorecem a ocorrência dos incêndios florestais, passando depois a considerar o modo como se distribuem no espaço e no tempo, para, por fim, mencionarmos os aspetos ecológicos.

---

sua felicidade. As chuvas, e as enxurradas, achando a terra solta, levávão, com a primeira corrente, a porção vegetal, e nutritiva, e depois as areas até as precipitarem no rio” (Anónimo, 1842, p. 55).

<sup>126</sup> Os incêndios florestais são essencialmente um problema do meio geográfico, quer porque nele encontram as suas causas, quer porque é sobre ele que se refletem as suas consequências (L. Lourenço, 1994b).

<sup>127</sup> Impacte (substantivo) e não impacto (adjetivo), de acordo com A. Guerreiro (1987, p. 32).

### **5.2.1. Condições físicas mais favoráveis à ocorrência e desenvolvimento de incêndios florestais**

Se é certo que as causas de deflagração dos incêndios florestais são múltiplas e variadas (L. Lourenço, 1994b), também é certo que só alguns deles têm condições para se desenvolver e progredirem, transformando-se rapidamente em grandes incêndios. Como são estes os que têm consequências mais graves, convirá analisar as condições físicas que facilitam a sua rápida progressão, para, conhecendo-as, se poderem modificar, se tal for possível.

As circunstâncias de natureza física, que condicionam as características da deflagração e facilitam o desenvolvimento de grandes incêndios florestais, podem ser agrupadas em três grandes categorias: meteorológicas, silvícolas e orográficas.

Depois do trabalho pioneiro de F. Rebelo (1980) não restam dúvidas de que, no nosso país, estes incêndios estão diretamente relacionados com a *secura estival* típica dos climas mediterrâneos. Na mesma linha de pensamento desenvolvemos estudos que vieram confirmar essa realidade, tendo-nos permitido concluir que, em primeiro lugar, a existência de incêndios está dependente de condições meteorológicas específicas (L. Lourenço, 1988b e 1990b, L. Lourenço, C. Castela e M. E. Pina, 1988, L. Lourenço, A. Nunes e F. Rebelo, 1994).

É óbvio que só podem deflagrar incêndios florestais quando estas condições lhes são favoráveis. Do mesmo modo, os grandes incêndios só se desenvolvem em situações meteorológicas muito especiais, pelo que o conhecimento detalhado das relações existentes entre os diferentes tipos de tempo e os incêndios florestais é fundamental, tanto para a prevenção, como para o próprio combate. Antes de mais, é necessário conhecer, para se poder prevenir. Com efeito, descobrimos que é a conjugação de condições muito particulares de temperatura e humidade relativa do ar que possibilita a eclosão de grande número de incêndios florestais (L. Lourenço, 1991a), do mesmo modo que são situações particulares do rumo e velocidade do vento que fomentam a rápida progressão das frentes de chamas (L. Lourenço, 1988b).

A investigação entretanto desenvolvida permitiu-nos criar um índice meteorológico de risco de incêndio florestal (*IRLL*), que se obtém dividindo o valor

da temperatura do ar em graus Celsius ( $T$ ), pelo valor da humidade relativa do ar em percentagem ( $U$ ), adicionando-lhe um fator de correção ( $V$ ), de acordo com o rumo e a velocidade do vento à hora considerada (L. Lourenço, 1990b, p. 744, 1991a, p. 6), ou seja:

$$IR_{LL} = \frac{T}{U} + V$$

De início houve dificuldade em integrar o vento, pelo que o índice começou por não incluir o fator de correção  $V$  (L. Lourenço, 1992a). Deste modo, passámos a considerar apenas os elementos meteorológicos mais importantes na ignição do incêndio, ou seja, a temperatura e a humidade relativa do ar, pelo que lhe chamámos índice de risco de deflagração de incêndio florestal:

$$IRDIF_{LL} = \frac{T}{U}$$

As condições de maior risco podem ser calculadas através do índice de máximo risco de deflagração, o qual considera, para cada dia considerado, a temperatura máxima do ar e a sua humidade relativa mínima:

$$IRDIF_{MaxLL} = \frac{T_{Max}}{U_{min}}$$

O prosseguimento da investigação permitiu-nos definir com precisão o comportamento do vento, pelo que passou a ser incluído numa fórmula que designámos de índice de risco de progressão de incêndio florestal:

$$IRPIF_{LL} = \frac{T}{U} + \frac{V}{100}$$

em que  $V$  representa a velocidade do vento (Km/h) para rumos ( $D$ ), em graus, compreendidos entre  $0^\circ$  e  $180^\circ$  e, ainda, entre  $350$  e  $360^\circ$  ( $350^\circ \leq D \leq 360^\circ$ )

v  $0^\circ \leq D \leq 180^\circ$ ), marcados a partir do ponto cardeal Norte ( $0^\circ$ ), no sentido dos ponteiros do relógio. Estes rumos englobam os ventos do quadrante Este, particularmente catastróficos para os incêndios florestais e, também, as situações de Nortada, as quais interferem na progressão em áreas litorais.

Deste modo, para caracterizar o risco de incêndio passámos a dispor de duas variantes, isto é, com ou sem inclusão do vento, consoante se privilegia o risco de deflagração ou o risco de progressão de incêndio.

Embora a investigação prossiga no sentido de precisar ainda melhor os limites dos parâmetros que balizam cada classe de risco de incêndio florestal, desde já comparativamente com outros índices meteorológicos de risco, em termos de sensibilidade, o de nossa autoria situa-se numa posição intermédia relativamente a eles (Rego e Machado, 1993, p. 549).

Num outro estudo comparativo de índices meteorológicos com vista à “eleição de um índice de perigo de incêndio para o perímetro da Serra do Marão, Meia Via e Ordem”, o nosso índice, quer sem vento, quer incluindo essa variável, foi aquele que melhor se adaptou às condições do perímetro, pelo que foi escolhido: “o índice meteorológico eleito, por ser o mais bem ajustado para o Perímetro, é a fórmula simples proposta por Luciano Lourenço. Se se considerar apenas a época de fogos, deve utilizar-se a fórmula completa (com vento); para todo o ano, a fórmula sem o fator vento, é a que se adapta melhor” (P. Mateus, 1994, p. 79).

Contudo, não são apenas as condições meteorológicas que determinam o risco de incêndio. Para que os incêndios florestais atinjam grandes proporções é fundamental que as condições meteorológicas favoráveis se conjuguem com outras circunstâncias de natureza física, que também contribuem para o engrandecimento dos incêndios.

De entre elas, salientamos as de natureza silvícola. Na realidade são as características dos combustíveis que vão ditar o comportamento do fogo. Também, desde este ponto de vista, as Serras de Xisto se encontram numa situação bastante delicada. Desde logo, a sua composição florística permite que os incêndios progridam rapidamente ao longo de extensas manchas, em virtude de não existir qualquer compartimentação que interrompa a sua continuidade.

O estrato arbóreo é dominado por povoamentos puros e mistos de pinheiro bravo ou de eucalipto, duas espécies de elevada combustibilidade, as quais facilitam a progressão do incêndio.

Por sua vez, consoante a sua localização geográfica, o estrato arbustivo é, como vimos, muito denso e, essencialmente, composto por urzes, carquejas, giestas, tojos, sargaços e estevas, coexistindo muitas vezes com o estrato arbóreo, gerando uma carga de combustível extremamente elevada por unidade de superfície, a qual também facilita a rápida progressão do incêndio.

O andar herbáceo, em geral menos desenvolvido, pode assumir localmente grande importância, quer na deflagração quer na propagação do incêndio. Com efeito, o panasco (*Dactylis glomerata*) e outras ervas que são muito frequentes nas bermas das estradas e caminhos, nos aceiros e em clareiras, assumem especial desenvolvimento após primaveras chuvosas e como acabam por secar com o calor estival, constituem um bom combustível para início da deflagração de focos de incêndio nas bermas das estradas, ou para incentivar a progressão destes em áreas que inicialmente foram constituídas para criarem um efeito de tampão, de barragem, à progressão do incêndio, como deveria suceder nos aceiros.

Deste modo, as características intrínsecas do material combustível, sobretudo o seu tipo, estado, teor de humidade e quantidade, em conjugação com outras condições físicas, são determinantes para justificar as proporções que os incêndios florestais podem tomar.

Em terceiro lugar, cabe referir a contribuição do relevo para a progressão dos incêndios florestais, na medida em que a sua movimentação imprime diferentes declives e exposições às vertentes.

Os maiores declives não só criam dificuldades à atuação dos meios de combate, impossibilitando o ataque direto às chamas, mas também contribuem para se gerarem ventos locais que favorecem a progressão das chamas, especialmente no sentido ascendente.

Por outro lado, a exposição das vertentes, também pode interferir na velocidade de progressão das chamas, pois tanto as pode retardar, quando expostas ao quadrante Norte, como favorecer, quando voltadas a Sul. Com efeito, as vertentes viradas a Norte estão muitas vezes preenchidas com folhosas, em cujo estrato

arbustivo predominam as ericáceas, onde os combustíveis apresentam maior teor de humidade do que nas vertentes expostas a Sul, nas quais predominam as resinosas e as cistáceas, motivo porque em circunstâncias meteorológicas análogas, a progressão do incêndio pode ser mais rápida nas vertentes soalheiras.

Por estas razões, as áreas com relevo mais movimentado têm propensão a apresentarem maiores manchas incineradas do que aquelas onde o relevo se apresenta mais monótono (L. Lourenço, 1990a).

Perante a dimensão e a gravidade que este problema assumiu nos últimos anos, impõe-se a tomada de medidas concretas que visem a sua substancial redução. As terapias a aplicar são conhecidas dos técnicos, mas a definição das mais adequadas, porque envolvem custos financeiros elevados e porque implicam reformulação de alguns aspetos legislativos, passando pela eventual promulgação de uma lei de bases para o sector florestal, passa pela tomada de decisões políticas, as quais, porque implicam custos políticos, têm vindo a ser sistematicamente adiadas<sup>128</sup>.

---

<sup>128</sup> Pela nossa parte, no âmbito de um Projeto de Investigação financiado através de protocolo existente entre a JNICT/CNEFF, continuamos com a investigação do risco de incêndio, no sentido de informar os meios operacionais da tendência do risco de incêndio florestal para o dia(s) seguinte(s), a fim de que, atempadamente, possam dispor no teatro de operações os meios disponíveis, recorrendo, se necessário à mobilização de reforços exteriores à zona operacional. A fórmula que permite determinar a tendência do risco de incêndio para o(s) dia(s) seguinte(s) (L. Lourenço, 1995b) pode expressar-se por:

$$TIRIF_{t,t} = \left[ \left( \frac{Tdc}{Udc} + \frac{Vdc}{100} \right) + \frac{2(Tds - Tdc) + (Udc - Uds) + (Vds - Vdc)}{100} \right] R$$

em que *dc* se refere ao dia em causa e *ds* ao dia(s) seguinte(s). Por sua vez, *R*, é um fator de correção regional, multiplicativo, variável em função do risco médio de cada concelho, obtido através da sua história passada (L. Lourenço, 1994a). Os valores de *R*, ainda em aferição, para cada uma das classes de risco histórico são os seguintes: risco baixo – 0,8; risco médio – 0,9; risco alto – 1,0; risco muito alto – 1,1; risco máximo – 1,2.

### 5.2.2. Distribuição dos incêndios florestais no espaço e no tempo

Como é do conhecimento geral, os incêndios florestais apresentam particular acuidade na Região Centro. Até 1986, as maiores manchas incineradas estiveram confinadas à Cordilheira Central (L. Lourenço, 1989c, p. 124), a Norte do rio Zêzere, afetando muito em particular a sub-região do Pinhal Interior Norte. Depois desse ano, passaram a incidir também sobre áreas mais meridionais, sobretudo nas correspondentes ao Pinhal Interior Sul e ao Médio Tejo (L. Lourenço e P. Malta, 1993, p. 274-5).

Deste modo, a sub-região do Pinhal Interior, devido não só às características do seu coberto vegetal, mas também às suas condições orográficas, tem sido das mais afetadas por grandes incêndios florestais.

Embora a densidade dos focos de incêndios não seja muito elevada, pois são concelhos que, em média, registam um número relativamente baixo de incêndios por ano, em contrapartida, a movimentação do relevo introduz dificuldades acrescidas ao seu combate, razão pela qual, muitas vezes, foi impossível controlar os incêndios à nascença, o que possibilitou a ocorrência de grandes incêndios e, por conseguinte, de áreas ardidadas consideráveis.

No entanto, cada concelho apresenta características físicas e humanas específicas, pelo que o comportamento dos incêndios vai refletir essas condições, evoluindo de ano para ano, em função das mutações que se vão produzindo. Acompanhar o modo como se foi processando em cada um dos concelhos, quer o número de incêndios, quer a área ardidada, é a tarefa que nos propomos realizar a seguir.

Mesmo sem entrar em análises muito minuciosas, desde logo nos damos conta de que número de incêndios e áreas ardidadas são factos bem diferentes. Com efeito, enquanto a deflagração dos incêndios e, por conseguinte, o número das ignições, na esmagadora maioria das situações, está relacionada com a intervenção humana, deliberada ou não, a extensão das manchas ardidadas resulta da eficácia ou da falta de eficiência do combate, o qual, muitas vezes está condicionado por causas de natureza física.

Deste modo, podemos afirmar que as duas valências estatísticas que costumamos considerar ao analisar os incêndios, número de incêndios e áreas

ardidas, resultam de duas realidades diferentes. Uma, de natureza essencialmente humana, outra, das condições físicas, pelo que devem ser consideradas conjuntamente, para melhor se ajuizar sobre a dimensão do fenómeno. Este conhecimento permitirá, ainda, atuar sobre as causas mais fáceis de eliminar ou de reduzir, ou seja, aquelas que têm a ver com a atividade humana, já que algumas das de ordem física são impossíveis de suprimir.

Posto isto, vejamos o comportamento dos incêndios ocorridos durante 20 anos<sup>129</sup> nos concelhos do Pinhal Interior.

Os anos com menor número de incêndios, à volta de 300 por ano, foram os de 1980, 1981, 1987, 1988 e 1990, enquanto que os de 1985, 1991 e 1992 foram aqueles que registaram o número mais elevado de ignições, mais do dobro do que nos anos antes referidos, ou seja, mais de 700 incêndios por ano na sub-região do Pinhal Interior.

Atendendo à superfície dos concelhos desta sub-região, superior a 4500 km<sup>2</sup>, o número médio de incêndios/ano é de 11 por cada 100 km<sup>2</sup>. Nos diferentes concelhos esse valor variou entre 2,4 e 34 incêndios por cada 100 km<sup>2</sup>, um número relativamente baixo quando comparado com outras áreas do continente, por exemplo nos concelhos de Vila Nova de Gaia, Paredes e Valongo, em que esse valor chegou a ultrapassar 100 incêndios/100 km<sup>2</sup>, ou seja, mais de 1 incêndio por km<sup>2</sup> (L. Lourenço e P. Malta, 1993). No entanto, atendendo às características da morfologia e da flora, estes concelhos possuem um potencial de risco de incêndio florestal relativamente elevado (L. Lourenço, 1994a) como o demonstra a importância das áreas neles ardidas.

Em termos do número de incêndios florestais, o concelho de Oliveira do Hospital foi aquele que, em média, registou o maior número de incêndios, logo seguido de perto pelo concelho de Tábua. No entanto, atendendo à

---

<sup>129</sup> Entre 1975 e 1979, a qualidade da informação estatística sobre os pequenos incêndios deixa muito a desejar ou é inexistente, motivo porque não se considerou o seu número. Pela mesma razão, as áreas relativas a este período referem-se apenas aos incêndios com área superior a 10 hectares e somente aos concelhos do Pinhal Interior Norte, pertencentes à ex-Circunscrição Florestal de Coimbra, a qual foi pioneira no tratamento estatístico e cartográfico dos grandes incêndios florestais. A partir de 1980, o Instituto Florestal passou a dispor de séries estatísticas mais precisas, com a indicação também do número de incêndios em cada concelho.

menor dimensão deste concelho, com cerca de menos 4 000 ha, a densidade dos incêndios é maior no concelho de Tábua, cerca de 34 incêndios por cada 100 km<sup>2</sup>, do que no de Oliveira do Hospital, com 30 incêndios por cada 100 km<sup>2</sup>.

Seguidamente, os concelhos que apresentaram maior densidade de incêndios, superior a 20 por cada 100 Km<sup>2</sup>, foram os da Lousã, Vila Nova de Poiares e Miranda do Corvo, que, como os anteriores, ocupam uma posição marginal relativamente às Serras de Xisto, o que significa que nestas não é o número de incêndios o principal problema, mas sim a extensão das manchas percorridas pelas chamas.

Se, para justificar a distribuição das áreas queimadas ao longo dos anos poderemos encontrar diversos tipos de argumentos, para explicar a repartição do número de incêndios não dispomos de qualquer razão válida.

Deste modo, embora a variação dos valores relativos ao número de incêndios ao longo dos diferentes anos seja muitíssimo inferior à das áreas ardidas, nem por isso deixará de merecer um breve comentário. Até 1988, a nível nacional, verificava-se, um número relativamente baixo de incêndios florestais, de ordem dos cinco mil incêndios por ano, valor que triplicou a partir de 1989, evolução que, no entanto, não foi compartilhada pelo Pinhal Interior<sup>130</sup>.

Com efeito, se bem que no Pinhal Interior a maior parte dos anos com menor número de incêndios, inferior a 500 incêndios florestais por ano, seja anterior a 1989, isto é, corresponde aos anos de 1980, 1981, 1982, 1984, 1987 e 1988, no entanto, não são exclusivamente anteriores a 1989 pois, o ano de 1990, foi um daqueles em que se registou menor número de incêndios.

Do mesmo modo, os anos que registaram o maior número de incêndios, superior a 750 incêndios/ano, foram os de 1992 e de 1985, ou seja, um deles foi

---

<sup>130</sup> O maior rigor colocado no apuramento estatístico, a partir de 1989, será o grande responsável pelo brusco aumento do número de incêndios nesse ano. Como a Delegação Florestal da Beira Litoral, à qual pertencem os concelhos do Pinhal Interior, desde há muito que fazia um levantamento exaustivo dos incêndios florestais, não regista, por esse motivo, um aumento tão significativo do número de incêndios.

posterior e, o outro, anterior ao ano crítico de 1989, a partir do qual o número do incêndios aumentou consideravelmente no conjunto do país (fig. 86-A).

Assim, a evolução anual do número de incêndios nos concelhos do Pinhal Interior apresenta comportamento bem diferente do registado a nível nacional, pelas razões indicadas e por outras desconhecidas, as quais certamente terão a ver com as circunstâncias locais que os originaram.

No que respeita às áreas ardidas, a evolução é bem diferente, pois está muito ligada às condições meteorológicas que se fazem sentir durante os meses de Verão. Com efeito, os anos de 1977, 1988 e 1994 registaram áreas ardidas insignificantes, inferiores a 2000 hectares, porque as condições meteorológicas foram pouco favoráveis à ocorrência de incêndios florestais, isto é, os meses de Julho e Agosto foram frescos e relativamente húmidos, por vezes, até com precipitação. Em contrapartida, os anos de 1975, 1981, 1983, 1985, 1986, 1987, 1989, 1990, 1991 e 1992, todos eles com Verões muito quentes e secos, o que favorece a incineração de vastas áreas de floresta, registaram extensas manchas ardidas, mais de 10 000 ha em cada ano (fig. 86-B).

De entre todos os concelhos do Pinhal Interior, o mais afetado foi o da Pampilhosa da Serra, com cerca de 3 000 ha/ano, ou seja, em média, todos os anos 7,5% da área concelhia foi percorrida pelas chamas. Este ritmo de incineração permitiu que durante os últimos 20 anos, uma área correspondente à de todo o concelho tenha sido percorrida pelos incêndios e mais de metade da superfície municipal já esteja a ser varrida pela segunda vez.

Atendendo à importância da área média incinerada anualmente, segue-se-lhe o concelho de Arganil, com cerca de 1 700 ha/ano, o que corresponde a mais de 5% da área do concelho. Percentagem ligeiramente superior (5,18%) afetou o concelho de Pedrogão Grande. Com valores médios situados entre 5 e 4% da superfície concelhia anualmente percorrida por incêndios florestais, encontram-se os concelhos de Figueiró dos Vinhos, Miranda do Corvo, Oliveira do Hospital e Castanheira de Pera.

Os concelhos do Pinhal Interior Sul, com menos anos de registo, apresentam todos, à exceção de Proença-a-Nova, áreas incineradas superiores a 750 ha/ano, mas só em Vila de Rei é que a percentagem média anual de área

ardida se aproxima de 4% da superfície do concelho, sendo em todos os restantes inferior a 3%.

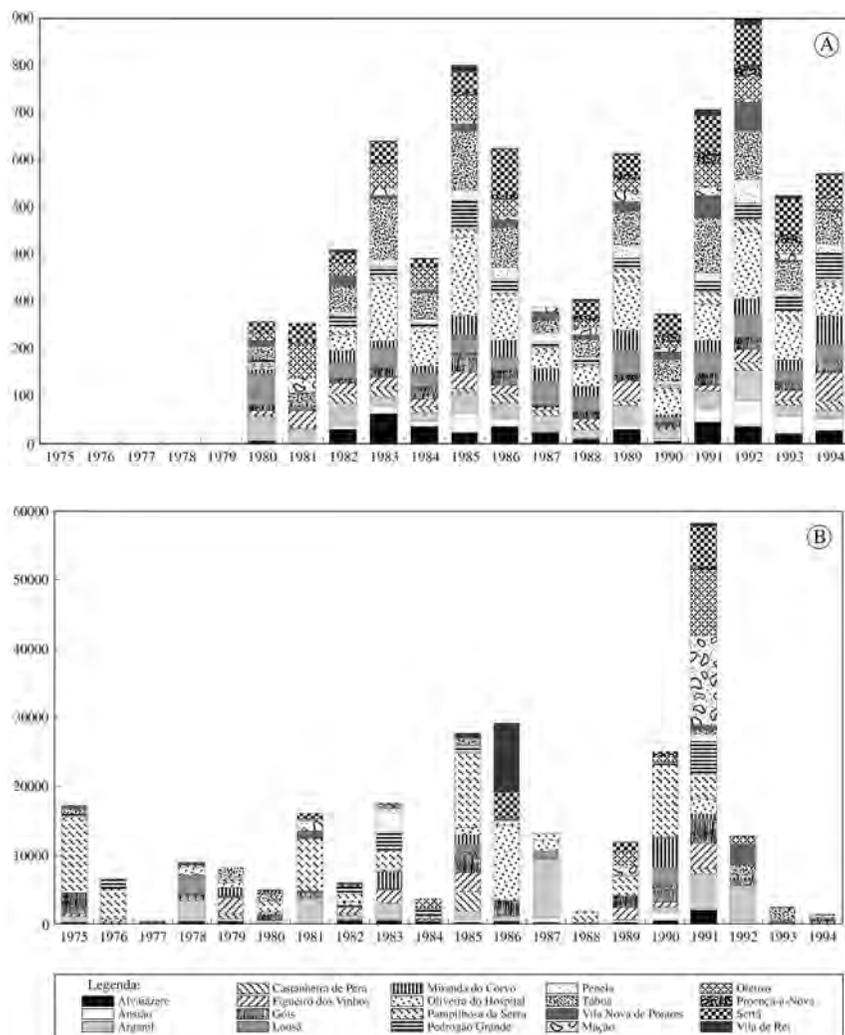


Fig. 86 – Evolução anual dos incêndios florestais no Pinhal Interior, por concelhos.  
A – Número de incêndios; B – Áreas ardidas.

O Pinhal Interior Sul foi afetado sobretudo no ano de 1986, quando praticamente todo o concelho de Vila de Rei foi reduzido a cinzas e, depois, em 1989 e 1991, anos em que se registaram grandes incêndios em Mação, Oleiros e Sertã. Não tivessem sido estes três fatídicos anos e os efeitos dos incêndios florestais quase não se fariam sentir no Pinhal Interior Sul (fig. 87).

### **5.2.3. Efeitos ecológicos dos incêndios florestais**

Se, como vimos, as causas dos incêndios florestais são múltiplas e variadas, as suas consequências não são mais simples, escalonando-se ao longo de uma cadeia, cujos elos constituem um verdadeiro rosário de efeitos nefastos (L. Lourenço, 1986b, p. 953-5).

Destes, os mais intensamente sentidos, até pela própria cobertura que lhes é dada pelos meios de comunicação social, prendem-se com aspetos sociais e culturais, tais como: mortes do pessoal que combate as chamas (bombeiros, pilotos de aeronaves, militares, idosos...) e de animais (vacas, cabras, ovelhas, coelhos, galinhas ...) ou com a delapidação do património arquitectónico (casas de habitação, capelas, cemitérios, casas da guarda florestal, palheiros para recolha de gado, palha e alfaias agrícolas ...).

Passada a “fase mais quente”, são os aspetos de natureza económica e socio-económica que prevalecem. Trata-se de fazer não só a inventariação do que foi destruído, mas também a avaliação dos prejuízos causados pelo incêndio.

Contudo, torna-se difícil contabilizar muitos dos prejuízos, mormente quando resultam de formas de agricultura tradicional associada à floresta, as quais são destruídas pelos incêndios. Normalmente, trata-se de pequenas parcelas com agricultura de subsistência ou de complementaridade, e de práticas tradicionais ligadas tanto à apicultura como à recolha de frutos silvestres e de plantas aromáticas (L. Lourenço, 1991b, p. 376).

Não obstante a importância destes efeitos, pensamos que os impactes ambientais, por serem aqueles que perduram por mais tempo e não só por essa razão, mas também e sobretudo porque condicionam a evolução das vertentes, além

de que são dos menos conhecidos, merecem uma análise mais pormenorizada, sem com isto se pretender menosprezar o interesse dos restantes.

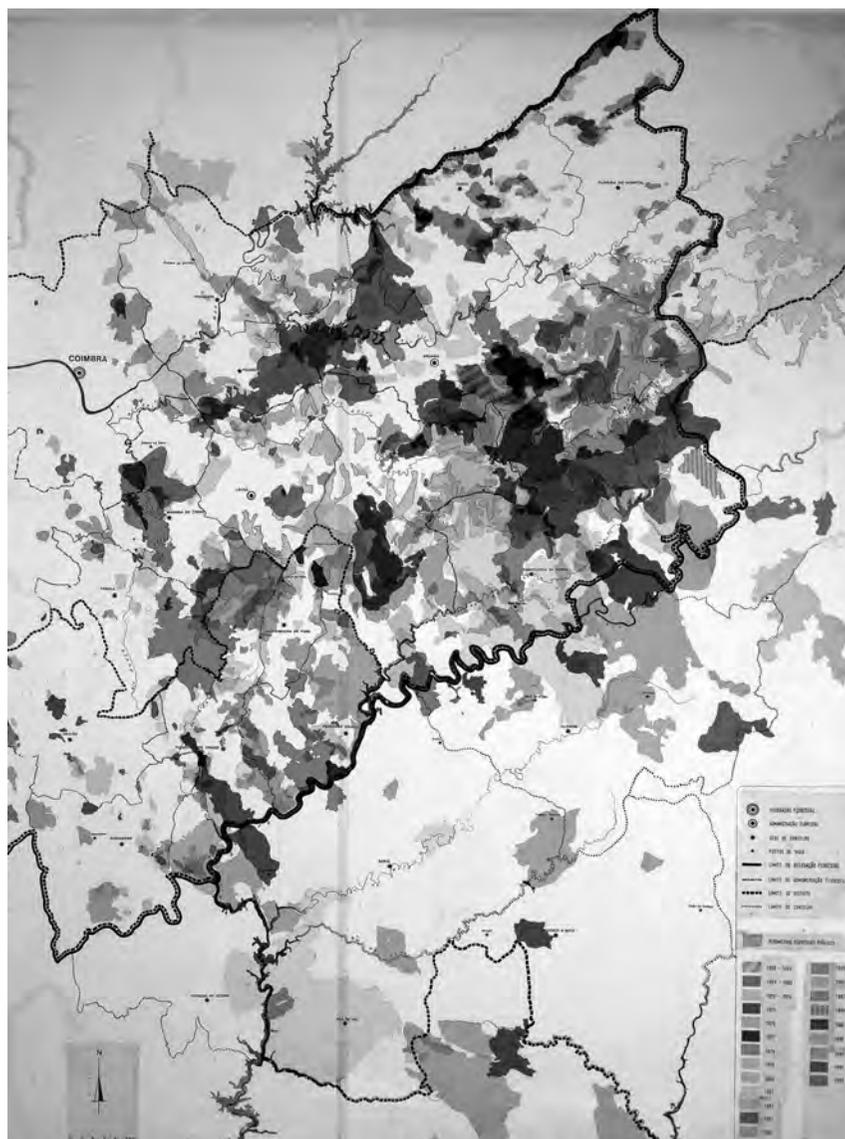


Fig. 87 – Representação cartográfica dos incêndios florestais  $\geq 10$  ha ocorridos durante 20 anos nas Serras de Xisto da Cordilheira Central de Portugal.

Costumamos subdividir os efeitos do incêndio em imediatos e subsequentes (L. Lourenço, 1990c). Os primeiros são originados durante o período de tempo em que decorre o sinistro e traduzem-se em efeitos sobretudo de natureza socio-económica e ambiental. Todavia, normalmente, os efeitos dos incêndios não se esgotam com o apagar das chamas, pois, muitas vezes, os efeitos subsequentes fazem-se sentir por longos períodos de tempo após o incêndio, os quais, do ponto de vista ecológico, são por vezes tão ou mais importantes do que os produzidos durante a incineração, pelo que lhes dedicaremos particular atenção.

Numa perspetiva complementar da apresentada em estudos anteriores (L. Lourenço, 1986b, 1990c, 1991b), não nos iremos agora centrar em muitos dos aspetos já abordados, já que apenas procuraremos caracterizar os efeitos da incineração da flora para o coberto vegetal, bem como em termos de erosão do solo. Recorrendo a elementos estatísticos inéditos levantados pela Delegação Florestal da Beira Litoral durante a década de 80, nos concelhos do Pinhal Interior Norte, podemos constatar como, à medida que os anos decorreram, as áreas ardidas foram afetando cada vez menos espécies com valor comercial e arderam mais pinheiros e eucaliptos jovens, ainda sem valor comercial, bem como o mato que preenche os incultos (fig. 88).

Como resultado, apenas cerca de 45% da área ardida durante o decénio 1980-89, afetou povoamentos florestais com valor comercial, constituídos por pinheiro bravo (36,7%) e eucalipto (8,8%).

Deste modo, a maior parte da mancha incinerada, cerca de 55%, varreu áreas ocupadas por espécies sem valor comercial, povoamentos jovens (31,4%) e mato (23,1%), ou seja, mais de metade da superfície ardida afetou áreas de floresta sem valor comercial (fig. 89), o que perspetiva um cenário desolador, deixando antever um maior empobrecimento da floresta serrana, realidade que se torna ainda mais evidente quando analisamos anos mais recentes<sup>131</sup>. Com efeito, a análise da distribuição das manchas ardidas em 1991 confirma a

---

<sup>131</sup> Por não dispormos de elementos referentes ao pinheiro bravo e ao eucalipto, passamos a considerar apenas povoamentos florestais com e sem valor comercial, mais mato. Porque os dados anteriores apenas se referiam ao Pinhal Interior Norte (PIN), para facilitar a comparação, consideram-se separados dos relativos ao Pinhal Interior Sul (PIS).

acentuada redução das áreas de povoamentos florestais com valor comercial, para pouco mais de 20% da área ardida (fig. 90), em contraponto com o aumento impressionante da área percorrida em povoamentos florestais jovens, 60% da área incinerada (QUADRO VII), os quais deveriam tornar-se a floresta de amanhã.

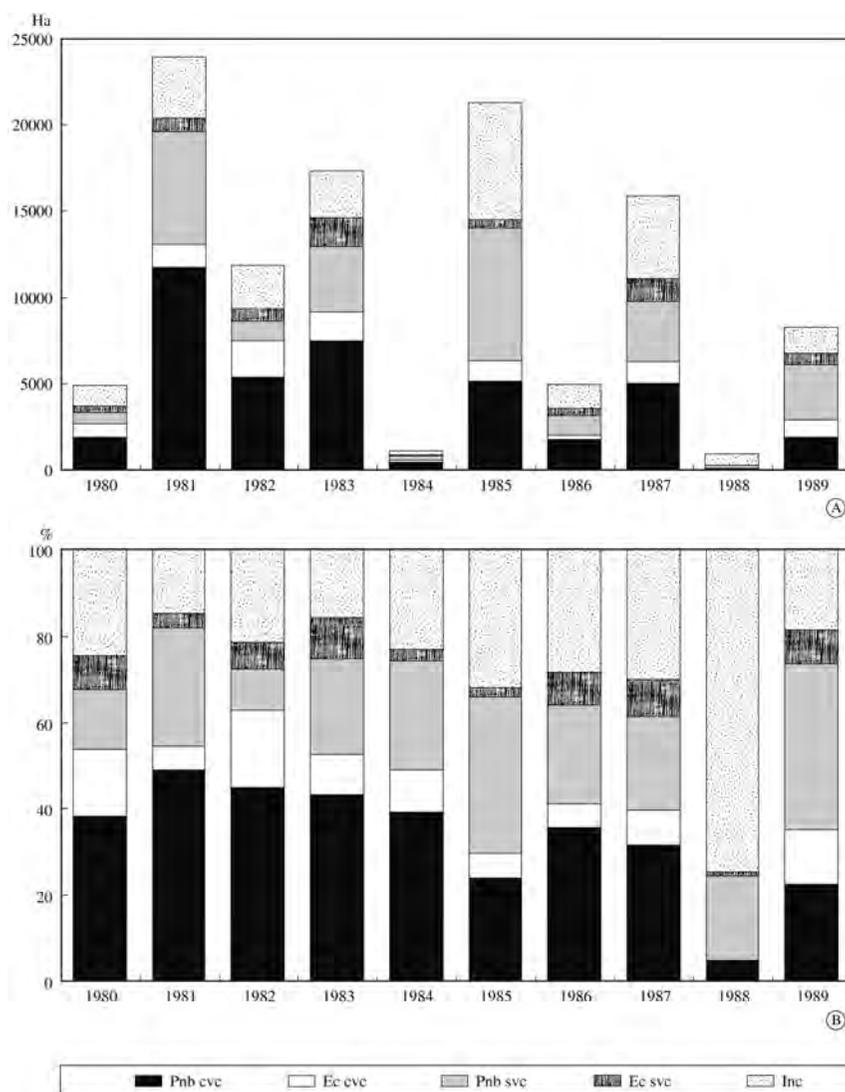


Fig. 88 – Distribuição das áreas ardidas nos concelhos do Pinhal Interior Norte, na década de 80, por espécies, segundo o seu valor comercial (A) e em percentagem (B). Pnb – Pinheiro bravo, Ec – Eucalipto, cvc – com valor comercial, svc – sem valor comercial.

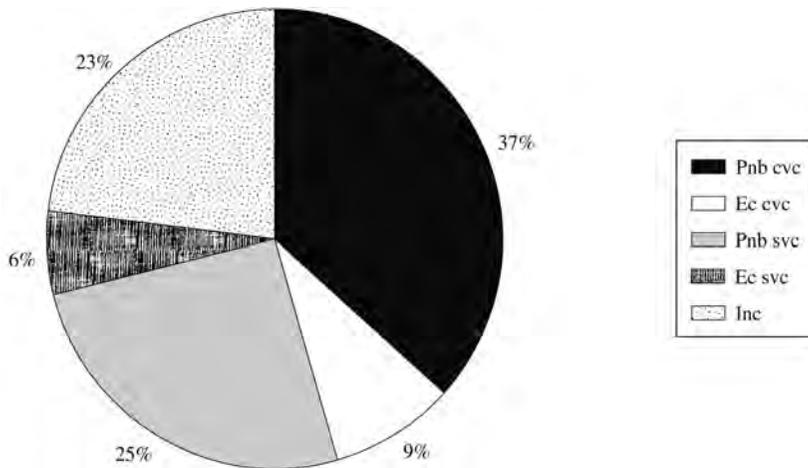


Fig. 89 – Percentagem de áreas ardidas em povoamentos de pinheiro bravo (Pnb) e eucalipto (Ec), com (cvc) e sem (svc) valor comercial, bem como em mato (Inc), no Pinhal Interior Norte, durante o decénio 1980-89.

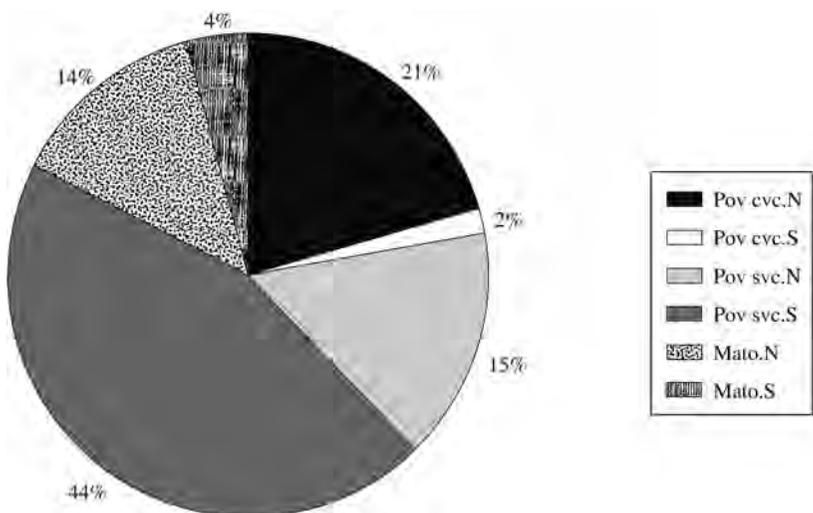


Fig. 90 – Distribuição percentual das áreas ardidas durante o ano de 1991, em povoamentos florestais (Pov), com (cvc) e sem (svc) valor comercial, e em mato, nas sub-regiões do Pinhal Interior Norte (N) e Sul (S).

QUADRO VII – Distribuição das áreas ardidas em povoamentos florestais, com e sem valor comercial, e em mato, no ano de 1991, nos concelhos do Pinhal Interior

Concelhos	Povoamento florestal com valor comercial	Povoamento florestal sem valor comercial	Mato
Alvatázere	943,0	42,0	880,0
Ansão	17,4	6,0	10,9
Arganil	8,0	3166,7	2215,7
Castanheira de Pera	375,2	0,0	352,5
Figueiro dos Vinhos	1402,2	1927,0	549,1
Góis	2165,0	7,9	1356,9
Lousã	0,0	13,4	2,6
Miranda do Corvo	559,5	3,6	53,0
Oliveira do Hospital	1395,8	115,6	682,4
Pampilhosa da Serra	2398,0	81,6	997,7
Pedrogão Grande	1296,9	3149,0	364,4
Penela	466,0	289,0	334,9
Tábua	257,4	134,2	88,0
Vila Nova de Poiares	705,0	50,4	13,4
<i>Pinhal Interior Norte</i>	<i>11989,2</i>	<i>8987,18</i>	<i>7901,33</i>
Mação	0,0	12544,9	605,7
Oleiros	605,0	7536,3	1302,7
Proença-a-Nova	0,0	500,6	4,5
Serra	420,5	5008,8	446,2
Vila de Rei	0,0	427,2	4,1
<i>Pinhal Interior Sul</i>	<i>1025,31</i>	<i>26017,78</i>	<i>2363,15</i>

Esta breve referência ao ano de 1991 justifica-se porque foi aquele em que se registou a maior área incinerada nas Serras de Xisto, cerca de 60 000 ha (QUADRO VIII), a qual afetou sobretudo os concelhos situados no Sul do Pinhal Interior (fig. 91).

Mas, regressando à análise dos concelhos do Pinhal Interior Norte, para os quais dispomos de dados mais pormenorizados, durante o decénio 1980-89, verificamos que tanto a capacidade de arborização, como a de regeneração natural, têm vindo a ser muito inferiores à da incineração. Com efeito, esta não se limita aos povoamentos adultos, mas também percorre povoamentos jovens, que não só ficam impossibilitados de se desenvolverem e chegarem a adultos, mas também de se autoregenerarem.

Por este motivo, o volume lenhoso extraído das áreas percorridas pelos incêndios tem sofrido uma substancial redução. Se compararmos as áreas ardidas em 1981, 1983, 1985 e 1987, que foram relativamente semelhantes (fig. 88-A), com os volumes de madeira nelas existentes à altura do incêndio, nota-se um

progressivo e substancial decréscimo destes de 1981 para 1987 (fig. 92). Do mesmo modo, também a idade média das árvores consumidas pelo incêndio foi diminuindo, tendo-se reduzido, no caso do pinheiro bravo, em cerca de metade, ou seja, baixou de 39 para 21 anos (fig. 93).

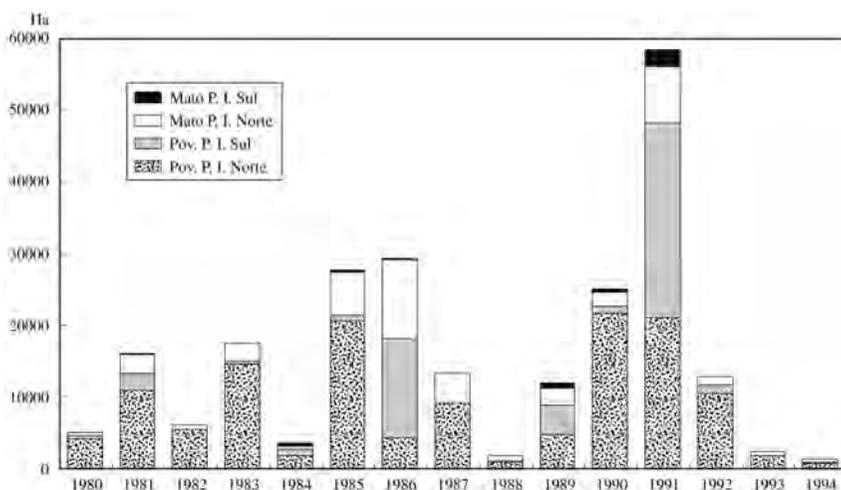


Fig. 91 – Evolução das áreas ardidas em povoamentos florestais e em mato, nas sub-regiões do Pinhal Interior entre 1980 e 1994.

QUADRO VIII – Áreas ardidas em povoamentos florestais e mato do Pinhal Interior por sub-regiões Norte e Sul, entre 1980 e 1994

Ano	Povoam. flor. Pinhal Int. Norte	Povoam. flor. Pinhal Int. Sul	Mato		Totais	
			Pinhal Int. Norte	Pinhal Int. Sul	Povoam.	Mato
1980	4083	515	321	23	4598	344
1981	10865	2410	2625	-99	13275	2724
1982	5387	84	513	14	5471	527
1983	14470	457	2483	62	14927	2545
1984	1759	910	421	477	2669	898
1985	20526	772	6035	271	21298	6306
1986	4192	13805	11118	-42	17997	11160
1987	9072	9	4185	1	9081	4186
1988	828	127	837	12	955	849
1989	4752	4046	2354	765	8798	3119
1990	21520	1044	1954	387	22564	2341
1991	20976	27043	7901	2363	48019	10264
1992	10404	1177	1132	17	11581	1149
1993	1729	44	540	6	1773	546
1994	735	74	540	15	811	555

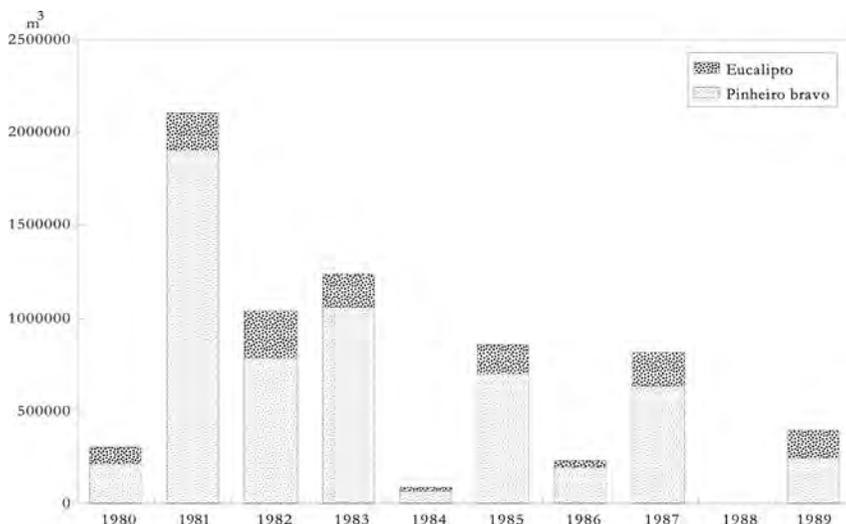


Fig. 92 – Volume do material lenhoso com valor comercial existente à altura do fogo nas áreas ardidas dos concelhos do Pinhal Interior Norte.

Estas e outras consequências dos incêndios florestais foram introduzindo profundas alterações na paisagem serrana. No início da década de 70, ela era constituída por uma mancha contínua de pinheiro bravo adulto. Atualmente, está em grande parte preenchida por mato ou por arborizações jovens, muito densas, com grande carga combustível, as quais facilmente se tornam pasto das chamas, contribuindo para aumentar a área de incultos ou facilitando a introdução de novas espécies, não só economicamente mais rentáveis, mas também com a vantagem de se regenerarem por rebentamento de toíça, o que é extremamente aliciante para a maior parte dos proprietários que, como vimos, são absentistas em relação à sua propriedade florestal.

Deste modo, temos vindo a assistir a outro importante impacte ambiental dos incêndios florestais, que consiste na substituição duma espécie resinosa, o pinheiro bravo, por uma folhosa de rápido crescimento, o eucalipto. Esta substituição do pinheiro bravo pelo eucalipto e por incultos é, aliás, confirmada pela recente atualização do inventário florestal.

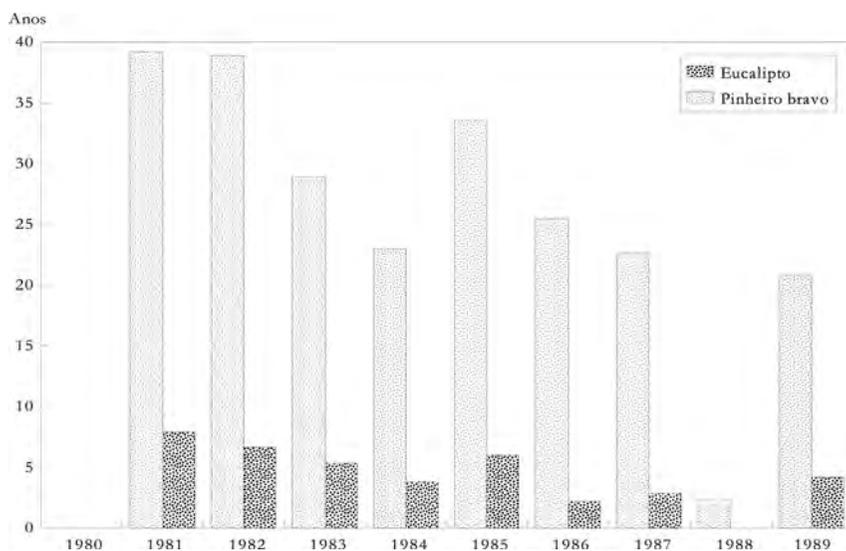


Fig. 93 – Idade média das árvores existentes nas áreas ardidas dos concelhos do Pinhal Interior Norte.

Com efeito, a comparação dos dados referentes aos anos de 1974 e 1990<sup>132</sup>, permite-nos verificar que a área de incultos aumentou tanto no Pinhal Interior Norte, passando de 49 para 81 mil hectares, ou seja, de 18,7 para 30,9% da área total, enquanto que a área florestal decresceu de 125 para 115 mil hectares, isto é, de 47,7 para 43,8%, do mesmo modo que a área restante, predominantemente agrícola, também decresceu de 88 para 66 mil hectares, o que corresponde a um decréscimo de 33,5 para 25,1%.

No Pinhal Interior Sul com exceção do concelho de Mação, a situação é ainda mais grave. A área de incultos passou de 11 para 46 mil hectares, o que significa que aumentou de 7,2 para 30,4%, em prejuízo da área florestal, a qual baixou de 88 para 80 mil hectares, ou seja, de 58,2 para 52,9%, e sobretudo

<sup>132</sup> O apuramento dos valores relativos a cada um dos concelhos está ainda em curso no Instituto Florestal, motivo porque não se apresenta. Referem-se apenas os valores relativos às duas sub-regiões do Pinhal Interior, Norte e Sul, os quais já foram publicados (Albergaria *et al.*, 1993, p. 20).

da área restante, fundamentalmente agrícola, que de 52 passou para 25 mil hectares, isto é, decresceu de 34,4 para 16,5%.

Estes números são verdadeiramente reveladores das profundas transformações porque passam atualmente os espaços serranos.

Esperemos que o Instituto Florestal consiga ultimar rapidamente a atualização do inventário florestal, para ficarmos a saber quais os concelhos onde essas transformações foram mais evidentes. Apenas a título de exemplo, um estudo inédito que está a ser elaborado pela empresa Geoterra (s/d), no concelho de Pampilhosa da Serra aponta, entre 1974 e 1990, uma redução da área agrícola do concelho de 18,9% para 6,7%. A atualização destes valores para 1994, ainda em curso, permite confirmar desde já a manutenção desta tendência (comunicação oral).

O mesmo estudo revela que, em igual período de tempo, a área florestal decresceu de 48,4 para 46,1% enquanto a área ocupada por pinhal desceu de 47,8% para 36,7%, mas, em contrapartida, a área de eucaliptal aumentou de 0,3 para 8,2%! Tendência semelhante registou a área de incultos, que cresceu de 32,7 para 44,8% da superfície concelhia.

Estes valores permitem-nos precisar o significado da redução da área agrícola e concluir que o aumento da área de incultos foi feito sobretudo a expensas da área ocupada por culturas arvenses e da área preenchida por pinheiro bravo. Em contraponto, observa-se um apreciável aumento, quer da área de eucalipto, quer da taxa de incultos.

Contudo, face à situação atual, estes valores estão favorecidos, pois ainda não contemplam as áreas incineradas em 1990 e 1991, as quais, em grande parte, permanecem de incultos ou foram ocupadas com eucalipto, o que virá dilatar ainda mais os valores das respetivas taxas. A atualização em curso, a qual permitirá comparar os valores de 1974 com os de 1994, separados de 20 anos, precisará ainda melhor as profundas transformações em curso nos espaços agro-florestais das Serras de Xisto.

É óbvio que as consequências dos incêndios não se limitam aos efeitos ambientais diretamente incidentes no sector agro-florestal. Têm naturalmente consequências sobre a população, em especial sobre aquela que vivia diretamente da exploração florestal. E, se acompanhámos o rápido crescimento de algumas

serrações de madeira, também constatámos que o número daquelas que encerrou as suas portas foi ainda maior, pelo que o seu efetivo tem vindo a decrescer (L. Caetano, 1994, p. 110).

Do mesmo modo, as indústrias de resina situadas no Pinhal Interior ou também encerraram, ou têm de importar a matéria-prima do exterior da região que deveria ser o seu principal produtor. Paradoxos resultantes dos incêndios florestais!

Depois deste breve parênteses, o segundo aspeto que, do ponto de vista ecológico, gostaríamos de referir deriva do simples facto da destruição da vegetação pelo incêndio deixar as vertentes serranas expostas diretamente à atuação dos agentes erosivos, em particular à erosão hídrica, facilitando o intensificar da sua atuação<sup>133</sup>. O incêndio não só destrói a vegetação arbórea, arbustiva e rasteira, mas também consome a manta morta e, muitas vezes, até a própria matéria orgânica do solo, deixando tudo reduzido a cinzas, mineralizado.

Nestas circunstâncias, em função da falta de vegetação, que foi destruída pelo incêndio, e das alterações provocadas a nível do solo, os processos erosivos intensificam-se grandemente:

- as gotas de água das chuvas passam a embater diretamente na superfície topográfica, no solo, e, por conseguinte, aumentam o efeito de salpico (*splash*) preparando, como consequência, uma maior quantidade de material para ser transportado;
- a falta de atrito, antes provocado pela vegetação, permite que a velocidade do escoamento superficial originado pela água das chuvas aumente substancialmente;
- o aumento de velocidade, por sua vez, provoca a diminuição da infiltração, a qual, além disso, também diminui devido à falta de vegetação e à alteração das propriedades físicas do solo;

---

<sup>133</sup> O texto que se segue corresponde, com ligeiras alterações, a parte da comunicação apresentada ao VI Colóquio Ibérico de Geografia, Porto, 1992, que se reproduz com ligeiras alterações.

- a diminuição da infiltração faz com que aumente a quantidade de água de escorrência e de escoamento superficial;
- maior quantidade de água disponível à superfície permite a organização mais rápida da escorrência, passando de laminar e difusa a concentrada num período de tempo mais curto;
- em função da mais rápida organização da drenagem, do acréscimo de caudal superficial e da maior velocidade de escoamento, a força viva do escoamento subaéreo organizado aumenta substancialmente;
- maior força viva, determina maior competência, logo, maior poder erosivo e maior capacidade de transporte, ou seja, pode ser transportada maior quantidade de carga sólida;
- existindo maior força viva e maior quantidade de carga sólida, maior será o poder erosivo.

Estão, pois, reunidas as condições para que a erosão aumente assustadoramente, tanto sobre as vertentes, como ao longo dos canais fluviais, sempre que a vegetação é destruída pelo fogo e, em especial, onde os depósitos de cobertura são mais finos e espessos e, ainda, quando as precipitações são mais intensas.

E há ainda os casos mais circunscritos, como por exemplo o aparecimento de autênticos buracos no lugar das raízes queimadas, que chegam a funcionar como áreas de concentração da água (A. S. Pedrosa, 1989, p. 157-9).

Se, nalguns destes casos, os efeitos erosivos são de atribuir exclusivamente à falta de vegetação, noutras situações, derivam do abandono dos campos, sobretudo da falta de limpeza dos canais fluviais que os marginam.

Fenómenos erosivos originados na sequência de precipitações “normais” são relativamente frequentes nas áreas montanhosas do Centro de Portugal e os efeitos por eles desencadeados têm muitas vezes nefastas consequências para a população serrana, sobretudo por lhes aumentar, ainda mais, o seu já de si grande isolamento, devido aos cortes que, por vezes, provocam nas estradas.

Quando as precipitações são particularmente intensas e se concentram sobre vertentes muito declivosas, a escorrência organiza-se muito rapidamente, concentrando-se e arrastando tudo quanto se lhe depara por diante, incluindo

troncos e ramos de árvores. Estes, muitas vezes, facilitam a obstrução dos canais, pois a falta de limpeza permite que neles se deposite grande parte da carga sólida transportada, trabalho que, muitas vezes, é facilitado tanto pelo abandono de ramos e troncos que a própria corrente leva, como por toda a espécie de detritos, plásticos, latas, sucata, que o ser humano neles vai amontoando.

Ora, com os canais obstruídos, as águas são obrigadas a transbordar os diques, rasgando neles aberturas proporcionais ao seu volume e cavando sulcos, por vezes muito profundos, nos antigos campos agrícolas, levando à destruição dos muros de suporte e, por conseguinte, à dos próprios socacos.

Pelas razões antes invocadas, as águas das chuvas concentram-se rapidamente, provocando cheias mais possantes, logo com maior força viva e, por conseguinte, com maior potencial erosivo do que a mesma quantidade de precipitação provocaria se lá existisse vegetação. Nestas condições, as pontas de cheia são mais violentas e vão fazer sentir os seus efeitos especialmente sobre os campos que bordejam os cursos de água, alguns dos quais não só ficam inundados, mas também são completamente destruídos, arrastados pelas águas (L. Lourenço, 1988c).

As áreas mais afetadas correspondem naturalmente àquelas que têm sido mais massacradas pelos incêndios florestais, distribuindo-se pelos concelhos de Arganil, Oliveira do Hospital, Góis e Pampilhosa da Serra. Situações especialmente violentas registaram-se em 1988, na área confinante com a linha divisória dos concelhos de Arganil e Oliveira do Hospital (L. Lourenço, 1988<sup>a</sup> e 1989b) e em Outubro de 1990, nos concelhos de Góis e Pampilhosa da Serra, em particular nas imediações da Quinta de Belide (L. Lourenço, 1992b), para mencionar apenas as situações mais espetaculares, em termos de efeitos erosivos.

Estes processos mais violentos desencadeiam-se, muitas vezes, na sequência de um episódio pluvioso excepcional, mas, depois, vão continuando a sua lenta marcha de destruição, bastando para tal a manutenção de pequenos caudais. A evolução tende para, gradualmente, retomar o perfil inicial da vertente, anterior à intervenção antrópica.

Contudo, os efeitos erosivos surgidos na sequência da destruição da vegetação pelo incêndio, não se limitam apenas às áreas ardidadas mas, por vezes, afetam extensas áreas agrícolas a jusante, situadas junto dos rios que provêm

de áreas incineradas, como sucedeu na ribeira de Pomares, a jusante do Agroal (L. Lourenço, 1988c).

Deste modo, as consequências erosivas não se limitam a afetar apenas a área ardida, como também não se ficam por uma única atuação, aquela que se desenrola na imediata sequência do incêndio.

Com efeito, passado um período mais ou menos longo, procede-se, normalmente, à rearborização das áreas ardidas, com mobilização superficial do solo, destruindo mais uma vez a vegetação se, entretanto, lhe foi dado tempo para se regenerar. A textura e estrutura do solo voltam a ser alteradas, particularmente ao nível da compactação, e este fica de novo exposto ao embate direto das gotas de água das chuvas. Nestas condições, os materiais arrancados às vertentes são muito superiores aos arrancados na sequência direta do incêndio, como analisaremos a seguir.

Deste modo, os efeitos erosivos provocados pelos incêndios florestais não se limitam apenas à área ardida, nem ao período de tempo que se segue imediatamente ao incêndio, pois tanto se estendem às áreas situadas a jusante, como se alongam por períodos bem para além dos correspondentes à atuação direta do fogo.

### 5.3. Morfogénese e evolução atual das vertentes

*A análise da dinâmica das vertentes [...] permite, de uma maneira directa e eficaz, determinar as áreas de instabilidade potencial e possibilita a avaliação do risco natural, aspecto basilar a ter em conta no planeamento regional e, sobretudo, urbano.*

A. DE BRUM FERREIRA *et al.*, 1987, p. 245

A rapidez da evolução das vertentes xistosas é conhecida (S. Daveau 1977, p. 20) e pode ser brutalmente acelerada com a ajuda do ser humano.

Alguns desses aspetos foram já referidos, a propósito dos efeitos dos incêndios florestais, e não vale a pena retomá-los aqui porque foram suficientemente apresentados (L. Lourenço, 1988a e 1988c).

Na atualidade, os principais processos envolvidos nesta rápida evolução das vertentes xistosas são fundamentalmente três. Dois deles, desabamentos e deslizamentos, são do tipo movimentação em massa, enquanto o terceiro, constituído por ravinamentos, se desenvolve à custa da movimentação individual de partículas (F. Rebelo, 1980b, p. 2).

Um dos aspetos que mais interesse nos despertou, ao analisarmos a evolução atual das vertentes, foi o de saber qual era o significado dos diferentes processos de erosão em presença. Para o efeito, além da análise qualitativa de ravinamentos e deslizamentos, procurámos quantificar algumas das situações geradoras de maior quantidade de erosão com que, frequentemente, deparamos nas Serras de Xisto.

Deste modo, depois de um breve esboço da tipologia dos ravinamentos detetados, passamos à descrição dum deslizamento com graves consequências económico-sociais, centrando-nos, finalmente e com mais detalhe, na análise quantitativa de alguns dos processos morfogenéticos que hoje atuam com mais frequência sobre as vertentes das Serras de Xisto.

### **5.3.1. Ravinamentos**

No que respeita às movimentações individuais, observámos que os ravinamentos se desenvolvem preferencialmente sobre os depósitos de vertente, apresentando dois tipos principais: simples e ramificado.

Os ravinamentos de tipo simples, quando são constituídos por um único canal, denominam-se ravinamentos em linha. Por vezes, encontram-se conjuntos deste tipo, com ravinas próximas umas das outras e paralelas, designando-se, neste caso, por ravinamentos paralelos.

Os ravinamentos do tipo ramificado, a que chamamos ravinamentos em espinha, visto a sua forma fazer lembrar a da espinha de alguns peixes, caracterizam-se por possuírem um canal principal, que coincide com o eixo de simetria, para o qual convergem canais secundários que com ele fazem ângulos de 60-70°, aproximadamente no sentido de montante.

A tipologia dos dois principais tipos de ravinações parece ser determinada pelas características do substrato sobre o qual se desenvolvem, nomeadamente, pela ocorrência ou inexistência de depósitos de vertente.

Assim, quando as vertentes apresentam uma cobertura homogênea de depósitos, predominam os ravinações em linha. Pelo contrário, quando a cobertura é irregular, ficando confinada quase exclusivamente a antigos valeiros, aparecem ravinações em espinha.

Com efeito, estes, para se desenvolverem, necessitam de uma maior espessura de material e, eventualmente, da existência de uma paleotopografia em valeiro.

Além destes tipos de ravinações, que resultam da atuação de processos erosivos naturais, poderemos encontrar outros tipos relacionados com atividades antrópicas e dos quais indicamos os dois que nos parecem ser os mais frequentes.

O primeiro deles desenvolve-se sobre antigos caminhos de pé posto, que deixaram de ser utilizados e onde a água da chuva se concentra, devido à falta de vegetação, pois o mato tem mais dificuldade em colonizá-los.

O segundo tipo relaciona-se com a extração florestal e resulta da exploração, pela água das chuvas, dos sulcos provocados quer pelas rodas dos tratores, quer pelos troncos arrastados ao longo das vertentes. No primeiro destes casos, as ravinas tendem a ser paralelas, embora por vezes acabem por se reunir evoluindo para um barranco incipiente (L. Lourenço, 1991c, fot. 5), enquanto que, no segundo caso, são quase sempre divergentes, com o ponto de origem no local onde se fez a concentração dos troncos.

Contudo, a ação humana que, de modo contínuo, mais interfere na dinâmica das vertentes serranas, é aquela que resulta da abertura de estradas e caminhos florestais.

Com efeito, estas estruturas rodoviárias, ao seguirem um traçado próximo do apresentado pelas curvas de nível são, muitas vezes, perpendiculares ao desenvolvimento das vertentes.

Além disso, por vezes, apresentam declives elevados, pelo que a implantação de estradas leva à criação de rupturas de declive praticamente ao longo de toda

a extensão da vertente, quer através de desaterros, quer por meio de aterros, ou, ainda, pela ação conjugada de ambos.

Ao proceder-se deste modo, altera-se toda a dinâmica do escoamento superficial. Depois, para proteger as estradas da sua ação, abrem-se valetas e aquedutos, os quais conduzem à concentração do escoamento.

Quando, por qualquer razão ficam obstruídos, nomeadamente em situações de pós-incêndio florestal, a erosão hídrica tende a repor o perfil inicial da vertente, como nos foi dado observar em várias estradas dos concelhos de Arganil e Oliveira do Hospital (L. Lourenço, 1988, p. 3 e segs.), Góis e Pampilhosa da Serra, entre outros.

Mas, mesmo quando tal não sucede, os processos erosivos podem ser acelerados, em consequência das modificações que a abertura das estradas e caminhos florestais introduziu no escoamento superficial, nomeadamente das resultantes da sua concentração.

Deste modo, os efeitos erosivos podem fazer-se sentir ao longo das valetas, sobretudo quando o declive das estradas é elevado, como sucede, por exemplo, na que liga Cavaleiros de Cima ao cruzamento da Teixeira.

Neste caso, observa-se a migração da valeta em direção ao eixo da via, ao ponto de se ter erodido toda a berma e mesmo algum asfalto, sobretudo através de trabalho de sapa, o qual é facilitado pelas fraturas que atravessam o xisto e que são exploradas pelos agentes erosivos (fot. 53). Por sua vez, a concentração da água nas valetas acaba normalmente por ser canalizada para aquedutos, instalados com frequência em antigos valeiros, muito dos quais se encontram parcial ou totalmente preenchidos com depósitos de vertente. Nestas circunstâncias, a destruição dos depósitos entra num processo de extrema aceleração conduzindo frequentemente a que a incisão vertical acabe por ameaçar a própria estabilidade da estrada.

Tomando como exemplo outra situação observada na mesma estrada, mas agora entre Cavaleiros e Fajão, verifica-se que, à saída da manilha do aqueduto, o depósito de vertente está profundamente erodido (fot. 54).



Fot. 53 – Pormenor da valeta da entrada Cavaleiros de Cima-Cruzamento da Teixeira. Notar a berma da estrada completamente destruída e o trabalho de sapa sob o asfalto. A migração da valeta em direção ao asfalto é facilitada e condicionada pelas numerosas fraturas e pela fraca resistência do xisto.



Fot. 54 – Aspeto do barranco originado pela concentração das águas de um aqueduto da estrada Cavaleiros-Fajão.

A base do muro de suporte da estrada, que envolve a manilha, assinala o topo da superfície do depósito, na altura da construção da estrada. Além disso, permite, realçar a importância do escavamento vertical que o depósito já sofreu, o mais comum nestas circunstâncias, embora também se registre um trabalho de escavamento lateral, o qual faz com que as ravinas evoluam rapidamente para barrancos com algum significado. Esta instalação de aquedutos sobre depósitos de vertente é muito usual e, como se observa, contribui para a sua rápida destruição.

Apresentados alguns tipos de ravinamentos observados nas Serras de Xisto não foi, contudo, nossa intenção propor uma tipologia, pois tal implicaria uma análise mais aturada e um levantamento exaustivo de todas as situações, tarefa a que não nos dedicámos.

Com efeito, apenas pretendemos analisar algumas das situações, em especial aquelas que resultaram da intervenção humana ou em que esta terá contribuído decisivamente para acelerar a evolução das vertentes.

A ação humana como causa de desabamentos e deslizamentos é conhecida (F. Rebelo, 1981b), mas o seu papel não fica confinado a estes movimentos em massa, pois interfere em muitos outros aspetos, nomeadamente nos que se prendem com o intensificar da erosão das vertentes.

Deste modo, analisaremos em seguida alguns aspetos relacionados com deslizamentos, em particular, com um ocorrido numa vertente do sopé da serra da Lousã.

### **5.3.2. Deslizamentos**

Apesar de não termos conhecimento de nenhuma movimentação em massa recente registada de modo natural no interior das Serras de Xisto, algumas cicatrizes por nós encontradas em depósitos de vertente testemunham a existência de deslizamentos, pelo menos num passado relativamente recente.

Ainda que não possamos precisar com exatidão a data (julgamos que terá ocorrido nos finais da década de 50, ou no início dos anos 60), recordamos um

grande deslizamento registado num depósito de vertente localizado na área de cabeceiras da barroca da Lameira, a jusante do cemitério de Vale da Maceira (Senhora das Preces), em cuja movimentação foram arrastados diversos pinheiros adultos.

Como o “desprendimento de terras” foi acompanhado por chuvas intensas e face ao elevado declive do talvegue, o material deslizante e alguns pinheiros acabaram por ser transportados num fluxo de detritos ao longo da linha de água, tendo chegado ao lugar do Avelar, situado a cerca de um quilómetro a jusante.

Com o passar dos anos e face às características terrosas do material, a cicatriz de arranque ficou muito degradada, mas ainda é possível observar uma forma em fundo de saco. Por ser uma forma invulgar para começo das linhas de água em depósitos de vertente provenientes de xisto, mereceu-nos esta breve referência, uma vez que a esta distância temporal é impossível determinar com exatidão as circunstâncias hidrometeorológicas que acompanharam este deslizamento.

No entanto, estamos convictos de que, em termos de modelo, se aproxima do descrito para as cabeceiras da ravina de Vivario (Córsega), a montante da estrada D69 (G. Mayeur, 1988), apesar de no caso por nós mencionado não ter ocorrido nenhuma catástrofe, como aconteceu na Córsega. Tal só não sucedeu por não existirem casas nas imediações da área afetada e porque o lugar do Avelar está situado a uma distância suficientemente elevada, capaz de permitir a atenuação dos efeitos da ação conjugada do deslizamento com a enxurrada.

Embora fora das Serras de Xisto, acompanhámos recentemente uma situação semelhante às apresentadas, registada nas imediações de Manteigas (L. Lourenço, 1994c), cujo deslizamento também resultou de precipitações intensas. Neste caso, há a acrescentar a anterior destruição da vegetação pelo fogo.

### **5.3.2.1. *O complexo deslizamento da Lousã (1989)***

Uma outra situação, ocorrida na área em estudo e associada à ação humana, merece, sem dúvida, uma análise mais detalhada.

O *Diário de Coimbra* do dia 22 de Dezembro de 1989 abria a sua primeira página com o seguinte título: “Coimbra também afectada. Mau tempo causa inundações e desabamentos” e, nas páginas 6 e 7, relatava vários desabamentos, todos eles associados a intervenções humanas. Um caso concreto da parte oriental da cidade mereceu mesmo uma análise detalhada (N. Ganho, L. Lourenço e F. Rebelo, 1992).

Certamente que o autor ao escrever “Coimbra também afectada” estaria longe de imaginar que bem perto tinham ocorrido outras situações muito mais dramáticas do que as relatadas. Com efeito, só no dia 29 de Dezembro é que também em notícia de primeira página, o mesmo diário nos dá conta de que “a terra deslizou numa encosta da Lousã. Duas casas ameaçam ruir e uma estrada está cortada”.

Com este título sugestivo e uma fotografia que mostra a empena rachada de uma das casas, prendia a atenção do leitor e, através de uma breve comentário, remetia-o para a notícia mais desenvolvida, na página 6, onde se apontavam as causas prováveis do “deslize de terras” e se dava conta dos prejuízos, alguns dos quais também eram ilustrados através de cinco fotografias. Breve referência veio mais tarde a ser feita também por F. Rebelo (1991, p. 363), ao considerar o risco de movimentos de massa.

Por se tratar de um problema de evolução atual de vertentes, desde logo motivou a nossa atenção e, mais ainda, por se situar dentro da nossa área de estudo, pelo que decidimos acompanhar os acontecimentos que se seguiram ao grande escorregamento de terras.

Não temos dúvidas de que se tratou de um deslizamento, porquanto afetou uma vertente constituída por um material com características mais ou menos homogéneas, contendo um elevado teor de argilas e no qual a água desempenhou um papel preparatório de impregnação e desestruturação (Campy e Macaire, 1989, p. 98), o qual pode ser considerado do tipo rotacional, porque o deslocamento do material efetuou-se ao longo de uma superfície curva.

Quanto às causas que o originaram foram apresentados diversos motivos, tanto mais que, genericamente, podem considerar-se diversas situações susceptíveis de dar início ao processo: contributo brusco de água, resultante diretamente da chuva ou proveniente de escoamento lateral ou subterrâneo, trabalho de

sapa na base da vertente, sobrecarga na cabeça<sup>134</sup>, estremecimento... (Campy e Macaire, 1989, p. 98).

No pormenor, começemos por analisar a sucessão dos acontecimentos, na tentativa de discernir as eventuais causas que o originaram. Assim, os movimentos que provocaram o deslizamento tiveram o seu início durante a noite de 21 para 22 de Dezembro de 1989, o qual abrangeu uma área com cerca de 5400 m<sup>2</sup> (90 x 60m).

No entanto, embora sem efeitos visíveis, esses movimentos já se vinham a fazer sentir havia algum tempo, pois, como refere Rui Furtado (1990, p. 2), vai para três anos tinham-se encontrado dificuldades na retirada da tampa de uma caixa de esgotos situada na garagem da casa superior, a qual foi difícil de repor sem a restauração daquela, o que evidencia a forte compressão a que estavam sujeitas as suas paredes<sup>135</sup>. Nessa mesma casa foram ouvidos ruídos na construção na noite de 20 para 21 de Dezembro, obviamente resultantes das fortes compressões e trações a que a estrutura estava sendo sujeita em consequência dos movimentos, ainda não perceptíveis, do solo.

Com efeito, nas sucessivas visitas que fizemos após termos sido alertados pela leitura do Diário de Coimbra e, embora mais espaçadamente, ainda continuamos a efetuar ao local, pudemos observar como as paredes e demais estruturas das duas casas situadas na área central do deslizamento foram rachando progressivamente (fot. 55) e o solo foi abrindo fissuras, em consequência da

---

<sup>134</sup> A. Millies-Lacroix (1981), citado por Campy e Macaire (1989, p. 98) subdivide o deslizamento em: (i) cabeça, parte superior falhada, porventura com blocos abatidos e levantados; (ii) corpo, deprimido; (iii) pé, sobrelevado; e (iv) frente, estendida.

<sup>135</sup> Foi-nos dito que nesta mesma vertente, há cerca de 60 anos, existiu um “forte escorregamento de terras”. Tentámos procurar a sua confirmação nos periódicos então publicados, mas os poucos exemplares existentes, tanto na Biblioteca Geral da Universidade, como na Biblioteca Municipal de Coimbra, não lhes fazem qualquer referência, eventualmente por não coincidência da data destes com a ocorrência do fenómeno. No entanto, no reconhecimento pormenorizado que efetuámos no local, tivemos oportunidade de observar na área situada a NE do deslizamento, uma antiga cicatriz de arranque dum outro pequeno deslizamento, na qual era visível uma pequena abertura recente, certamente relacionada com os rearranjos provocados pela nova geometria da vertente. Esta antiga cicatriz é uma prova inequívoca da instabilidade da vertente, a qual aumentou por intervenção antrópica, quer resultante da construção da Estrada Nacional n.º 236, quer devido à instalação de moradias.



Fot. 55 – Casa situada na parte central do deslizamento.  
Pormenor das fendas abertas na parede do lado SW.

sua movimentação ao longo da vertente, bom como o abaulamento e rotura do muro e das paredes de suporte da estrada situada na base do talude, junto ao qual estava prevista a construção de um conjunto de vivendas (fot. 56).

Face a estes acontecimentos, desde logo procurámos encontrar a sua justificação. Para o efeito, decidimos começar por averiguar a natureza dos materiais litológicos comprometidos, bem como as condições hidrometeorológicas que acompanharam o desenrolar do deslizamento.

As características geológicas deste tipo de depósitos de vertente são conhecidas (S. Daveau, 1976, p. 99), sendo fundamentalmente constituídos por uma série inferior, formada por grés de cor esbranquiçada (grés do Buçaco) e uma série superior, formada essencialmente por material argiloso, de cor castanho-avermelhada, alternando ou passando lateralmente a argilas cinzentas. Dispersos nesta matriz argilosa, ocorrem pequenos fragmentos subangulosos de xisto e, raramente, pequenas bolsas gresosas sem continuidade.

As sondagens efetuadas pela Sopecate (1990, p. 7) permitiram determinar a espessura desta série que, em termos médios é da ordem de 12 m, mas chega a atingir 18 m na área das sondagens S5 e S6, efetuadas na base do deslizamento.

Por sua vez, em termos geotécnicos, foi possível subdividir esta série superior em duas zonas, denominadas zonas geotécnicas 3 e 2, uma vez que a zona geotécnica 1 se fez corresponder à série inferior (Sopecate, 1990, p. 9).

Deste modo, a zona geotécnica 3, mais superficial, inclui os terrenos de cobertura constituídos pela terra vegetal e o topo das formações argilosas da série superior, apresentando as seguintes características:

- velocidade das ondas sísmicas longitudinais  $V_L$  – 500-700 m/s;
- ensaio SPT (N)<sup>136</sup> – <25.

---

<sup>136</sup> Os ensaios de penetração dinâmica (SPT) consistem na cravação de uma ponteira normalizada, ligada a um amostrador especial, por pancadas dadas por um pilão com peso e altura de queda normalizadas. O ensaio compreende duas fases, uma primeira para a penetração de 15 cm e a segunda para uma penetração de mais de 30 cm, anotando-se em cada uma o número de pancadas necessárias à cravação. O ensaio considera-se concluído quando se atinge a penetração desejada ou o número de pancadas na 2.ª fase alcança as 60, registando-se então a penetração conseguida (Sopecate, 1990, p. 5).

A zona geotécnica 2, compreende as restantes formações argilosas da série superior que apresentam características resistentes superiores:

- velocidade das ondas sísmicas longitudinais  $V_L$  – 1000-1800m/s;
- ensaios SPT (N) – 30-60.

A zona geotécnica 1, corresponde aos grés esbranquiçados, os chamados “grés do Buçaco”, apresenta as características resistentes mais elevadas:

- velocidade das ondas sísmicas longitudinais  $V_L$  – 1800-2300m/s;
- ensaios SPT (N) – >60.



Fot. 56 – Roturas no muro de suporte da estrada da base do talude e detalhe do ponto de inflexão.

Estas sondagens, além de precisarem as características litológicas do depósito, permitiram conhecer o posicionamento do nível freático que, como veremos, terá desempenhado papel preponderante no desencadear do deslizamento.

Mas, antes disso, vejamos as condições hidrometeorológicas que acompanharam o deslizamento e contribuíram para a constituição da toalha freática.

A análise comparativa dos valores da precipitação diária registada na Lousã e nas suas proximidades<sup>137</sup>, no início do ano hidrológico de 1989/90, mostra que o primeiro trimestre foi bastante pluvioso, com a chuva a distribuir-se regularmente ao longo do período outonal, especialmente nos meses de Novembro e Dezembro (fig. 94). Em termos médios, Coimbra registou neste trimestre mais 212,8 mm do que o valor normal 1951-80 em igual período de tempo. Individualmente, também cada um desses meses registou mais precipitação do que a normal no período 1951-80. Assim, o mês de Outubro registou mais 4,3 mm; Novembro, mais 91,4 mm; e Dezembro, mais 117,1 mm.

Deste modo, quando em 21 de Dezembro, na véspera do deslizamento, ocorreu o valor máximo da precipitação, 69,8 mm em Coimbra; 66,1 na Lousã e 84,0 na Louçainha, as reservas hídricas subterrâneas, que já deveriam estar quase completamente preenchidas face à precipitação anterior, devem ter atingido ou ficado muito próximas da saturação, o que não só veio aumentar a pressão que o depósito exercia na base da vertente, mas também permitiu impregnar de água as argilas, as quais terão constituído a camada deslizante que possibilitou o deslizamento. Estas circunstâncias deverão ter sido a razão próxima que originou o deslizamento. Mas dizemos razão próxima porque, foi muita coincidência ter ficado limitado apenas à área onde tinha sido efetuado um desaterro.

A não se ter dado essa movimentação de terras, efetuada pelo homem na base da vertente, e, conseqüentemente, a descompressão que acarretou, será legítimo questionar se o deslizamento teria ocorrido? E, a ter-se verificado, certamente apresentaria características muito diferentes e, eventualmente, conseqüências bem menos nefastas.

---

<sup>137</sup> Escolhemos Coimbra (Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra), embora situada mais no litoral, por dispor de um registo mais minucioso e facilmente acessível, que pode ser usado para termo de comparação. Seleccionámos ainda Louçainha e Coentral Grande, por serem dois postos situados na Serra da Lousã, onde as precipitações são normalmente superiores às verificadas na Lousã.

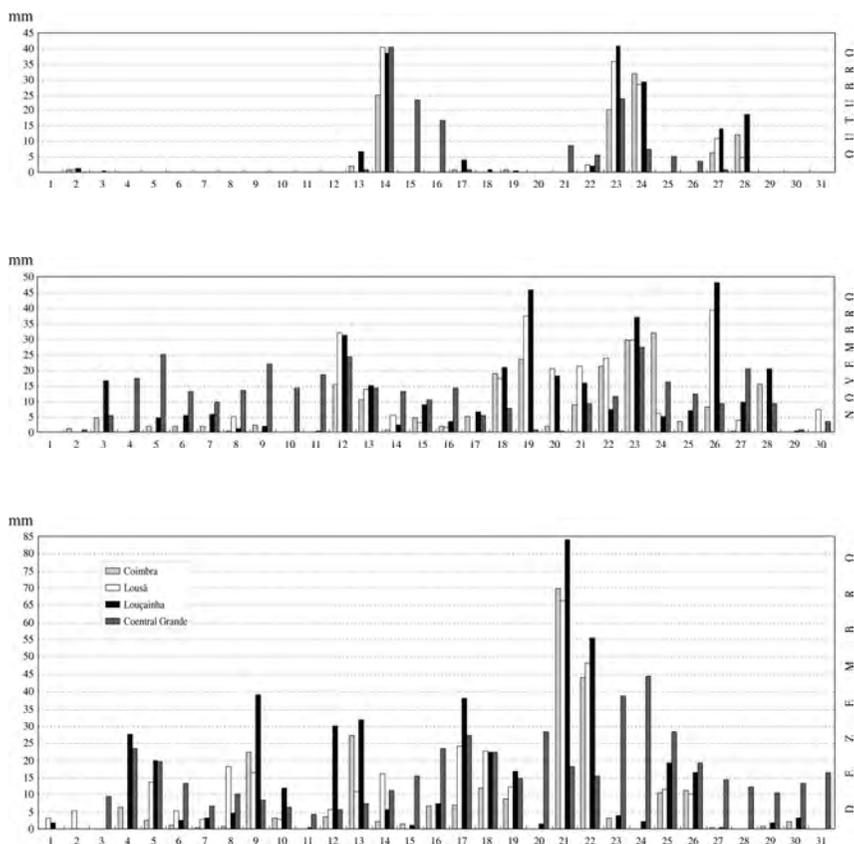


Fig. 94 – Distribuição da precipitação diária nos meses de Outubro a Dezembro.

Com efeito, uma rápida análise aos valores da precipitação máxima registada na Lousã apresenta-nos 14 anos, ou seja cerca de 30% dos considerados, com valores superiores a 66,1 mm, o registado no dia 21 de Dezembro de 1989. O valor máximo absoluto, 119 mm, foi registado em 29 de Setembro de 1936 e quase duplica o valor do máximo do que terá originado o deslizamento<sup>138</sup>,

<sup>138</sup> À mesma conclusão chegou J. Gomes, quando procedeu à análise comparativa da importância da precipitação para o conhecimento da dinâmica hidrológica das movimentações de terreno em quatro casos concretos, tendo concluído que o caso da Lousã parece ter ocorrido na dependência de forte conjugação de “Precipitação Bastante Intensa” e uma acumulação de precipitação “Muito acima do normal para a época” (1994, p. 97).

sendo ligeiramente inferior a 132,2 mm, valor estimado para um período de retorno de 100 anos (J. M. Rocha Faria *et al.* 1980, p. 59).

Ora, se apenas fosse a quantidade de precipitação a desencadear o fenómeno, certamente muitos deslizamentos teriam ocorrido antes deste. É óbvio que, mais do que o quantitativo total, no caso em análise interessa a intensidade e, sobretudo, a precipitação antecedente, motivo porque antes lhe fizemos referência.

Como grande parte da água da chuva correspondente a esta precipitação antecedente se terá infiltrado, ela contribuiu também, sem dúvida, para o desencadear do processo.

À data da realização das sondagens, efetuadas entre 17 de Janeiro e 20 de Março de 1990, ou seja, depois da ocorrência do deslizamento, o nível freático, quando detetado, encontrava-se cerca de 5 m abaixo da superfície topográfica, à exceção da área das sondagens S5 e S6, localizadas na base do talude, onde se encontrava a cerca de 10 m de profundidade (fig. 95).

No entanto, quer devido à diminuição da intensidade da chuva, durante o período que antecedeu a realização das sondagens, quer devido a algumas obras de drenagem entretanto realizadas, é de admitir que na altura do deslizamento o nível freático se situasse mais próximo da superfície.

Por outro lado, verificou-se que se trata de um nível freático suspenso no material argiloso que constitui a série superior, porque, nesta série, ele estabiliza às profundidades antes indicadas, mas desaparece logo depois das sondagens penetrarem no material gresoso, permeável, da série inferior (Sopecate, 1990, p. 8).

Embora reconhecendo que as condições geotécnicas encontradas foram diferentes daquelas que deram origem ao deslizamento, com especial incidência na posição do nível freático, face aos resultados dos trabalhos efetuados, os técnicos chegaram, entre outras, às seguintes conclusões:

- a zona instabilizada tem a forma de concha, com espessura máxima no centro, que atinge cerca de 13 m, diminuindo quer transversal, quer longitudinalmente;

- os terrenos escorregados localizam-se essencialmente na zona Geotécnica 3, não a abrangendo, no entanto, na sua totalidade e podendo ainda interessar a parte superficial da zona Geotécnica 2;
- os fatores que contribuíram decisivamente para o movimento de terras verificado, terão sido as fortes precipitações verificadas, superiores a 70 mm diários, agravadas pela descompressão provocada pelo alívio de terras na base do talude (Sopecate, 1990, p. 10).

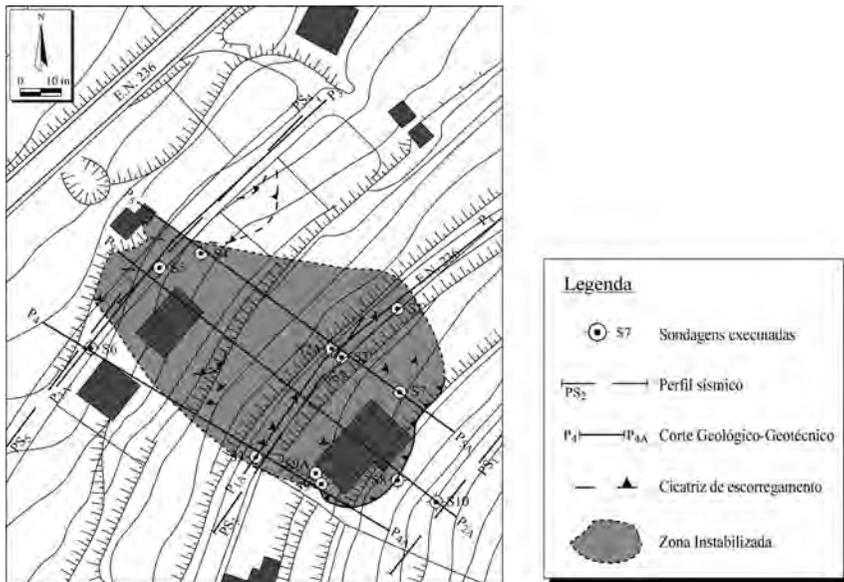


Fig. 95 – Planta de localização do deslizamento Lagartixa-Alfocheira.

Depois desta análise minuciosa e das conclusões retiradas poderá parecer que o assunto está encerrado e nada mais haverá a acrescentar. Contudo, pensamos que é possível precisar melhor o terceiro aspeto das conclusões.

Com efeito, tanto o material que constitui o depósito de vertente é do mesmo tipo, quer para NE quer para SW, ou seja, segundo a direção geral da vertente NW da Serra da Lousã, como as precipitações também terão sido semelhantes, pelo que, quanto a nós, a justificação estará sim na descompressão provocada pelo alívio de terras na base do talude, uma vez que o deslizamento não afeta

todo o depósito nem sequer uma parte significativa dele, antes ficou confinado à área onde se procedeu ao desaterro.

A própria construção das casas situadas na área onde ocorreu o deslizamento constitui mais um elemento destabilizador, numa vertente já de si instável. Por um lado, os desaterros e aterros inerentes às construções modificaram localmente o perfil da vertente, obrigando a reajustes das cargas. As edificações em si vieram acrescentar uma sobrecarga que pode ser importante, atendendo a que se trata de uma vertente instável e, por último, originaram a impermeabilização local do solo, o que vai alterar a circulação superficial e subterrânea, constituindo, por conseguinte, novo fator de desequilíbrio, tanto mais que as variações laterais de fácies são muito frequentes no interior do depósito.

Além disso, a trepidação provocada pelos veículos pesados que circulavam na Estrada Nacional n.º 236 poderá também ter contribuído para a desestabilização da vertente.

O fecho de umas minas de água existentes na base da vertente foi também indicado como causa provável, na origem do deslizamento. Terá sido mais um fator a conjugar-se favoravelmente, pois um retardamento na saída da água permite a elevação do nível freático, a qual, por sua vez, transmite um progressivo aumento de instabilidade à vertente. Contudo, as minas foram construídas pelo homem, pelo que, antes da sua existência, a vertente expulsaria naturalmente a água em excesso, pelo que este aspeto não nos parece dos mais relevantes. O seu maior interesse poderá residir no fato de ser mais um fator estranho, artificial, de origem antrópica.

Quanto a nós, o principal fator decorre da descompressão provocada pela retirada de terras na base da vertente. Desde logo, alterando-se o perfil de equilíbrio dinâmico, era suposto admitir que essa dinâmica entraria em movimento de modo a criar novo perfil de equilíbrio. Naturalmente que se não tivesse chovido abundantemente, o processo levaria mais algum tempo, como também poderia ser retardado ou até travado se o muro de suporte de terras tivesse sido dimensionado e construído para suportar as pressões exercidas pelo peso da vertente, o que não se verificou.

Não nos restam dúvidas de que foi a movimentação de terras efetuada na base da vertente que desencadeou o processo, porque, por um lado, ele ficou limitado à área do desaterro e, por outra parte, precipitações iguais ou superiores às registadas no dia 21 de Dezembro de 1989, já tinham ocorrido anteriormente, por diversas vezes, sem que se tivessem registado deslizamentos. Com isto não pretendemos afirmar que as precipitações não foram a causa próxima do desencadear do fenómeno. É óbvio que se não tivesse chovido abundantemente, as águas não se teriam infiltrado, o nível freático suspenso não seria tão importante — ele terá sido o responsável direto — e, por conseguinte, exerceria menor carga sobre a vertente, logo não teria ocorrido o deslizamento.

Mas também é lícito perguntar: se não tivesse havido a movimentação de terras na base do talude, ter-se-ia dado o deslizamento? Estamos convictos de que não, pois caso contrário ele ter-se-ia generalizado a toda a secção da vertente com características semelhantes.

Admitindo que situações locais específicas, facilitadas até pela intervenção humana na vertente, através da edificação das moradias, poderiam desencadear o processo, ele teria sido de importância bem menos significativa, quer se não tivesse existido a tal movimentação de terras na base da vertente, quer se tivesse sido edificado um muro capaz de suportar as pressões nele exercidas.

Por outro lado, se não tivesse afetado duas casas (a superior acabou por se desmoronar completamente e a inferior para lá caminha), bem como a estrada nacional n.º 236, cujo trânsito teve que ser desviado durante vários meses, o caso não teria merecido um estudo tão exaustivo. Apesar disso, as soluções nele preconizadas para estabilizar a vertente não foram aplicadas provavelmente devido aos seus elevados custos, pelo que a vertente continua sujeita a movimentações locais.

Os perfis detalhados, transversais ao deslizamento, levantados ao longo da estrada n.º 236, tanto pelo GAT da Lousã como pela Sopecate, mostram desníveis em escadaria (fig. 96 – P1) o que certamente se deverá a imprecisão do desenho. Na verdade, o que observámos no local foi o abatimento do compartimento central que deslizou, relativamente aos laterais (fot. 57), aliás, o que também nos parece mais lógico. Na altura, medimos um abatimento da ordem

de 30 cm, do lado NE, enquanto do lado SW, o abatimento terá sido de apenas cerca de metade, na ordem de 14 cm.

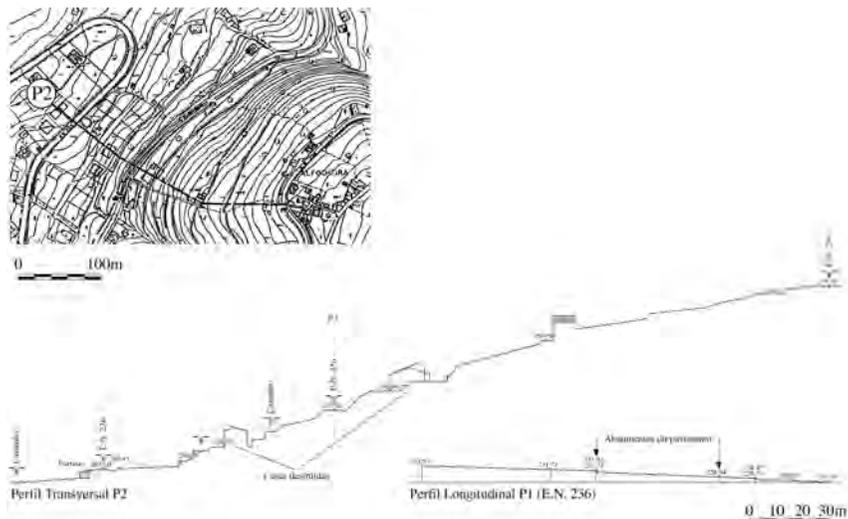


Fig. 96 – Corte resumo do deslizamento da Lagartixa-Alfocheira.

O abatimento do compartimento deslizante, bem testemunhado pela existência da estrada, ajuda a melhor precisar as características deste deslizamento que, em termos de forma, se afasta um pouco do modelo teórico proposto por Millies-Lacroix (Campy e Macaire, 1989, p. 89). Com efeito, ele é diferente tanto a nível da “cabeça”, onde as cicatrizes pouco vão além de incipientes, como sobretudo no “pé”, onde não é visível a inchação característica, a qual em parte poderá ter sido amortecida pela existência de roturas de declive ao longo da vertente, correspondentes aos taludes da estrada. Deste modo, este deslizamento acaba por testemunhar a movimentação duma vertente, embora sem a espectacularidade que acompanha os grandes deslizamentos. Não fora a destruição das duas moradias e, certamente, pelas suas dimensões, não teria história, como tantos outros ocorridos nas Serras de Xisto.

Antes de concluir, gostaríamos ainda de referir que o posicionamento das superfícies de deslizamento n.ºs 1 e 2, assinaladas pela Sopecate (fig. 97) nos

A



B



Fot. 57 – Pormenor dos abatimentos da Estrada Nacional 236. A – Lado NE;  
B – Lado SW.

sugerem também um contributo de natureza estrutural, em função da paleotopografia da zona geotécnica 1. Com efeito, elas iniciam-se, em especial a 1, no prolongamento das curvaturas dessas paleotopografias, sendo ambas coincidentes com as duas roturas de declive existentes nessa antiga superfície topográfica.

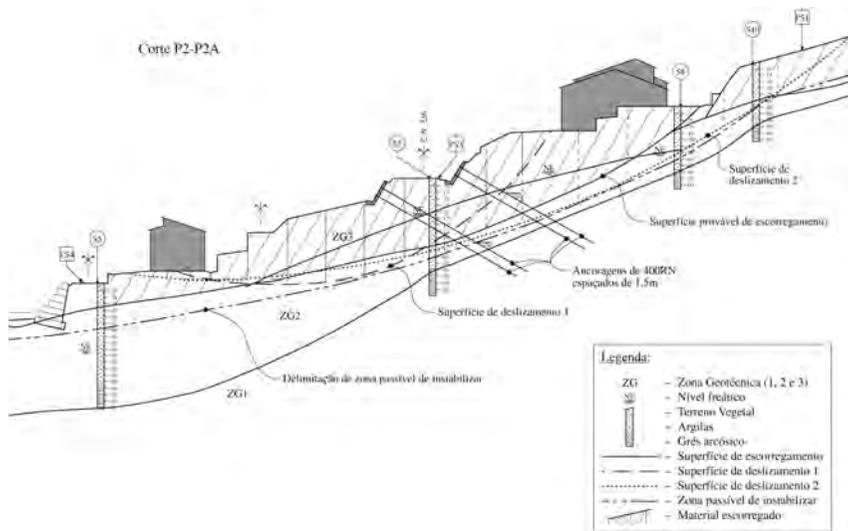


Fig. 97 – Perfil com individualização das três zonas geotécnicas e da superfície de escorregamento.

Deste modo, pensamos ter ficado demonstrado que as características deste deslizamento terão resultado da conjugação de uma série de fatores, tais como a paleotopografia, os materiais litológicos comprometidos, os elevados quantitativos de precipitação e a intervenção antrópica.

### 5.3.3. Atuação dos processos morfogenéticos em meio florestal

Se bem que a evolução atual das vertentes se faça através da atuação conjunta de diversos processos morfogenéticos, não é nossa intenção quantificar em que medida cada um deles contribui para essa evolução.

Ainda que, localmente, se tenham observado efeitos da meteorização das rochas, a sua quantificação tornou-se muito difícil. Para o efeito, numa antiga pedreira, cuja exploração de xisto tinha sido interrompida havia já alguns anos, tentámos comprovar não só a existência de eventuais desmoronamentos de pedaços de rocha, da parede correspondente à frente de exploração, resultantes

da sua meteorização, mas também à movimentação da escombreira resultante dessa antiga exploração de pedra.

Começamos por isolar a área-amostra, através da construção de uma vedação com rede metálica, destinada sobretudo a impedir a entrada a animais que, com o seu peso, pudessem fazer movimentar a escombreira de gravidade.

Depois, pintámos com tinta plástica, de cor branca, toda a parede rochosa, para facilmente se identificarem os pedaços que viessem a soltar-se, quer na parede, devido à ausência de branco, quer no chão, onde a sua coloração os permitia distinguir dos pré-existentes.

Por este processo pareceu-nos que seria fácil medir, pesar,... quantificar a importância dos eventuais desmoronamentos.

Para medir a movimentação da escombreira definimos uma série de 4 cortes transversais, paralelos e distanciados cerca de três metros, ao longo dos quais seriam efetuadas as medições.

Estes cortes estavam assinalados por duas estacas metálicas espetadas no solo, colocadas nos respetivos extremos. Além de balizarem os cortes, serviam de suporte a um cordel que, depois de esticado, permitiria medir eventuais deslocamentos de calhaus, a partir desta linha de referência.

Para que tal fosse exequível, quando, pela primeira vez, se definiram os transectos, pintaram-se no chão com tinta em spray, para evitar a deslocação dos calhaus, quatro linhas de cores diferentes, cada uma delas correspondendo também a um corte diferente. Deste modo, se viesse a verificar-se movimentação dos calhaus pintados, apenas haveria que medir a distância entre estes e o cordel que constituía a linha de referência.

Estas metodologias, tanto a usada na parede rochosa, como a utilizada na escombreira, foram adaptadas dos trabalhos realizados na área montanhosa de Montserrat (M. Sala e E. Anderson, 1984, p. 177)

Os resultados obtidos não compensaram o esforço despendido, sobretudo porque não pudemos acompanhar com a precisão desejada, o desenrolar da atuação dos processos erosivos.

Com efeito, embora se tenham despreendido alguns fragmentos de rocha e a escombreira se tenha movimentado superficialmente, acabámos por não

poder fazer a sua quantificação e, por conseguinte, o objetivo deste estudo não foi conseguido.

Contudo, decidimos mencioná-lo porque, embora não tenhamos alcançado os objetivos de pormenor que nos propúnhamos obter, ele serviu para confirmar a indubitável meteorização das rochas no clima atual, bem como a movimentação da escombreira. No entanto, faltou-nos averiguar um aspeto importante, que consiste em saber quanto e em que condições ocorre.

Para tal, era necessário ter efetuado um acompanhamento sistemático das condições de evolução desta vertente, o que não foi possível. Apesar destes condicionalismos, o estudo serviu para testar com certo êxito uma metodologia pouco divulgada entre nós.

No entanto, em termos de quantificação, alguns dos processos ligados à erosão hídrica, pela sua maior importância e eficácia na área, mereceram-nos particular atenção, tendo-se procedido à análise sistemática de algumas situações de erosão do solo, resultantes de incêndios florestais, através da respetiva quantificação em parcelas experimentais.

#### *5.3.3.1. Instalação de parcelas experimentais para avaliação da erosão do solo*

Tendo notado que, atualmente, a evolução das vertentes das Serras de Xisto se faz sobretudo a expensas da erosão hídrica do solo, quer em situações decorrentes de intervenção antrópica, quer em resultado da destruição da vegetação pelos incêndios florestais, decidimos quantificar o seu valor em algumas dessas circunstâncias.

Para o efeito, considerámos quatro situações-tipo:

- 1 – *parcelas de controlo*, situadas sob diferentes tipos de coberto vegetal;
- 2 – *aceiros*, ou seja, solo nu, despido de vegetação, com exposição aos quatro quadrantes;
- 3 – *áreas recentemente queimadas*;

4 – solos acabados de preparar para rearborização, nos quais foram utilizados diferentes processos de mobilização superficial.

As quatro situações-tipo foram, portanto, subdivididas em várias outras, tendo-se analisado, no total, treze casos concretos (QUADRO IX).

QUADRO IX – Identificação das parcelas experimentais usadas para quantificar a erosão do solo

Tipo	Sub-tipo	Denominação	Localização	Altitude (m)	Declive (%)	Desnível (m)	Exposição
Sob Coberto Vegetal	Castanheiro	GAHC	Hortas	685	32,6	1,63	NW
	Pinheiro	GAHP	Hortas	685	26,2	1,31	NW
	Mato	GACM	Coentral	850	31,8	1,59	W
Solo Nu	Norte	GAEN	Estoril	850	40,4	2,02	N
		GFEN	Estoril	850	41,6	2,08	N
	Este	GACE	Coentral	850	31,5	1,58	W
	Sul	GACS	Coentral	850	53,4	2,67	S
	Oeste	GACO	Coentral	850	45,2	2,26	E
Áreas Queimadas	> declive (W)	GAMO	Malhadas	835	38,6	1,05	SE
	< declive (E)	GAMÉ	Malhadas	835	30,6	1,53	SE
Mobilização Superficial do Solo	Limpeza com lâmina	GAGL	Gondramaz	780	50,8	2,54	NW
	idem, mais ripagem	GAGR	Gondramaz	780	44,8	2,24	NW
	gradagem	GAGG	Gondramaz	790	46,0	2,30	NW

### 5.3.3.1.1. Identificação e localização

A identificação de cada uma das parcelas faz-se por meio de uma sigla constituída por quatro letras.

A primeira delas, corresponde à inicial do tipo de coletor usado. Neste caso, é sempre G, de Gerlach, pois não foi possível manter operacionais os coletores de tipo Kwaad que instalámos (L. Lourenço e R. Monteiro, 1989, p. 26-7), devido a uma série de problemas que se sucederam em resultado do seu grande volume.

A segunda, A ou F, refere o modo como o topo da parcela se encontra, aberto ou fechado e a terceira, corresponde à área de localização. A última, indica o subtipo de parcela.

Assim, além das parcelas de controlo, instaladas sob coberto vegetal das espécies mais características da área serrana, pinheiros (GAHP), castanheiros (GAHC) e mato (GACM), procedeu-se à colocação de parcelas também em aceiros, ou seja, em áreas completamente desprovidas de vegetação, uma vez que antes se procedera à sua limpeza.

Nestas circunstâncias instalaram-se cinco parcelas, visando dois objetivos fundamentais. O primeiro deles era o de avaliar a importância da exposição das vertentes para a erosão do solo. Com essa finalidade, quatro dessas parcelas expuseram-se, respetivamente, a Norte (GAEN), Oeste (GACE), Sul (GACS) e Este (GACO)<sup>139</sup>. Situadas sensivelmente à mesma cota e em materiais litológicos semelhantes (fig. 98), diferem sobretudo em termos de declive, situação que se revelou mais difícil de igualizar e que certamente contribuiu para acentuar algumas das diferenças que viemos a detetar entre elas.

Na vertente voltada a Norte, preparou-se outra parcela, cujo topo se fechou (GFEN), para se poder averiguar, comparativamente, a importância da erosão numa área completamente fechada e numa outra parcela com área igual, mas inserida na dinâmica da vertente, por o topo se encontrar aberto.

A instalação de parcelas em áreas percorridas pelo incêndio foi a mais difícil, pois, o ano em que procedemos à sua montagem (1988), foi um dos anos em que se registou menor área ardida, pelo que as duas parcelas (GAME e GAMO) foram construídas no mesmo local, apresentando uma ligeira diferença de declive (8%).

Por último, pretendíamos saber até que ponto diferiam os valores da erosão do solo, produzidos por diferentes tipos de mobilização superficial, tendo-se considerado três deles: limpeza com lâmina (GAGL), limpeza com lâmina seguida de ripagem (GAGR) e gradagem<sup>140</sup> (GAGG).

---

<sup>139</sup> Por estarem localizadas num vale, a parcela situada a Oeste da linha de água (GACO) estava exposta a Nascente (Este), enquanto que a parcela situada a Este (GACE) estava exposta a poente (Oeste).

<sup>140</sup> *Limpeza com lâmina* – operação que consiste na remoção da vegetação e da camada superficial do solo, as quais são arrancadas e transportadas pela lâmina do *bulldozer*. *Limpeza com lâmina seguida de ripagem* – intervenção semelhante à anterior, mas completada pela passagem do *ripper*, a qual deixa aos sulcos paralelos, segundo as curvas de nível, a superfície que antes tinha

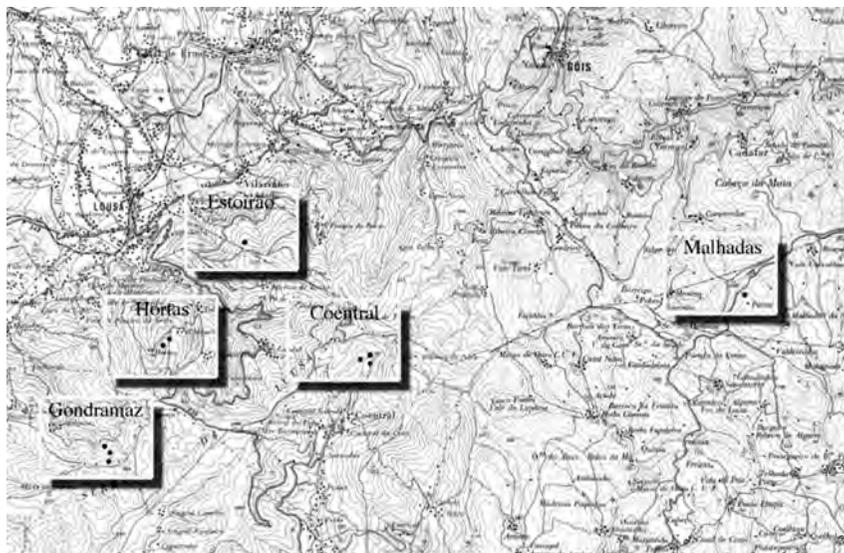


Fig. 98 – Localização das parcelas experimentais.

### 5.3.3.1.2. Composição das parcelas experimentais

A constituição das componentes a integrar em cada uma das parcelas foi definida após visita a alguns campos experimentais para quantificação dos processos erosivos<sup>141</sup>, e depois de analisados diversos trabalhos sobre o assunto (M. Sala, 1982 e 1984; F. Diaz-Fierros *et al.*, 1982 e 1984; J. Arnáez-Vadillo *et al.*, 1984; C. F. Francis *et al.*, 1986; F. Lopez-Bermudez *et al.*, 1986; A. Imeson

---

sido alisada pela lâmina. *Gradagem* – operação de trituração da vegetação rasteira, efetuada em simultâneo com a lavoura do solo, através de uma grade de discos atrelada ao *bulldozer*.

<sup>141</sup> Indicam-se os principais campos visitados, bem como as Universidades a que estavam associados: na Bélgica – Brabant, Universidade de Lovaina; na Espanha – Serras de Montserrat e Montseny (Castanya e Santa Fé), Univ. de Barcelona; Serras Grossa e de Espadán, Universidade de Valencia; Bacia hidrográfica de “La Mula”, Universidade de Murcia; Bacia hidrográfica de “O Castrove”, Dep. Florestal de Lourizán, Pontevedra; na Holanda – Dunas Costeiras, Universidade de Amsterdão; Sul do Limburgo – Wijnandsrade e Randsdalerveld, Univ. de Amsterdão; Catsop, Universidade de Utreque; Haspengouw, Universidade de Lovaina; no Luxemburgo – Gutland, Universidade de Amsterdão.

*et al.*, 1988 e M. Sala *et al.*, 1988, etc.), definimos as características da parcela experimental (L. Lourenço e R. Monteiro, 1989a).

Basicamente, cada parcela era constituída por um retângulo com 375 m<sup>2</sup>, ou seja, com 25 x 15 m de lado, cujos limites eram fixados através de uma vedação com postes de madeira e rede metálica de 80 cm de altura, destinada a impedir a entrada de animais que pudessem danificar os equipamentos nela instalados<sup>142</sup>.

Cada parcela experimental tipo, *lato sensu*, engloba a parcela experimental propriamente dita, *stricto sensu*, e um posto meteorológico muito simplificado (fig. 99).

A parcela experimental propriamente dita, onde se procedia à colheita do material erosionado, media 2,5 m<sup>2</sup> de superfície, ou seja, 5 metros de comprimento por 50 cm de largura. Os lados correspondentes ao comprimento estavam delimitados por tiras de plástico, com cerca de 12 cm de altura. Os lados de menor dimensão não possuíam tiras de plástico, excepto no topo da parcela fechada (GFEN), pois os topos encontravam-se abertos e na base de cada uma delas estava instalado um coletor de tipo Gerlach (1967, citado por M. Sala, 1982, p. 40), modificado com a finalidade de recolher tanto o material sólido deslocado, como a água escoada superficialmente no interior da parcela.

O coletor é constituído essencialmente por dois reservatórios: a caixa coletora, que armazena o material sólido mais pesado, e o reservatório de água, onde se deposita o material transportado em solução. A ligação entre estes dois componentes é feita por meio de tubos de plástico flexível, com cerca de uma polegada de diâmetro.

A caixa coletora é formada por uma caleira de plástico, de secção semi-circular, com 0,5 m de comprimento. As extremidades encontram-se tapadas com topos do mesmo tipo de material, nos quais foi aberto um orifício onde

---

<sup>142</sup> No Estoirão o efeito, pelo menos numa ocasião, deverá ter sido precisamente o contrário. A vedação deve ter constituído um óptimo redil para guardar durante algum tempo um rebanho, tal foi a quantidade de pegadas e de excrementos encontrados no interior da parcela.

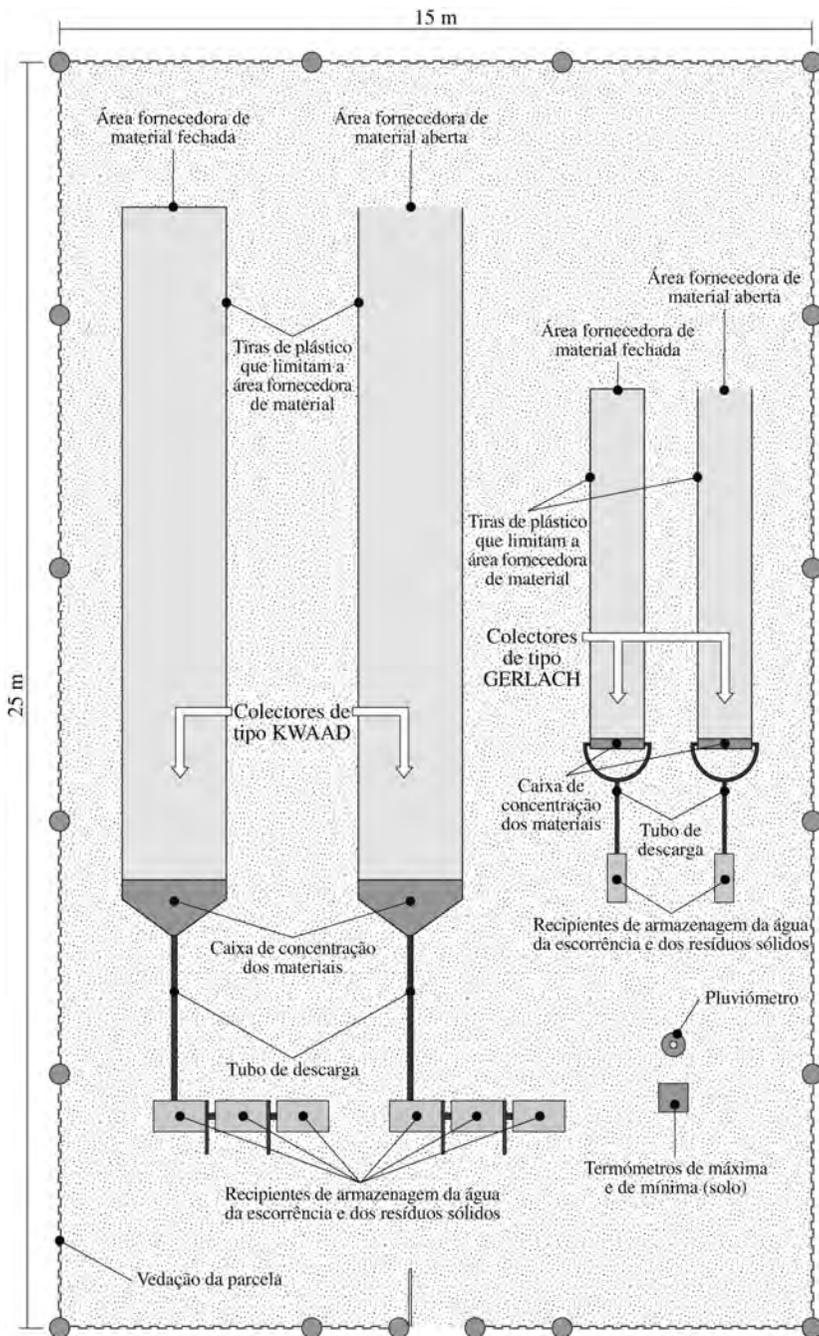


Fig. 99 – Representação simplificada de uma parcela experimental tipo.

se inserem os tubos de descarga para o exterior da caixa. Uma rede de plástico, de malha fina, colocada no interior da calha, à entrada dos tubos de descarga, impede a passagem dos materiais mais grosseiros e a eventual obstrução dos tubos (fig. 100).

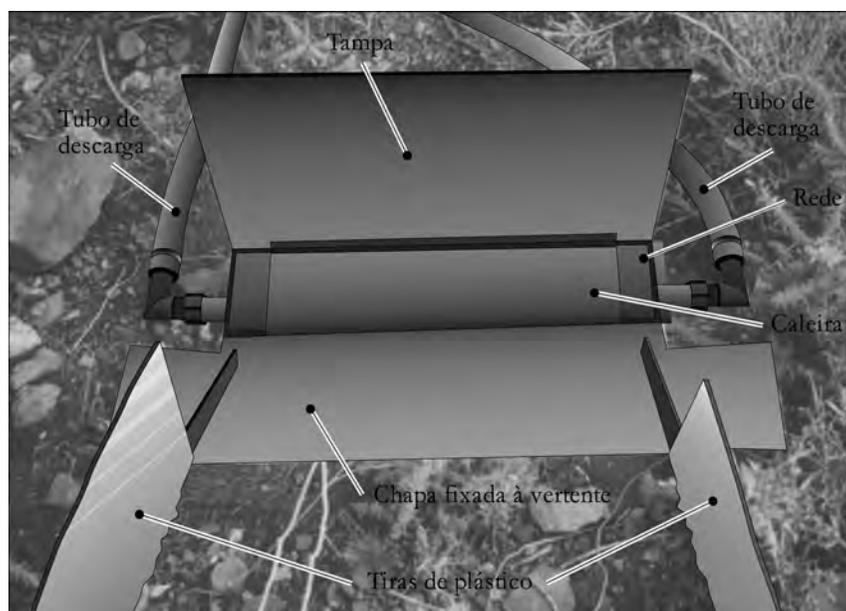


Fig. 100 – Pormenor da caixa coletora de tipo Gerlach.

Cada caleira tem acoplada, por meio de uma dobradiça, uma tampa de chapa zincada, destinada a impedir a entrada direta da água da chuva na caixa, a qual também cobre uma chapa que está fixada na vertente. Esta chapa também é zincada e constitui uma espécie de interface vertente-caixa, destinada a fazer com que os detritos deslocados ao longo da vertente se dirijam para o interior da caixa e não para baixo dela. Além disso, permite retirar a caixa, facilitando a recolha do material, sem que haja interferência com a vertente.

Os tubos de descarga estão ligados a um reservatório, com capacidade para 25 litros, que recolhe e armazena a água proveniente da escorrência. Este reservatório encontra-se semienterrado para impedir a sua deslocação acidental.

Quanto ao posto meteorológico simplificado, é constituído por um par de termómetros, de máxima e de mínima, e por um pluviómetro totalizador.

Os termómetros destinam-se a avaliar a temperatura junto ao solo, estando por isso colocados sobre ele, embora assentes em suportes metálicos que impedem a sua deslocação acidental.

Estão protegidos da radiação solar por tubos semicirculares, semelhantes aos usados para as caixas coletoras, mas colocados de maneira invertida relativamente a estas. Encontram-se perfurados ao longo de toda a sua superfície, não só para facilitar a circulação do ar, mas também para permitir a fácil irradiação de infravermelhos, sobretudo durante a noite. Além disso, encontram-se pintados de branco para melhor refletirem a radiação solar.

Os pluviómetros totalizadores utilizados, de nossa concepção, são muito simples e foram construídos artesanalmente. O corpo principal é constituído por um tubo rígido de plástico, com 1 m de comprimento e 16 cm de diâmetro, encontrando-se disposto verticalmente, posição que é mantida através de um suporte metálico, formado por um tubo galvanizado, para evitar a oxidação, com 1,5 m de comprimento e 1" de diâmetro, no qual foram implantados dois anéis de ferro, com diâmetro ligeiramente superior ao do tubo plástico.

Deste modo, depois de se espetar a ponta do suporte no chão é fácil inserir o tubo plástico nos anéis, tendo o cuidado de deixar a extremidade superior do tubo de suporte a uma altura inferior à do tubo plástico, para não se registar interferência na recepção da precipitação.

Na extremidade superior do tubo plástico acoplou-se um funil também de plástico, com 160 mm de diâmetro, com a finalidade de recolher a precipitação. Para não se correr o risco de deslocação, este foi colado ao tubo em que se insere.

Por sua vez, na parte inferior deste tubo, junto ao solo, encontra-se um garrafão com capacidade para 3 litros e com diâmetro ligeiramente inferior ao tubo que o envolve, o qual dispõe de uma porta que facilita o acesso ao reservatório (garrafão). O funil e o reservatório encontram-se unidos através de tubos de plástico flexível.

Descritos os equipamentos, construídos à base de materiais facilmente acessíveis e económicos, vejamos agora com algum detalhe as formas de por-

menor de cada uma das parcelas, bem como estas evoluíram durante o período em estudo.

### 5.3.3.1.3. Morfometria

Todas as parcelas, à exceção de GAGR e GAGG, se desenvolvem em vertentes retilíneas, com declives que variam sensivelmente entre 30 e 50% (QUADRO IX). Contudo, tanto na parcela onde se procedeu à ripagem, como naquelas onde se utilizou a gradagem, a superfície topográfica encontra-se muito irregular, se bem que na primeira delas, a rugosidade seja marcada por uma certa repetição das microformas, elevações e sulcos, resultantes da armação em cômodo e vala (fig. 101).

Nestas condições, os processos erosivos tendem a estabelecer duas fases de evolução. A primeira delas corresponde à destruição das saliências e ao enchimento das valas, de modo a tender para a regularização da superfície topográfica. Depois de alcançada certa uniformidade, a atuação dos processos passa a assemelhar-se à verificada nas parcelas situadas fora do coberto vegetal, ou seja, com tendência para a concentração do escoamento e conseqüente desencadear de ravinamentos.

No que respeita à caracterização das microformas existentes nas secções transversais ao desenvolvimento da parcela podemos notar uma maior variedade de situações.

Para o efeito, efetuámos o levantamento pormenorizado de um corte em cada uma das parcelas. Os pontos que definem a linha de perfil estão distanciados de 5 cm. Passados cerca de 12 meses sobre a realização do primeiro perfil, voltámos a repetir o levantamento desse mesmo perfil, o que permitiu mostrar a evolução, quer em termos de desgaste, quer no respeitante à acumulação, verificada no interior da parcela, no sector definido ao longo do traçado<sup>143</sup> (fig. 102).

---

<sup>143</sup> As marcas que permitem o levantamento de diversos perfis exatamente no mesmo local e distanciados no tempo, deixadas na parcela do Estoirão desapareceram, quando impropriamente

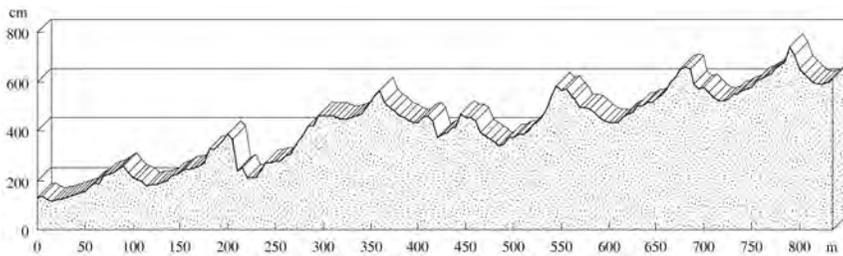


Fig. 101 – Perfil longitudinal de pormenor do sector onde está instalada a parcela GAGR. A distância horizontal, entre cada um dos pontos que definem a linha de perfil, é de 5 m.

Face às características do solo, onde nos pareceu que se poderia registar uma evolução mais rápida, seria nas parcelas instaladas no aceiro do Coentral Este (GACE), por aí ocorrerem pórfiros muito alterados, e no Gondramaz, limpeza com lâmina (GAGL), por aí o solo ser quase exclusivamente constituído por material fino, pelo que levantámos perfis muito para além dos limites das respectivas parcelas, de modo a incluir alguns ravinamentos incipientes.

A evolução destes é particularmente visível alguns metros a jusante na parcela GAGL, porquanto no momento das medições, a vaga da erosão regressiva ainda não tinha alcançado as imediações da parcela. Como em situações anteriormente analisadas, também o desenvolvimento desta ravina foi acelerado por intervenção antrópica. Com efeito, o carreiro de acesso à parcela, utilizado quando das medições periódicas, acabou por facilitar a concentração do escoamento superficial, contribuindo para acelerar a atuação dos processos erosivos imediatamente a jusante da parcela. É um pequeno exemplo que ilustra bem a importância das intervenções antrópicas, por insignificantes que sejam, para o desequilíbrio ambiental.

Além destas duas situações, o rebaixamento da superfície topográfica foi bem evidente também nas parcelas GAGR e, de início, na GACO. Dizemos de início porque, neste aceiro, a vegetação desenvolveu-se rapidamente, ao ponto

---

foi usada para redil, pelo que não foi possível levantar o segundo perfil e, por conseguinte, mostrar a evolução destas parcelas.

de, no final de 1989, a parcela se assemelhar mais a uma localizada sob coberto vegetal do que a uma situada em solo nu.

Deste modo, nos locais dos transectos, onde se verificou menor rebaixamento da superfície topográfica, entre as duas medições efetuadas, foi nas parcelas situadas nas áreas ardidas, bem como na localizada no aceiro do Coentral Sul (fig. 102).

Admitindo como sendo constante ao longo de uma superfície com um hectare, o valor médio obtido por planimetria para as áreas rebaixadas em cada um dos transectos medidos, obteríamos volumes médios erosionados por hectare/ano situados entre 564,29 (GAGL) e 114,29 m<sup>3</sup> (GACS). Numa posição intermédia situavam-se as restantes parcelas, respetivamente com: GACE-535,71; GAGR-392,86; GACO-242,86; GAMO-192,86 e GAME-121,43 m<sup>3</sup>/hectare/ano.

Após esta primeira abordagem de natureza quantitativa, vejamos com mais pormenor algumas das medições efetuadas nas parcelas experimentais, bem como os resultados a que as mesmas conduziram.

### 5.3.3.2. *Medição e tratamento dos elementos recolhidos nas parcelas*

Durante o primeiro ano de observações, a medição e recolha de elementos nas parcelas processou-se uma vez por semana, normalmente no mesmo dia e sensivelmente à mesma hora, para se assegurar uma periodicidade certa. No segundo ano, para contenção das despesas, passaram a efetuar-se apenas de 15 em 15 dias.

Para obviar alguns dos inconvenientes deste alargamento do período de tempo, duplicou-se a capacidade dos reservatórios para recolha da água escoada, o que em algumas circunstâncias não foi suficiente, pois, tanto a precipitação, como a carga transportada e a água escoada excederam a capacidade dos coletores. Por isso, nestes casos excepcionais, os dados recolhidos apresentam valores inferiores aos realmente ocorridos. No entanto, uma vez feita esta ressalva, alertados para o facto de se tratar de valores por defeito, pensamos ser

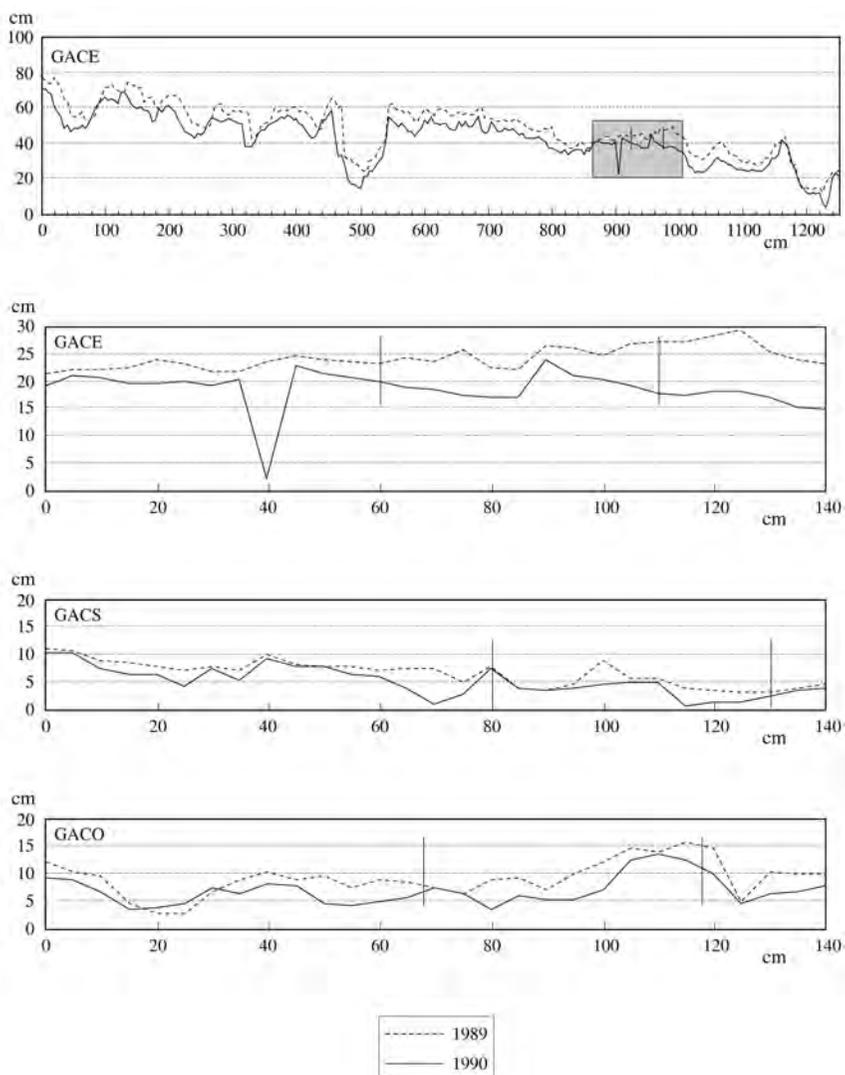


Fig. 102 – Perfis transversais, levantados a meio do comprimento das parcelas que apresentaram maior evolução.

de considerá-los, por corresponderem a situações em que os processos erosivos se terão manifestado mais intensamente.

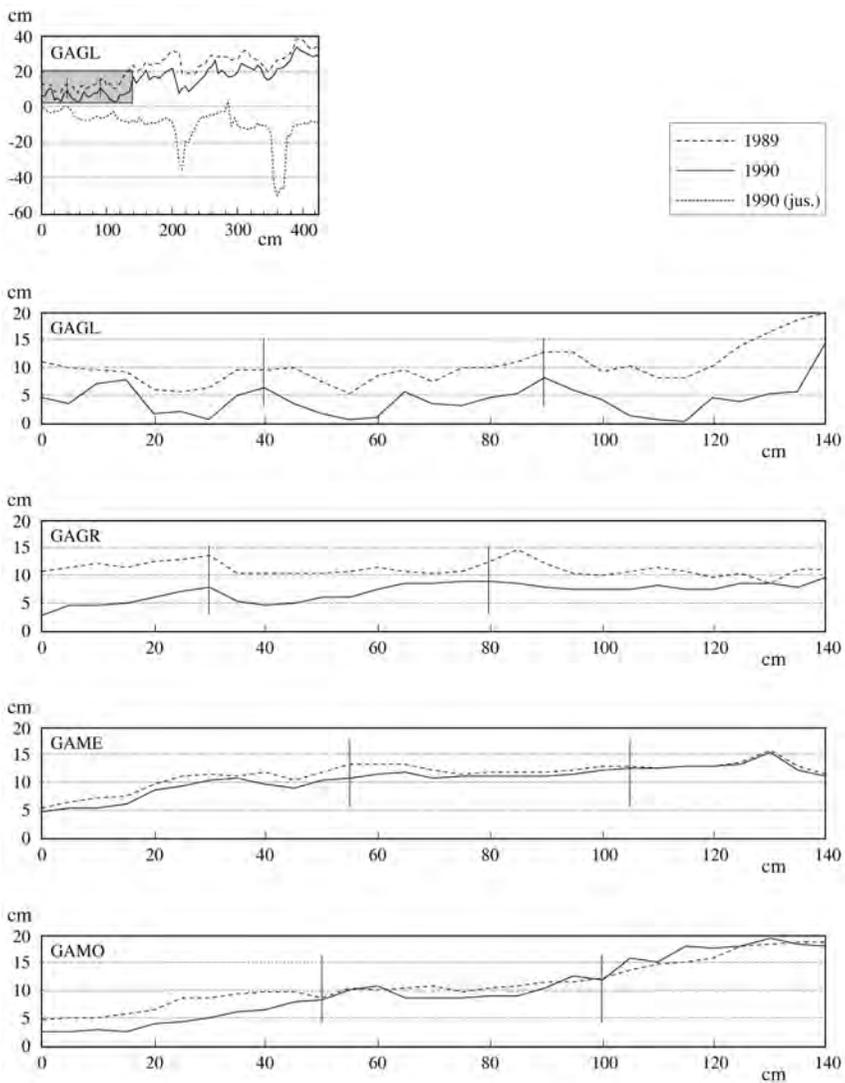


Fig. 102 – Perfis transversais, levantados a meio do comprimento das parcelas que apresentaram maior evolução (cont.).

Nas visitas periodicamente efetuadas às parcelas iam-se registando em gravador de cassetes audio todos os valores dos diversos parâmetros em

estudo, passíveis de serem lidos diretamente no local. Os restantes eram calculados posteriormente.

Assim, depois de retirar cuidadosamente do abrigo os termómetros de máxima e de mínima, efetuavam-se as respetivas leituras e o correspondente registo.

A água armazenada no reservatório de cada pluviómetro era medida por intermédio de uma proveta graduada. Mensalmente, recolhiam-se amostras para análise.

O material sólido recolhido nos coletores era transferido para sacos de plástico devidamente identificados.

O conteúdo dos reservatórios que armazenavam a água proveniente do escoamento superficial era homogeneizado, por agitação do reservatório, após o que se recolhia uma amostra, com cerca de meio litro, para posterior tratamento laboratorial. O restante era convenientemente medido e o seu valor anotado.

Posteriormente, em laboratório, procedia-se ao tratamento das amostras recolhidas. O material sólido era retirado dos sacos plásticos e seco em estufa durante cerca de 12 horas, após o que se efetuava a sua pesagem em balança electrónica de precisão, anotando-se os respetivos valores.

O material era de novo ensacado e guardado para o caso de vir a merecer um tratamento posterior.

As amostras correspondentes ao escoamento superficial eram postas a sedimentar, durante cerca de 24 horas. Depois, separava-se o material sólido através de decantação, o qual era depois seco e pesado, estabelecendo-se o valor da respetiva concentração, a fim de se poder determinar a quantidade de material sólido existente no reservatório.

A água propriamente dita era filtrada, após o que se determinava o pH. Em seguida separavam-se amostras de 100 ml, a partir das quais eram efetuadas diluições, destinadas a serem analisadas por absorção atómica, para determinação dos teores em  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ .

Como, de entre os diversos estudos quantitativos efetuados, aqueles que se prenderam com a erosão dos solos foram os que nos permitiram obter resultados mais surpreendentes, será a estes que iremos dedicar mais atenção.

### 5.3.3.3. *Análise das principais variáveis quantificadas*

Para averiguar da importância da erosão em cada uma das situações que pretendemos quantificar, além da determinação do volume aproximadamente evacuado em cada parcela, que, como vimos, foi calculado a partir do rebaixamento da superfície topográfica, procedemos ainda à quantificação do principal agente envolvido, a água proveniente da precipitação, bem como do processo morfogenético mais usado, a escorrência, e, ainda, ao resultado dessa atuação, ou seja, à medição do material carreado e, por conseguinte, erosionado.

#### 5.3.3.3.1. Precipitação

Apesar de nem todas as parcelas disporem de pluviômetros individuais (por exemplo, o do Gondramaz é comum às parcelas GAGL, GAGR e GAGG, do mesmo modo que o do Coentral, que serve GACE e GACM, como o do Estoirão diz respeito a GAEN e GFEN ou o das Malhadas a GAME e GAMO), optámos por representar graficamente o valor da precipitação tomado como referência, sempre que tal nos pareceu vantajoso para mais facilmente se visualizarem e compararem os valores obtidos nas diferentes parcelas.

Também para facilitar a visualização comparativa dos valores da precipitação, escorrência e material erosionado, optámos por representá-los em conjunto, na mesma figura, ainda que estes só venham a ser referidos mais adiante.

Os registos principiaram no início do mês de Outubro de 1988, embora efetivamente a primeira recolha só se tenha efetuado no dia 17, por nas semanas anteriores não ter ocorrido precipitação. A partir dessa data, passaram a efetuar-se colheitas periódicas, semanalmente durante o primeiro ano e quinzenalmente no segundo, cujos valores passamos a analisar.

Em termos totais, foram as parcelas instaladas no Coentral aquelas que registaram os quantitativos de precipitação mais elevados e onde o fator exposição permitiu assinalar ligeiras diferenças entre as três parcelas, com a exposta

a Oeste (GACE) a receber a maior quantidade de precipitação. Os valores mais baixos corresponderam, como seria de esperar, às parcelas situadas sob coberto vegetal, ou seja, às GAHC e GAHP (fig. 103-A).

A distribuição desta precipitação no tempo foi muito irregular (fig. 104-A) e, no primeiro ano, os seus quantitativos foram muito inferiores à média, enquanto que, no segundo ano, tanto houve meses francamente acima da média, Novembro e Dezembro, como ocorreram meses com precipitação bem inferior à normal, Fevereiro e Março (fig. 105).

A análise dos valores acumulados da precipitação permite agrupar as parcelas em três conjuntos, consoante a evolução dos respetivos valores. O primeiro deles, com valores mais elevados, congrega as três parcelas do Coentral. Os valores mais baixos correspondem ao conjunto das parcelas situadas sob coberto (Hortas) às quais se associa a do Estoirão.

Numa posição intermédia, situa-se o terceiro conjunto que agrupa as parcelas do Gondramaz e das Malhadas (fig. 106-A). Além disso, ressaltam também as sequências pluviosas mais importantes registadas ao longo da série de observações.

À parte das ocorridas no início dos registos, durante o primeiro ano só merecem referência as verificadas nos meses de Fevereiro e de Abril. Em contrapartida, no segundo ano, registaram-se precipitações abundantes a partir de meados do mês de Outubro até final de Dezembro e, de novo, no final do mês de Janeiro e em meados de Abril.

Contudo, para uma análise dos principais episódios pluviosos torna-se necessário considerar os valores das precipitações diárias, mesmo assim insuficientes para caracterizar a intensidade da precipitação, um dos parâmetros com particular significado geomorfológico, nomeadamente porque pode acelerar a evolução atual das vertentes.

De qualquer modo, a análise das precipitações diárias ocorridas nos postos udométricos localizados nas proximidades das parcelas ajuda não só a precisar a distribuição temporal dessas precipitações (fig. 107), mas também a entender alguns valores aparentemente anormais do material carreado.

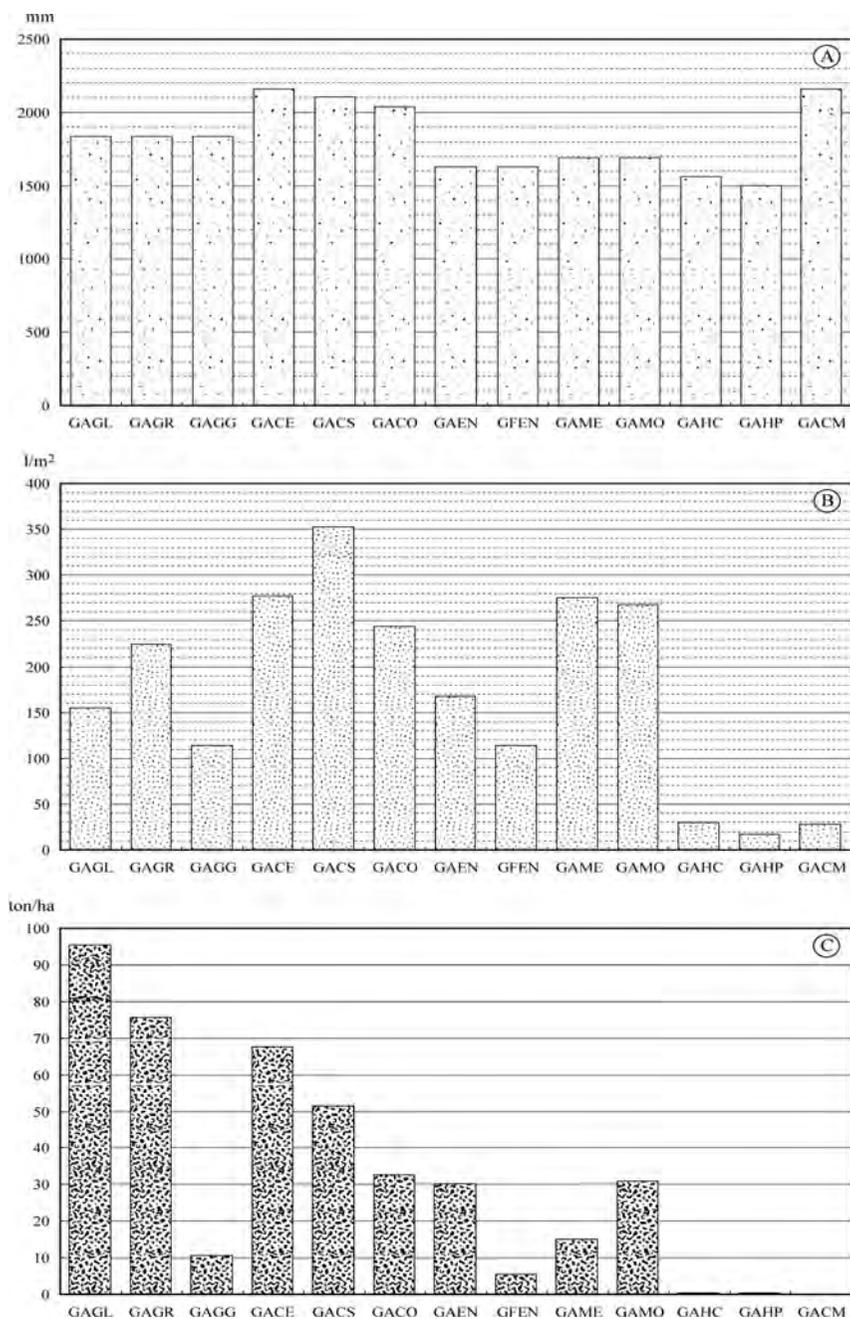


Fig. 103 – Valores totais dos elementos quantificados. A – precipitação; B – escorrência; C – material carregado.

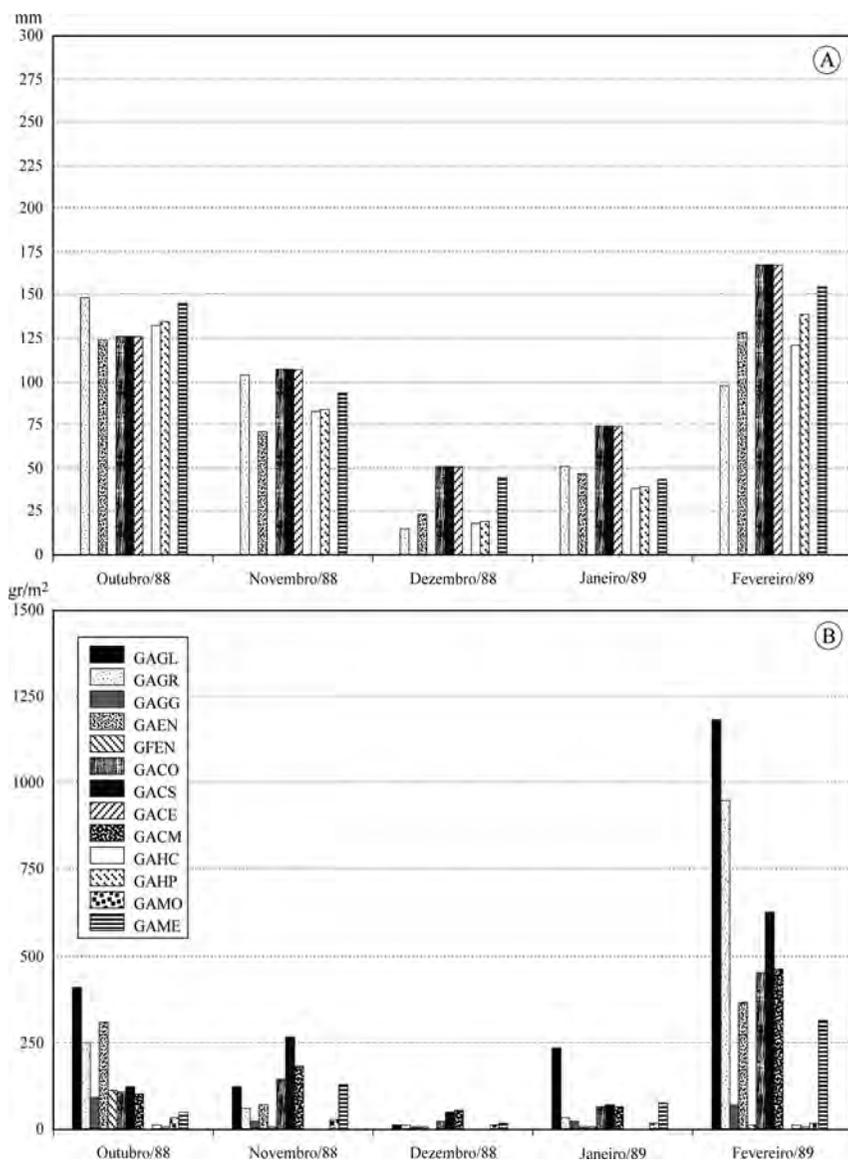


Fig. 104 – Distribuição mensal dos valores da precipitação (A) e do material carreado (B).

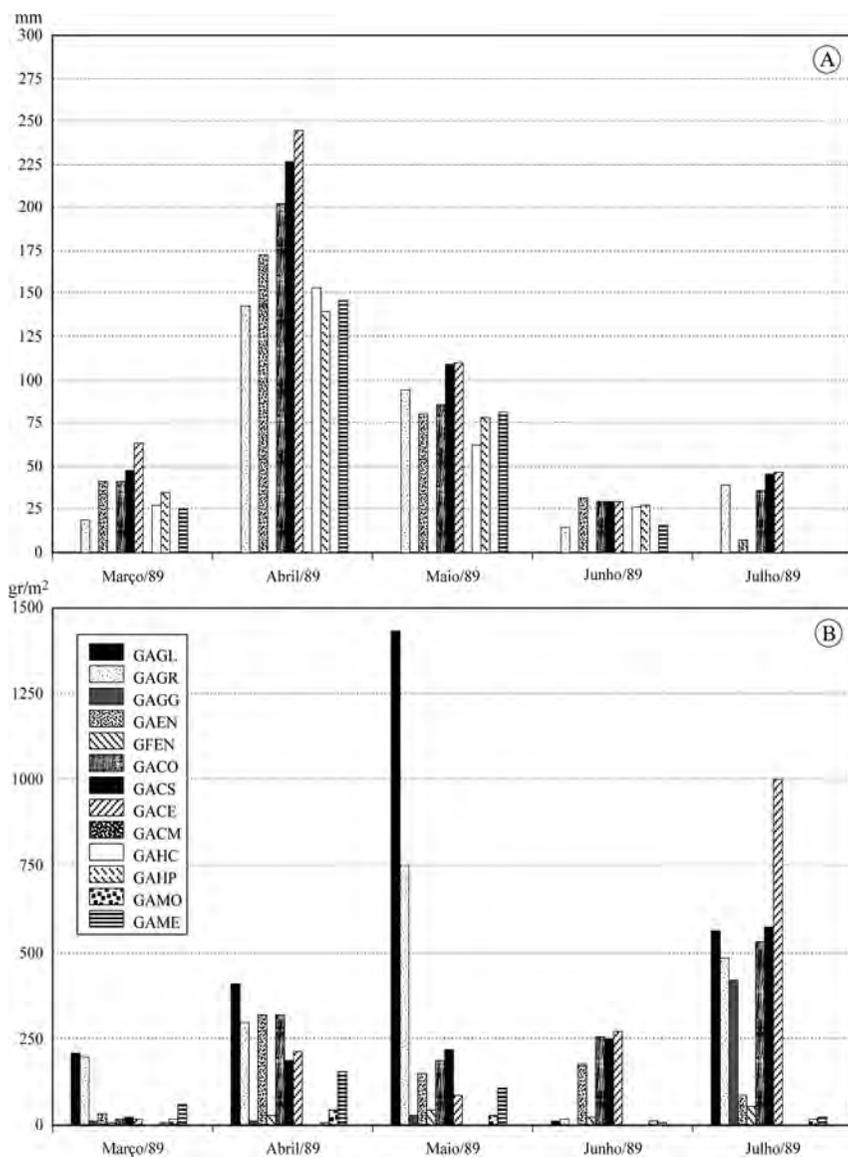


Fig. 104 – Distribuição mensal dos valores da precipitação (A) e do material carregado (B) (cont.).

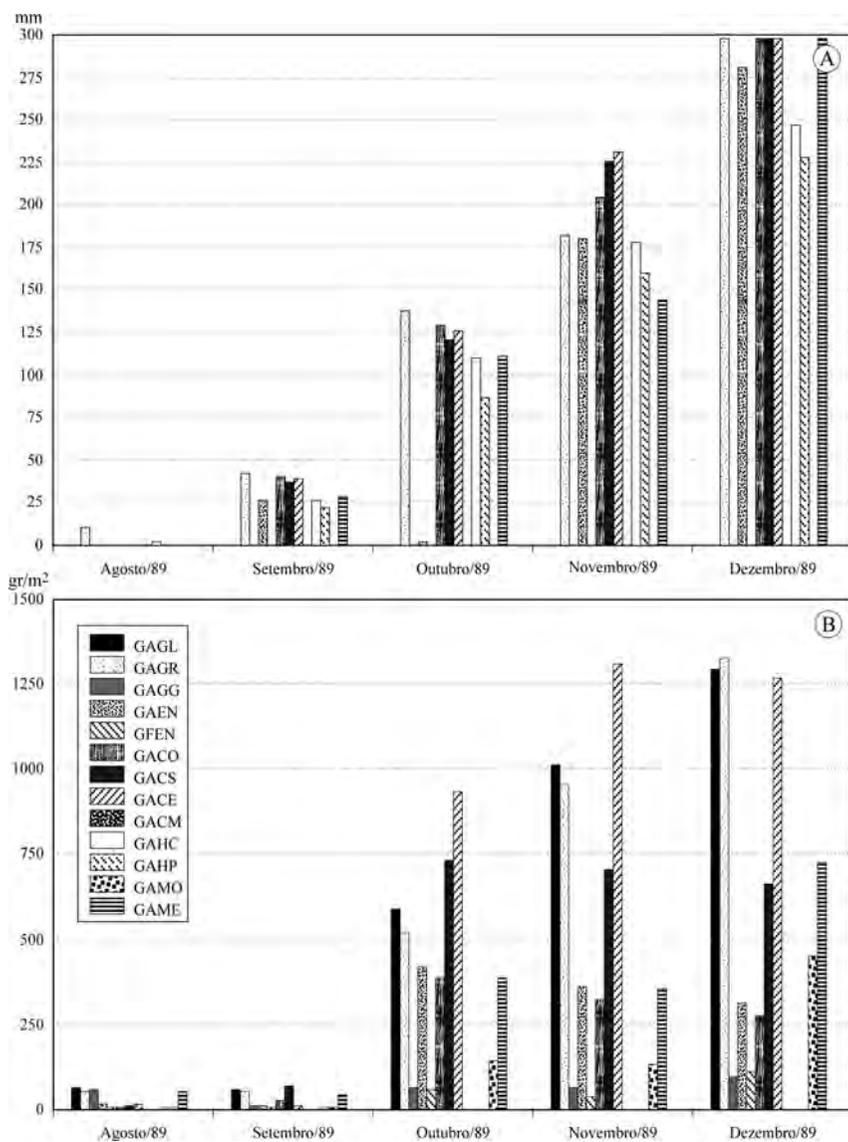


Fig. 104 – Distribuição mensal dos valores da precipitação (A) e do material carreado (B) (cont.).

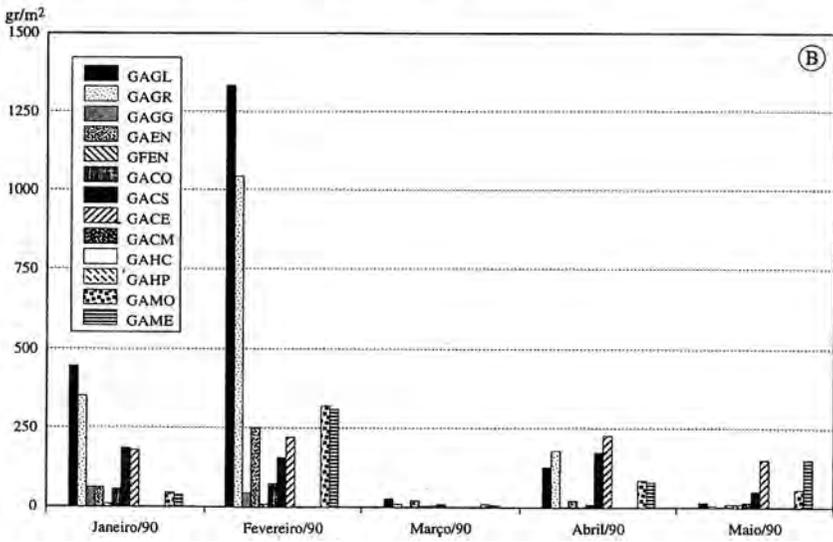
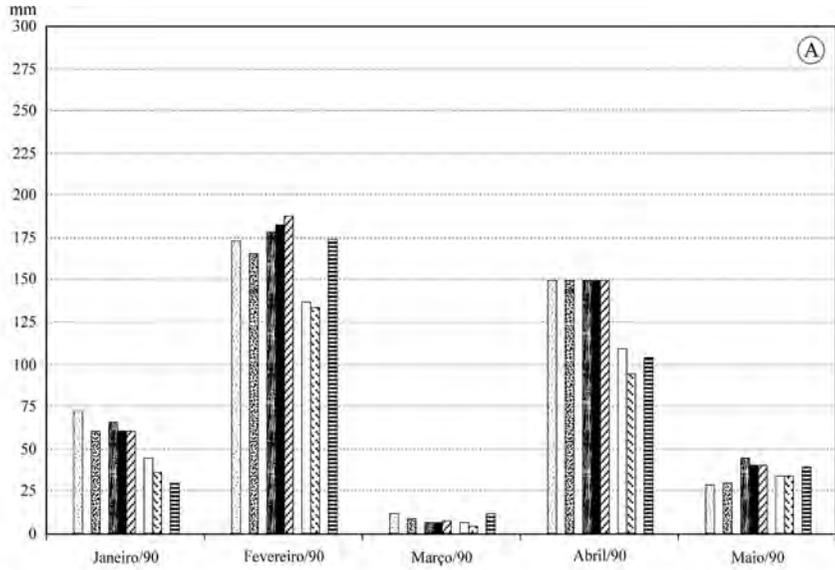


Fig. 104 – Distribuição mensal dos valores da precipitação (A) e do material carregado (B) (cont.).

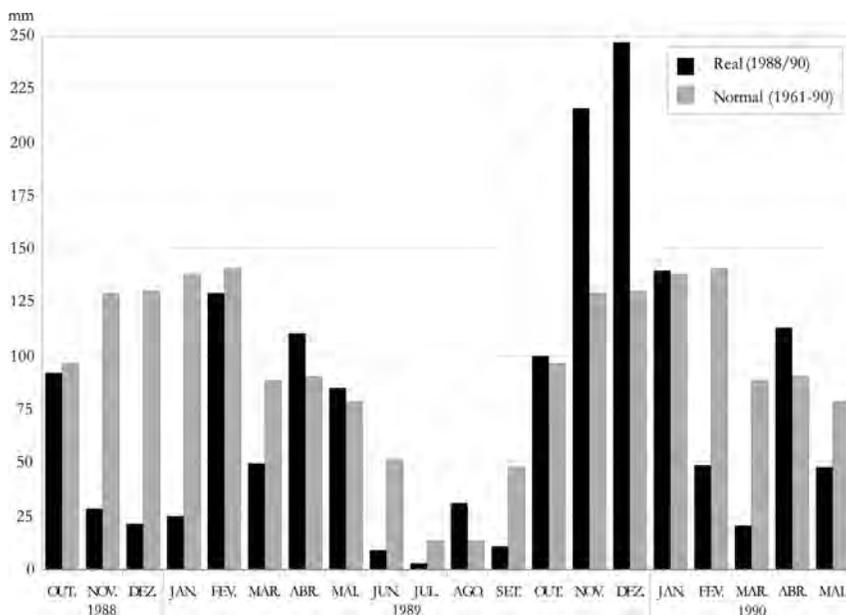


Fig. 105 – Valores mensais da precipitação registada em Coimbra, durante o período de observação, comparados com o valor médio no período de 1961-90.

Além disso, permite ressaltar a importância dos fatores locais, para justificar algumas diferenças significativas na quantidade de precipitação registada nos diferentes postos, a mais significativa das quais ocorreu no dia 21 de Dezembro de 1989.

Por último, quando comparámos os valores da precipitação total, correspondente aos dois períodos em análise, Outubro a Maio, dos anos de 1988/89 e de 1989/90, verificámos que em 1989/90 choveu mais do que em igual período de 1988/89, o que nos poderia levar a pensar que no segundo ano se registaram maiores quantidades de material erosionado, o que, como veremos, não se confirma, por também existirem outros fatores envolvidos.

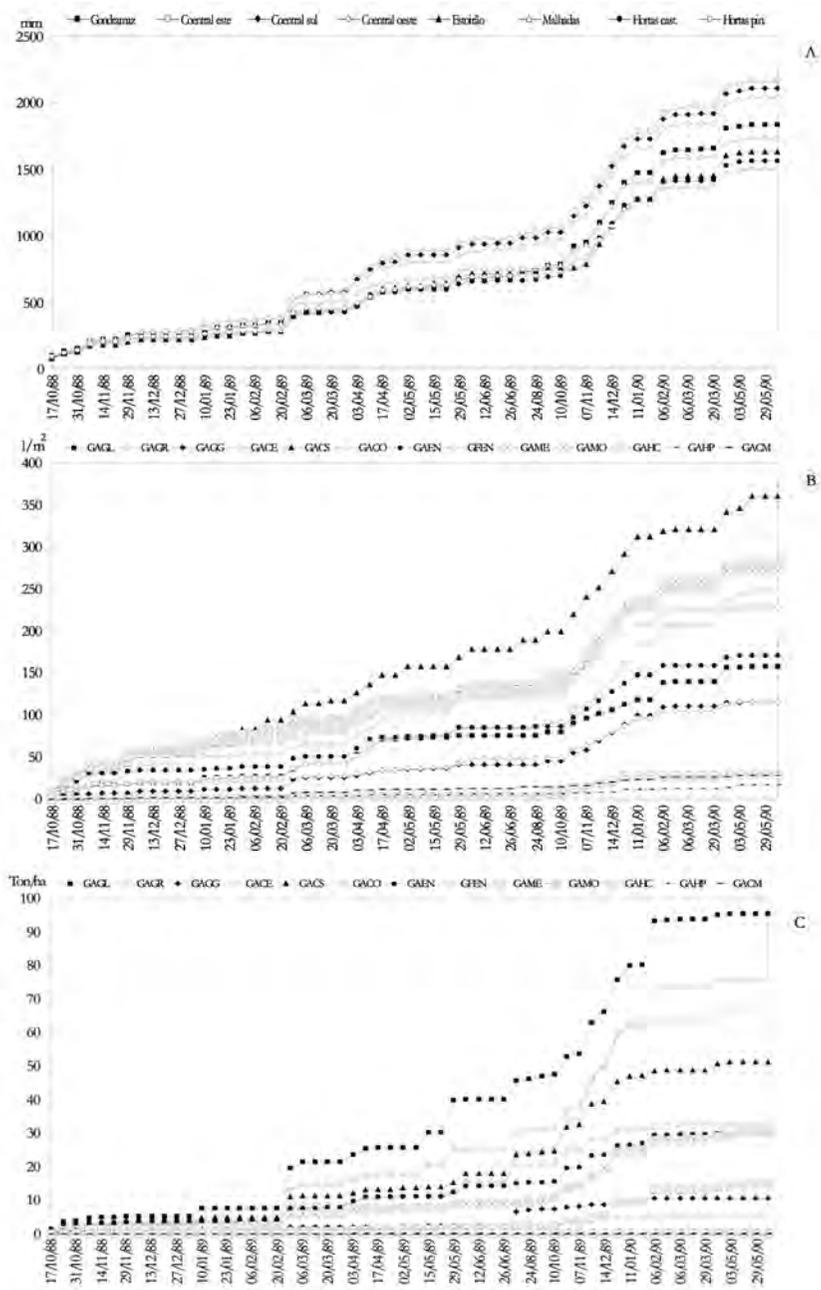


Fig. 106 – Evolução dos valores acumulados de: precipitação (A),  
 escorrência (B) e material carreado (C).

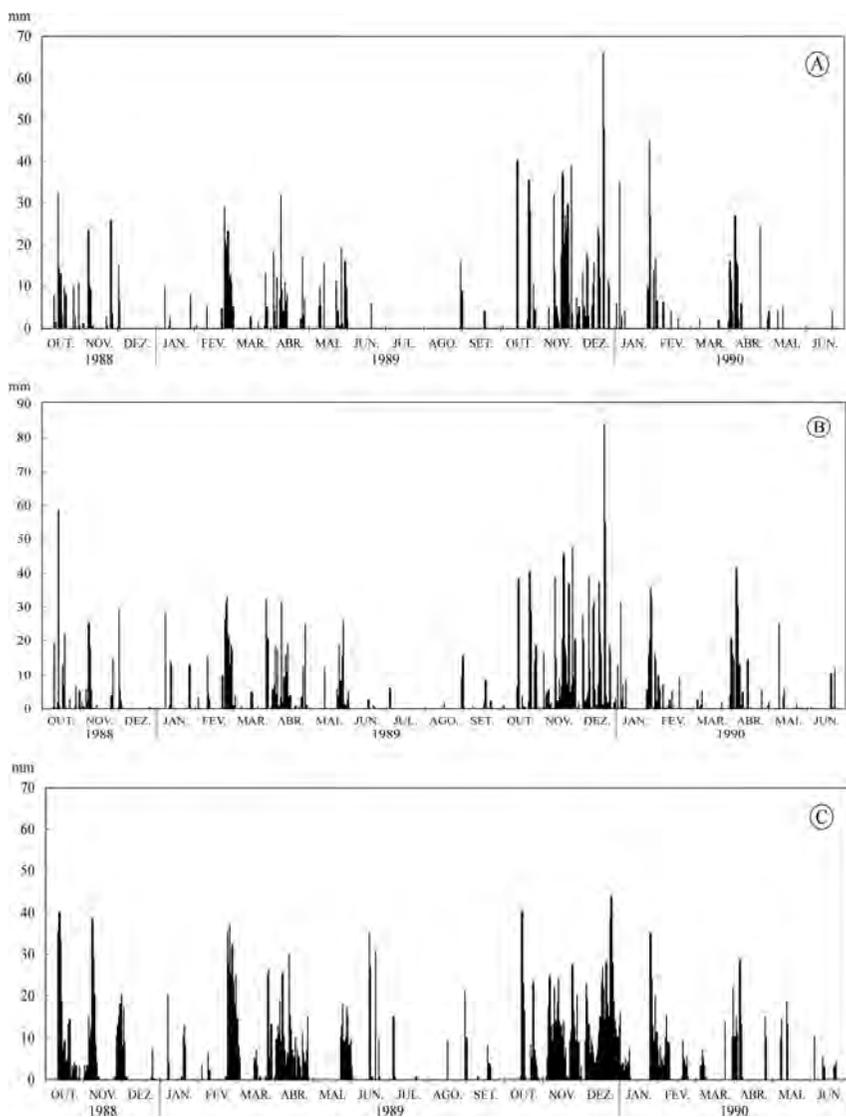


Fig. 107 – Distribuição temporal dos valores da precipitação diária nos postos udométricos da Lousá (A), Louçainha-Outeiro (B) e Coentral Grande (C).

### 5.3.3.3.2. Escorrência

Os valores quantificados para a escorrência laminar e difusa (lavado superficial) diferem profundamente dos obtidos para a precipitação (fig. 103-A e B), porquanto aqueles dependem de diversos fatores relacionados com as propriedades físicas do solo, nomeadamente com a sua permeabilidade e, por conseguinte, com a capacidade de infiltração.

Pelo mesmo motivo, quando comparamos os valores acumulados, observamos uma maior diversidade nos referentes à escorrência do que nos relativos à precipitação (fig.106). Enquanto que nestes individualizámos três conjuntos, naqueles foi possível considerar o dobro, ou seja, seis.

O primeiro, com valores da escorrência mais elevados, corresponde à parcela GACS, a qual desde cedo se isolou das restantes, aparecendo bem destacada.

Um segundo grupo, inicialmente constituído pelas outras parcelas do Coentral, GACE e GACO, e pelas das Malhadas, GAME e GAMO, acabou por perder a GACO, onde os valores da escorrência diminuíram substancialmente no segundo ano, sobretudo devido ao crescimento do mato, pelo que esta parcela acabou por se agrupar com a GAGR, que anteriormente pertencia ao grupo seguinte, mas que pela progressiva destruição dos cômoros e arrasamento das valas, viu os valores da escorrência aumentarem significativamente no segundo ano, ao ponto de, no final, se poder agrupar com a GACO, embora elas apresentem uma evolução francamente diferente.

O grupo seguinte, do qual se separou GAGR, congrega as parcelas GAEN e GAGL, com características muito diferentes mas com valores de escorrência similares, o que também sucedeu com o conjunto formado pelas parcelas GAGG e GFEN, que se lhe segue.

Por último, com valores de escorrência insignificantes situaram-se as parcelas instaladas sob coberto vegetal, GAHC, GAHP e GACM.

Em consequência desta evolução na generalidade das parcelas, os valores do escoamento superficial medidos no segundo ano são superiores aos registados durante o primeiro ano. A diferença mais significativa observou-se em GAGR, pelas razões já apontadas.

Contrariamente, houve algumas parcelas que no segundo ano registaram valores mais baixos, de entre as quais se destaca a GACO, por motivos também já indicados, e, ainda, GAMO e GAEN.

Deste modo, no segundo ano, a tendência foi para aumento dos valores da escorência, em virtude dos maiores quantitativos de precipitação registados nesse período.

### 5.3.3.3.3. Material carreado

As maiores diferenças entre as parcelas estudadas correspondem ao material arrastado pelo escoamento superficial (fig.103-C).

As causas que determinaram essas diferenças são, na maior parte dos casos, intrínsecas à própria parcela, mas podem também depender da quantidade e das características da precipitação, em especial da sua intensidade.

Com efeito, no mês de Outubro de 1988 ocorreu precipitação sensivelmente semelhante em todas as parcelas (fig. 104-A), mas os valores do material erosionado foram muito diferentes (fig. 104-B).

Pelo contrário, no mês de Fevereiro de 1989, os valores da precipitação foram diferentes, com o mínimo no Gondramaz, mas foram essas parcelas registaram as maiores taxas de erosão.

Por outro lado, observa-se que nem sempre são os quantitativos de precipitação mais elevados aqueles que provocam a maior erosão do solo. Por exemplo, o mês de Abril de 1989, no Gondramaz registou mais precipitação do que o mês seguinte, Maio. Contudo neste mês, apesar de menor quantidade de precipitação, os valores do material carreado triplicaram os contabilizados em Abril (fig. 104). Algo de semelhante voltou a repetir-se nos meses de Fevereiro e Abril de 1990, o que nos levou a considerar a intensidade de precipitação como fator determinante no incentivar da erosão. Ainda que não tenhamos tido hipótese de quantificar com pormenor este parâmetro, indiretamente acabámos por constatar que ele se revelou de primordial importância para acelerar a erosão.

Tais factos tornam-se particularmente evidentes quando comparamos as curvas cumulativas da precipitação (fig. 106-A) e dos carrejos (fig. 106-C),

pois os aumentos de precipitação nem sempre são correspondidos com aumentos proporcionais nos carrejos, enquanto que, outras vezes, estes aumentam bruscamente sem que se tenham registado aumentos significativos de precipitação, pelo que serão de atribuir sobretudo à intensidade e não à quantidade da precipitação.

Além disso, a análise comparativa dos dois períodos Outubro-Maio de 1988/89 e de 1989/90 (fig. 108-C) mostra-nos uma maior quantidade de material carregado no segundo ano, excepto nas situações anteriormente justificadas, a qual resulta naturalmente da maior quantidade de precipitação registada.

Outra particularidade tem a ver com a importância da erosão no período dito estival, aqui considerado de Junho a Setembro, com precipitação pouco abundante (fig. 108-A) mas com valores de material erosionado consideráveis (fig. 108-C), sobretudo se atendermos à insignificância da precipitação.

Tal significa que a água resultante da precipitação é o principal agente de transporte do material desagregado, mas implica também a existência de outros agentes de meteorização na preparação do material que será evacuado pelo escoamento superficial.

O isolamento dos valores correspondentes a este período estival permite comparar, em pé de igualdade, o período de Outubro a Maio de dois anos hidrológicos diferentes, ao mesmo tempo que salienta a importância da erosão neste período, o que não seria possível se o espaço de tempo em análise fosse dividido em duas partes iguais, como fizemos anteriormente (L. Lourenço *et al.*, 1990).

Por outro lado, considerando que os valores da precipitação relativos aos períodos em estudo se afastaram muito dos valores médios normais correspondentes a esses mesmos intervalos de tempo, decidimos comparar os quantitativos erosionados, referindo-nos a igual valor de precipitação.

Assim, estimámos as taxas de erosão nas diferentes parcelas para os três períodos (fig. 109) admitindo ter-se verificado uma precipitação normal e partindo do princípio de que existe uma relação linear entre precipitação e material carregado, o que naturalmente pressupõe algum erro, tanto por desconhecermos o comportamento das variáveis para valores tão elevados, como porque a

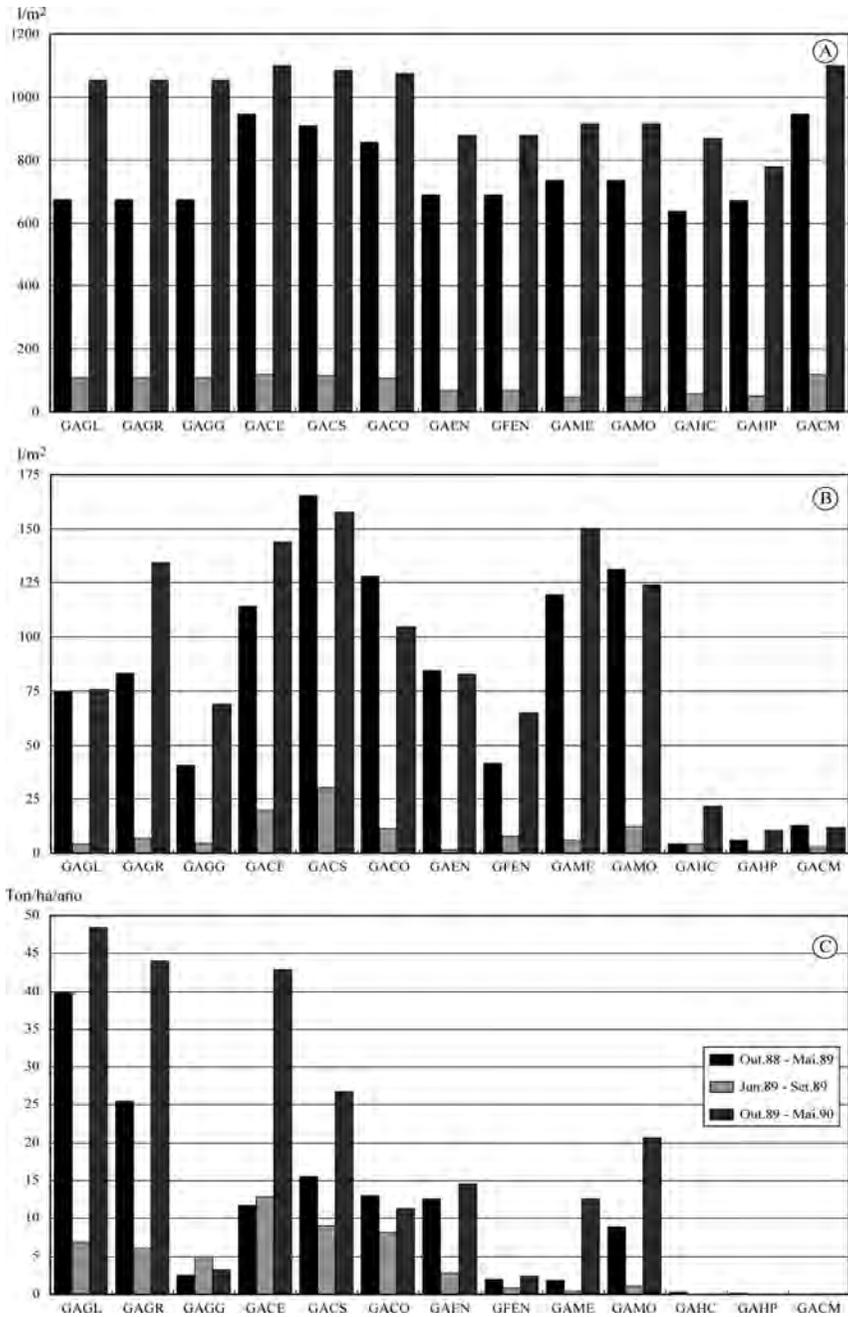


Fig. 108 – Comparação dos valores totais da precipitação (A), escorrência (B) e material carreado (C) medidos em três períodos diferentes.

erodibilidade das chuvas de Verão, geralmente intensas, se revelou superior à média anual. Tal situação é particularmente nítida em GAGG, triplicando os valores de Outubro-Maio, o que se justifica pelo facto dos restos de matéria orgânica ficarem ásperos, em função do aumento da temperatura do ar e, por conseguinte, as partículas constituintes do solo ficarem mais soltas, sendo mais facilmente arrastadas pela água.

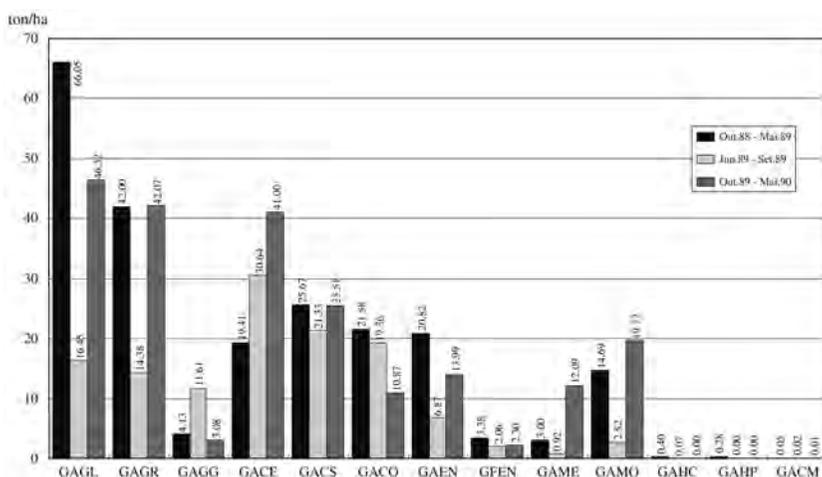


Fig. 109 – Valores de erosão estimados para situações de precipitação normal.

Quase o mesmo se passou em GFEN, onde a taxa de erosão estimada para quatro meses do período estival, se aproximou da referente aos oito meses mais pluviosos, situação que praticamente se repetiu em GACS. Nas outras duas parcelas situadas no Coentral observou-se uma situação curiosa, que resultou da taxa de erosão relativa aos quatro meses ocupar, em ambas parcelas, uma posição intermédia relativamente às taxas estimadas para os meses de Outubro a Maio. No entanto, enquanto que em GACE se registou um aumento progressivo da taxa de erosão, em função da organização do escoamento superficial, em GACO, pelo contrário, ocorreu uma diminuição particularmente significativa entre a taxa de erosão do período estival e a dos meses imediatos, em função da colonização da parcela por vegetação e do seu rápido desenvolvimento.

Nas outras situações, que foram as mais frequentes, houve um nítido predomínio dos valores da erosão dos sete meses mais pluviosos relativamente aos cinco mais quentes. No que respeita apenas aos valores dos carrejos dos meses mais pluviosos, seria de esperar uma franca diminuição semelhante à de GACO, pelas mesmas razões, ou seja, devido ao desenvolvimento da vegetação, o que só se confirmou em GAGL e GAEN, pois em GAGG os valores foram muito semelhantes.

As parcelas instaladas na área queimada, GAME e GAMO, constituíram uma autêntica revelação, pois os valores quantificados no segundo ano foram francamente superiores aos medidos no primeiro ano. Com efeito, a erosão verificada imediatamente a seguir ao incêndio acabou por ser menos significativa do que a subsequente, provavelmente devido à repelência criada pela formação de uma camada hidrofóbica na sequência do incêndio, bem como à existência de matéria orgânica que não foi incinerada, como, por exemplo, a caruma que ficou agarrada aos pinheiros e que, depois, acabou por cair, revestindo o solo e travando a erosão, uma vez que só posteriormente se vai alterando, pouco a pouco, e assim, ao fim de algum tempo, deixa de constituir um obstáculo à erosão.

Os valores obtidos no primeiro ano hidrológico, entre Outubro de 1988 e Setembro de 1989<sup>144</sup>, apresentaram cinco situações (GAGL, GAGR, GACE, GACS e GACO) de erosão moderada, ou seja, superior a 30 ton/ha/ano (Diaz Fierros *et al.* 1982), com GAGL a aproximar-se do limiar de 100 ton/ha/ano, que faz a transição para erosão grave. Estas cinco situações requerem medidas de conservação do solo, para não se correr o risco de o perder.

Ainda neste primeiro ano, com erosão ligeira, ou seja, segundo o critério definido pelo autor citado, aquela cujos valores se situam entre 11 e 30 ton/ha/ano, encontravam-se as restantes parcelas (GFEN, GAHC, GAHP, GACM e GAME, que neste primeiro ano funcionou como GFME,) ou seja, parcelas fechadas ou instaladas sob coberto.

Deste modo, podemos afirmar que em solo descoberto predomina uma erosão dita moderada, nalguns casos a tender para grave, com valores que se

---

<sup>144</sup> Na figura 109 correspondem ao somatório das duas primeiras colunas.

assemelham aos obtidos por outros autores em situações análogas a algumas das por nós estudadas, ainda que, muitas vezes, sobre materiais litológicos diferentes (F. Lopez-Bermudez, 1986; C. Martin, 1988; A. P. Almeida *et al.*, 1990; F. Diaz-Fierros *et al.*, 1992; M. Soler *et al.*, 1992; A. B. Gonçalves *et al.*, 1993; A. D. Thomas, 1993; C. Martin *et al.*, 1993 e B. Soto *et al.*, 1995).

#### 5.3.3.4. Relações entre as três variáveis consideradas

Após termos analisado o comportamento individual de cada um dos três parâmetros considerados, chegou o momento de os relacionar entre si, uma vez que a escorrência depende da precipitação e o material erosionado resulta diretamente da existência de escorrência e indiretamente da precipitação. Assim sendo, passemos a analisar este tipo de relações.

Quando comparamos a escorrência com a precipitação verificamos que, normalmente, à medida que aumenta a quantidade de água da precipitação, cresce também a quantidade de água da escorrência. No entanto, o valor da escorrência excedeu, com frequência, a capacidade do reservatório<sup>145</sup> pelo que a relação estabelecida em diversas parcelas, sobretudo em GACE, GACS, GACO, GAEN, GAME e GAMO, peca por defeito dos respetivos valores da escorrência (fig. 110).

De qualquer modo, é lícito concluir que os valores da escorrência, de modo geral, crescem quando a precipitação aumenta. Naturalmente seria preferível estabelecer esta relação para intervalos de tempo bem mais pequenos, de modo a contemplar-se a intensidade da precipitação, mas a falta de elementos não permitiu executar tal tarefa.

---

<sup>145</sup> No primeiro ano foi de 25 litros, o que equivale a recolher o máximo de 10 l/m<sup>2</sup>. Para obviar a esta situação, no segundo ano, aumentou-se para o dobro. No entanto, este aumento da capacidade dos reservatórios revelou-se ainda insuficiente nas Malhadas e no Coentral, pois, a necessidade de reduzir os gastos implicou que a recolha tivesse passado a ser feita apenas de 15 em 15 dias, em vez de semanal, o que acabou por originar uma situação semelhante à do primeiro ano de medições. A capacidade dos pluviómetros, 150 mm de precipitação, foi, por vezes, também excedida, se bem que com menos frequência.

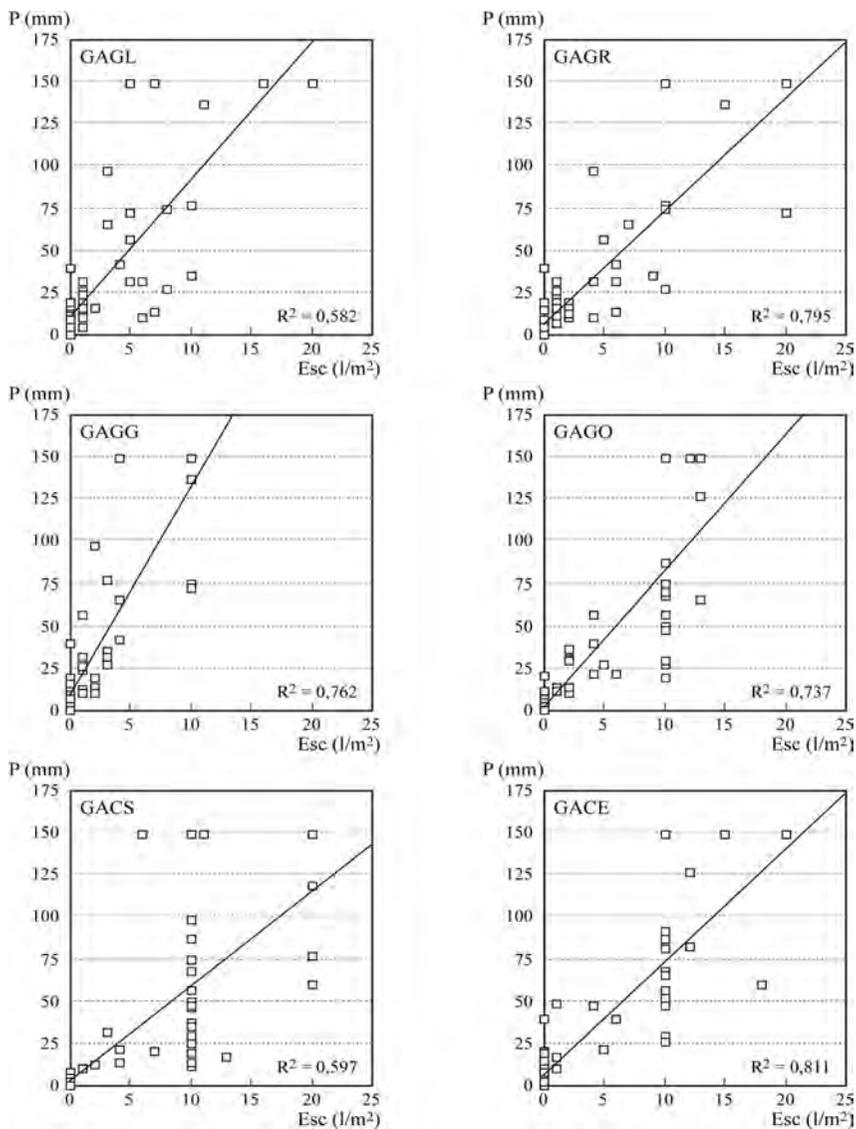


Fig. 110 – Relação entre precipitação (mm) e escoamento (l/m<sup>2</sup>) medidas nas parcelas experimentais.

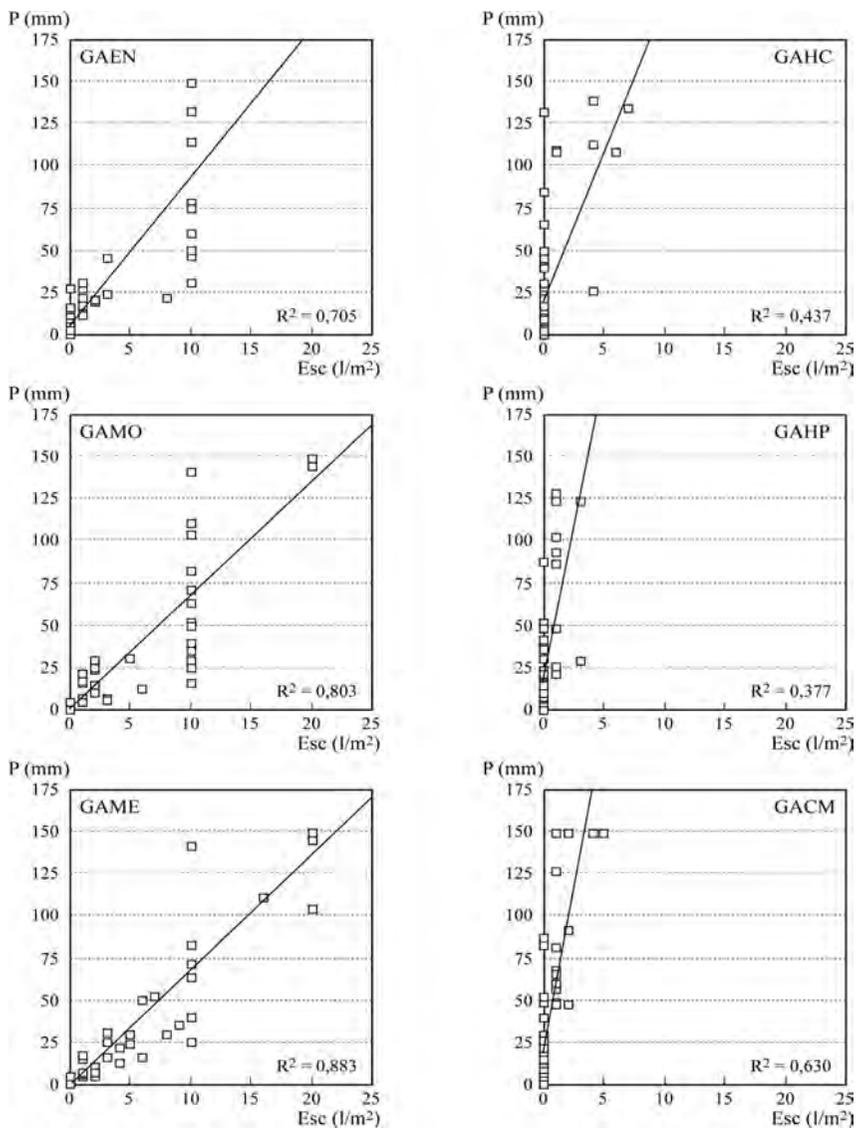


Fig. 110 – Relação entre precipitação (mm) e escoamento (l/m²) medidas nas parcelas experimentais (cont.).

A relação estabelecida permite ainda comprovar não só a influência do coberto vegetal (GAHC, GAHP e GACM), mas também a da manta morta (GAHC, GAHP GACM e GAGG) no acréscimo da infiltração e, por conseguinte, na redução dos valores do escoamento superficial (fig. 110).

O comportamento da relação da escorrência com o material por ela transportado, à parte das situações em que foi excedida a capacidade dos coletores, apresenta certa semelhança. De modo geral, ao aumento da escorrência corresponde acréscimo de material transportado, pese a enorme diferença dos quantitativos deste nas diferentes parcelas, sendo as instaladas sob coberto aquelas que continuaram a apresentar relações mais fracas (fig. 111).

O material erosionado depende, como sabemos, de diversos fatores (meteorização, ação antrópica, precipitação, escorrência ...). No entanto, nas duas situações por nós consideradas, parece depender diretamente da escorrência e indiretamente da precipitação. Tal facto seria razão suficiente para também se relacionar o material carreado com a precipitação, mas como, além disso, os valores da escorrência são, frequentemente, valores por defeito, a relação precipitação-erosão tem ainda mais força. Esta relação surge, pois, mais clara do que a anterior, ainda que se mantenham as relações antes estabelecidas.

Com efeito, é muito claro que, sob coberto, os valores do material erosionado são tão baixos que atiram a relação para valores muito próximos de zero, situação de que se aproxima também GAGG, face à quantidade de matéria orgânica triturada que esta parcela incorpora. Nas restantes parcelas as relações situam-se próximas de valores da ordem de 0,5 (0,332 a 0,783), variando sobretudo em função do quantitativo de material transportado, uma vez que em termos de precipitação se encontram muito mais próximas (fig. 112).

#### **5.3.3.4. Considerações finais**

Os resultados obtidos indiciam comportamentos diferentes para vários grupos das parcelas experimentais em estudo, resultantes quer de fatores intrínsecos às próprias parcelas (constituição do solo, exposição, declive, ...), quer de fatores

extrínsecos, os quais se prendem fundamentalmente com as características da precipitação e com a própria evolução das parcelas ao longo do tempo.

Desde logo, as conclusões divulgadas quando da apresentação dos resultados preliminares do estudo sobre a quantificação da erosão produzida na serra da Lousá na sequência de incêndios florestais (L. Lourenço e R. Monteiro, 1989b, p. 29-30) mantêm-se atuais, apenas necessitando da incorporação da evolução verificada durante o segundo ano de estudo (L. Lourenço e A. B. Gonçalves, 1990 p. C.05-12 e L. Lourenço, A. B. Gonçalves e R. Monteiro, 1990 p. 843-4).

De entre os aspetos então apontados, alguns merecem ser salientados como, por exemplo, a erosão mecânica dos solos com aptidão florestal, que é essencialmente de natureza hídrica e está dependente da quantidade e intensidade da precipitação. Revelou-se particularmente importante quando resultou de episódios pluviosos intensos antecedidos por períodos secos e quentes relativamente extensos.

A erosão apenas se manifestou em solos despidos de vegetação já que, tanto sob coberto florestal como sob mato, os valores do material erosionado foram insignificantes. Nas situações de solo nu, as taxas de erosão diferem essencialmente em função das características do solo, da sua constituição por material exclusivamente fino, da existência de pedregosidade, ... já que, do ponto de vista do declive, as diferenças não são muito significativas.

Para as diferentes taxas de erosão contribuíu ainda a exposição das vertentes, quer pelas diferenças de precipitação que ocasionam, quer pelos processos de termo e crioclastia que lhes podem ser associados, especial e respetivamente, quando voltadas a Sul ou a Norte.

Verificámos que o maior fator de risco de erosão foi a intervenção antrópica e que, nas situações quantificadas, decorreu da abertura de aceiros, onde, apesar de tudo, por se tratar de áreas pouco extensas, se limitou a situações pontuais, no espaço e, muitas vezes, por falta de manutenção dessas estruturas, também no tempo. Além dos corta-fogos, foi sobretudo nas áreas ardidas e nos terrenos preparados mecanicamente para replantação, através da mobilização superficial do solo, que se registaram as situações mais graves, em termos de erosão do solo.

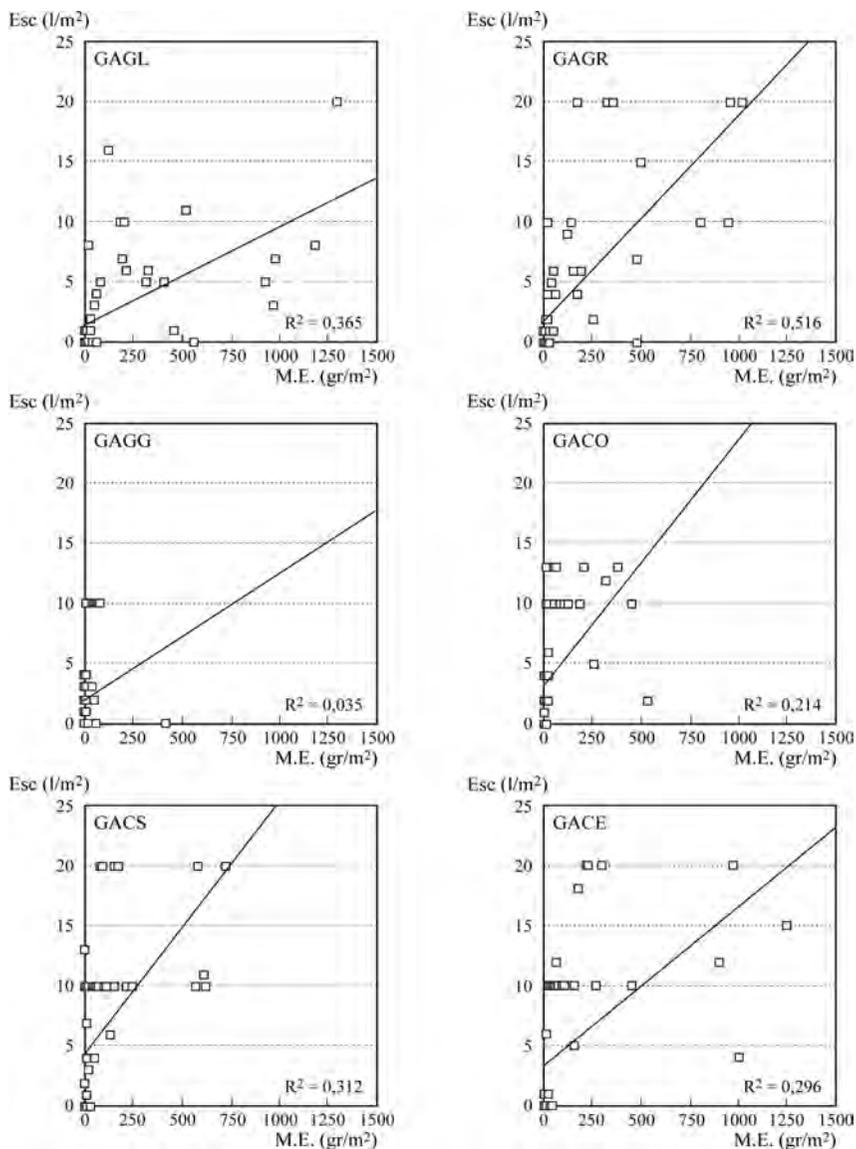


Fig. 111 – Relação entre escorrência ( $l/m^2$ ) e material transportado ( $gr/m^2$ ) observada em cada uma das parcelas experimentais.

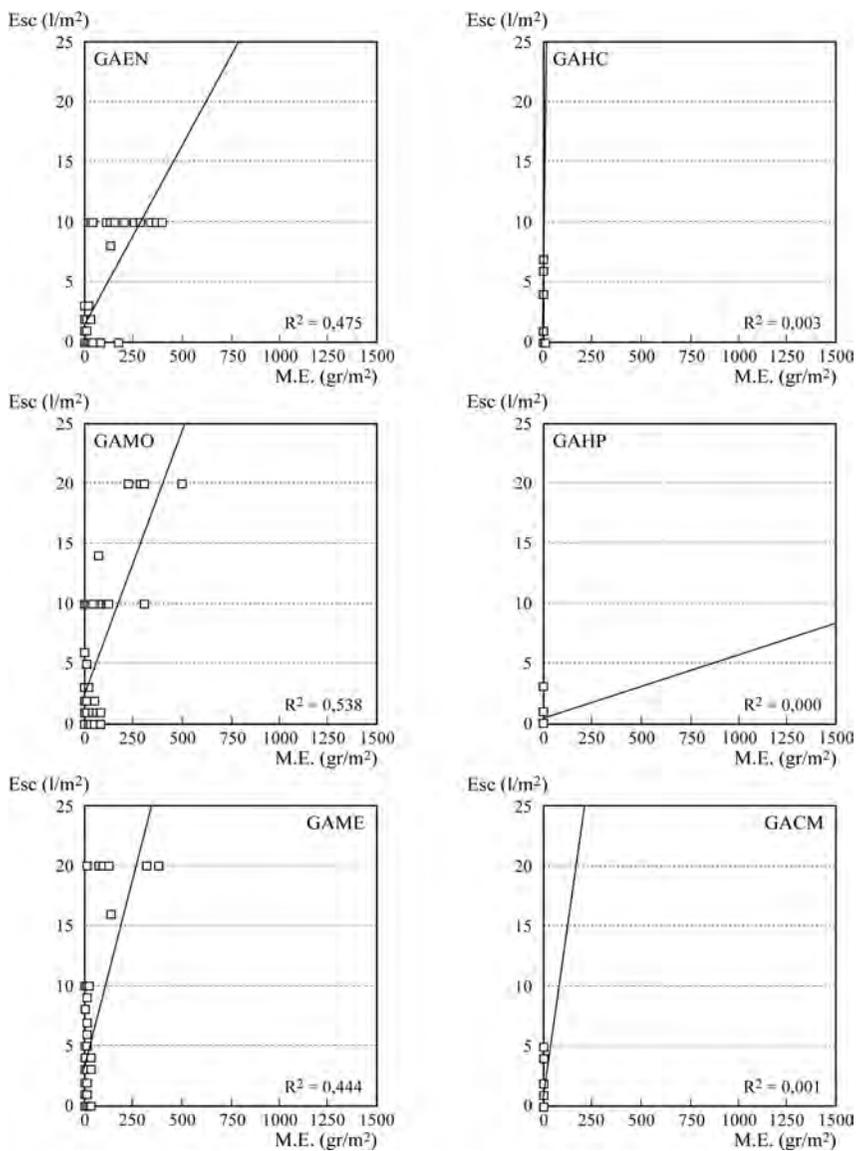


Fig. 111 – Relação entre escorrência (l/m<sup>2</sup>) e material transportado (gr/m<sup>2</sup>) observada em cada uma das parcelas experimentais (cont.).

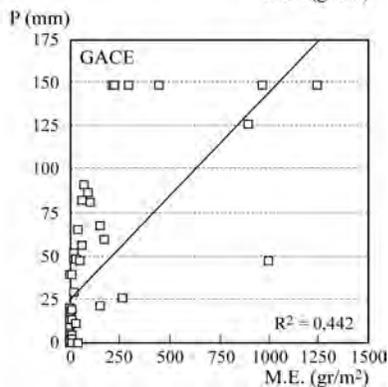
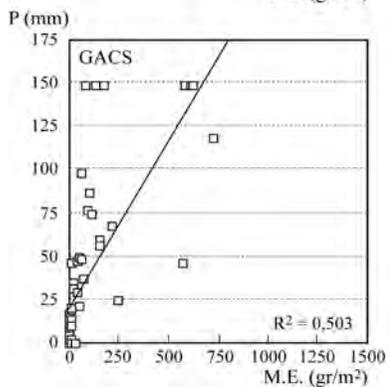
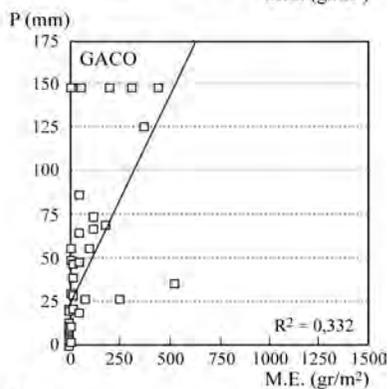
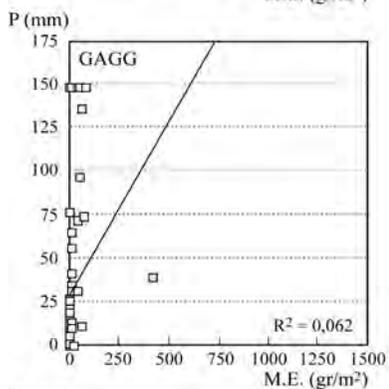
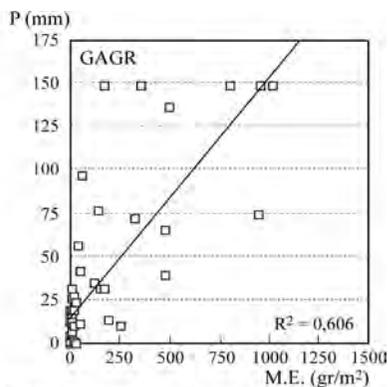
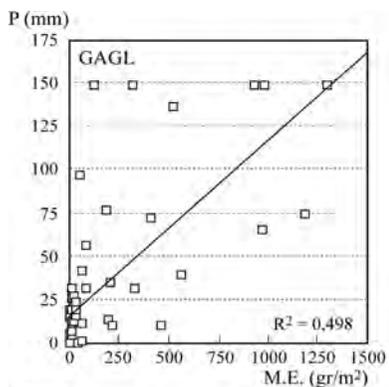


Fig. 112 – Relação entre precipitação (mm) e material carreado ( $\text{gr/m}^2$ ) observada em cada uma das parcelas experimentais.

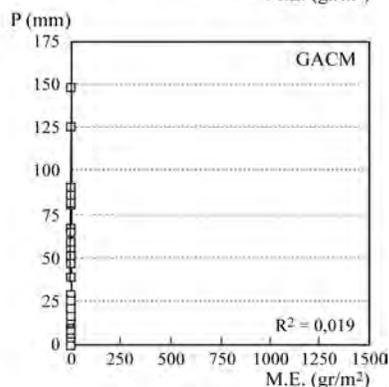
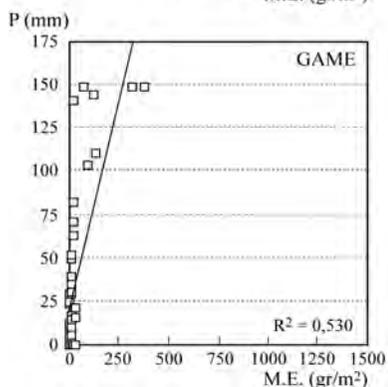
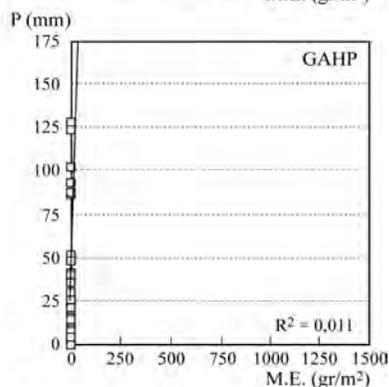
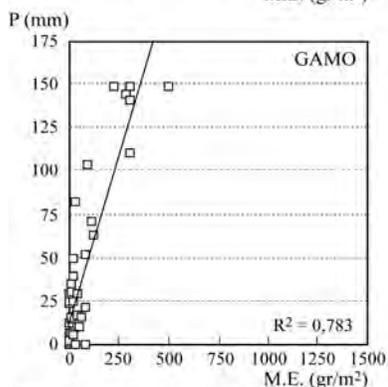
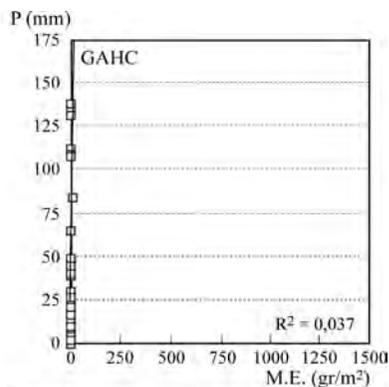
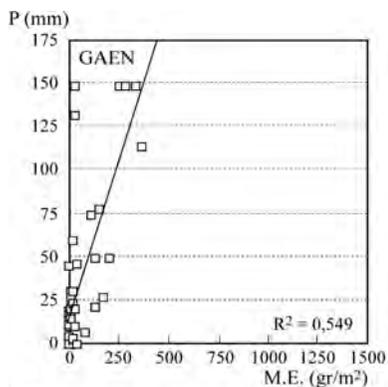


Fig. 112 – Relação entre precipitação (mm) e material carregado ( $\text{gr/m}^2$ ) observada em cada uma das parcelas experimentais (cont.).

Nas áreas ardidas observou-se um incremento da erosão imediatamente após o incêndio e, mais ainda, depois, no segundo ano de observações. Nas áreas preparadas para replantação, a técnica da gradagem revelou-se, de entre as estudadas, a mais recomendável, sempre que seja possível usar a grade de discos, na medida em que esta técnica quase não provoca erosão. Das outras duas, limpeza com lâmina e esta associada a ripagem, revelou-se preferível a segunda, já que a armação em vala e cômodo, origina, pelo menos durante o primeiro ano, uma erosão local, traduzida na destruição do cômodo e no entulhamento da vala, o que faz com que, durante este primeiro ano, os seus valores sejam bem inferiores aos registados na parcela limpa com lâmina (fig. 109).

Pelo contrário, no segundo ano, considerando-se sempre valores normais de precipitação, na parcela limpa com lâmina dá-se uma redução substancial dos valores da erosão, enquanto que na outra parcela (GAGR) eles se mantêm, em virtude da tendência para a regularização da vertente que, deste modo, pouco a pouco se aproxima, em termos de perfil, da parcela GAGL. No entanto, estamos convictos de que se tivéssemos continuado o projeto, as taxas de erosão do terceiro ano cairiam para valores bastante mais baixos porque, entretanto, a vegetação rasteira começou a desenvolver-se e conduziria a uma situação semelhante à observada em GACO, com o segundo período, de Outubro de 1988 a Maio de 1989, a registar cerca de metade do material erosionado durante os meses de Outubro de 1989 a Maio de 1990.

Deste modo, o crescimento do mato (GACO) ou o progressivo esgotamento de material fino (Estoirão e Gondramaz), terão contribuído para que os valores do material erosionado fossem no segundo ano inferiores aos registados no primeiro.

Parece pois ter ficado demonstrado, não só nas situações analisadas quantitativamente, mas também através de outros casos anteriormente estudados que, na atualidade, o homem direta ou indiretamente é o maior agente de erosão das Serras de Xisto, chegando a desencadear processos que tornam irreversíveis as consequências negativas que desencadeiam, como se verifica, por exemplo, em situações de abandono de campos cultivados.

## SÍNTESE E CONCLUSÃO

*A pobreza do solo, a aspereza do clima e a configuração moral e mental do habitante não consentiram nunca nem os vagares da criação gratuita, nem os ócios da sua fruição. E é das coisas desconsoladas da região verificar numa feira que não aparece um barro decorado, uma canga entalhada, um avental com flores bordadas. Tudo é neutro como as pedras da serra, a que é preciso descobrir beleza na coesão dos átomos e na serenidade com que assentam no chão.*

MIGUEL TORGA, 1950, p. 74.

Para subtítulo deste estudo sobre as Serras de Xisto da Cordilheira Central, escolhemos “contribuição para o seu conhecimento geomorfológico e geoecológico”. Tal escolha não resultou do acaso, mas sim da necessidade de melhor compreendermos a evolução atual das suas vertentes e os processos morfogenéticos que nela interferem, dada a sua interrelação e interdependência com o meio sobre que atuam.

Com efeito, a caracterização da evolução geomorfológica das Serras de Xisto, o primeiro objetivo a ser delineado, desde cedo nos levou a considerar também uma perspectiva geoecológica, razão pela qual este trabalho aparece estruturado em duas partes, cada uma delas visando caracterizar, respetivamente dos pontos de vista geomorfológico e geoecológico, um vasto conjunto serrano predominantemente constituído por rochas xistosas, correspondente à extremidade ocidental da Cordilheira Central.

Deste modo, a primeira parte do trabalho (cap. I, II e III) corresponde essencialmente a uma análise geomorfológica mais ao gosto clássico, enquanto que a segunda parte (cap. IV e V), aparece mais voltada para a quantificação e para o ambiente, procurando ser aplicável ao espaço serrano em análise, aproximando-se assim das principais tendências da geomorfologia dita moderna e da geoecologia.

Com efeito, as duas partes, embora distintas, acabam por ser complementares, pois ambas se desenvolvem em torno dum espaço serrano, em profunda mutação, mas que, apesar de tudo, dá unidade ao conjunto, mantendo-se como fio condutor em torno do qual se desenvolveu o presente estudo.

Como síntese final e à guisa de conclusão, pretendemos apresentar uma tentativa de interpretação da geodinâmica regional das Serras de Xisto da Cordilheira Central.

## **Génese e suportes das grandes formas**

As Serras de Xisto da Cordilheira Central de Portugal inserem-se no Maciço Hespérico, mais concretamente na unidade geomorfológica designada Cordilheira Central, a qual é geralmente interpretada como um *horst* compressivo, uma estrutura “de resalto” (A. Ribeiro, 1988), limitada por falhas cavalgantes quer a NW, quer a SE.

Ora, estes cavalgamentos vão provocar a distensão da Cordilheira segundo a direção NW-SE, a qual, por sua vez, facilita a existência de abatimentos no sector central. Estes, conjugados com o soerguimento geral da Cordilheira, imprimem-lhe, na área das Serras de Xisto, uma estrutura essencialmente constituída por dois *horsts*, separados por um *graben*.

O compartimento levantado de NW apresenta-se mais elevado do que o localizado a SE. Formam dois conjuntos montanhosos, respetivamente designados por Serras Setentrionais e Serras Meridionais, que se encontram separadas pelo Fosso do Médio Zêzere, correspondente ao compartimento abatido.

Assim sendo, as Serras de Xisto devem, desde logo, a sua existência à atuação tectónica. Desde logo, a orogenia hercínica, embora com efeitos menos perceptíveis em termos de formas, foi aquela que afetou mais profundamente toda a vasta região por onde se desenvolvem todas estas serras.

Com efeito, ela é responsável não só pela emersão e dobramento dos materiais ante-mesozóicos que constituem o substrato da área montanhosa, mas também por grande parte das rochas granitóides que perfuraram estas formações. Além disso, tanto algumas fraturas, como certos alinhamentos montanhosos, estão marcadamente orientados pela orogenia hercínica, dos quais se destacam as cristas quartzíticas, que têm ainda na atualidade importante expressão morfológica.

Contudo, para a explicação das atuais formas de relevo, a ação da orogenia alpina foi a mais importante, continuando a manifestar-se através da neotectónica, muitas vezes por reativação de antigas fraturas hercínicas.

Deste modo, porque se trata de uma área levantada tectonicamente, a ação conjugada de diversas fases orogénicas permite explicar as principais formas de relevo associadas à tectónica (cf. 1.3.1.), nomeadamente escalonamento e deslocamento de níveis, basculamento de blocos e orientação de certos tramos da rede hidrográfica, dos quais destacamos as direções mais diretamente associadas a fraturas.

Desde logo, porque definem os grandes alinhamentos das Serras de Xisto, são as falhas com direção geral NE-SW, considerada alpina, e WNW-ESE, aquelas que encerram maior significado geomorfológico. Depois, pela expressão morfológica que imprime ao traçado retilíneo dos vales, é a direção N5°E, praticamente N-S, resultante da atuação neotectónica sobre antigas fraturas hercínicas, aquela que merece mais destaque. Com alguma expressão morfológica aparecem ainda outras direções, tais como NNW-SSE e NW-SE, tradicionalmente associadas à orogenia hercínica, E-W e NNE-SSW, esta última considerada tardi-hercínica. À parte da tectónica, outras causas concorrem para a explicação das formas de relevo.

A aparente homogeneidade litológica, resultante da predominância dos xistos, não significa monotonia das formas, sobretudo a nível de pormenor. Apesar dessa aparente uniformidade, dentro do grande conjunto designado genericamente por xistos, aparecem diversas variedades, desde xistos argilosos finos até xistos

gresosos, grauvacóides ou mesmo quartzíticos. Na realidade, estas variedades apresentam diferentes graus de dureza, o que, desde logo, vai determinar diferenciação, em termos de formas de pormenor.

A existência de outros tipos de rochas, quartzitos e granitóides, vem introduzir alguma variação local. Por norma, os quartzitos imprimem um grande vigor às formas de relevo, destacando-se muito bem na paisagem existente, mesmo quando as cristas por eles proporcionadas se situam a cota inferior à das serras xistosas. Quando são atravessados por cursos de água, proporcionam magníficas formas de pormenor, quer se trate de apertados vales em garganta (Senhora da Candosa, Santa Luzia), quer de impressionantes e espetaculares quedas de água (Água de Alte).

Os granitóides, pelo contrário, possibilitam a abertura de alvéolos (Coentral, Fundão), os quais, por vezes, são realçados pela saliência das formas envolventes, devido à maior resistência das rochas, resultantes do metamorfismo de contacto. Quando não arenizam facilmente, permitem a manutenção de vastos aplanamentos, como sucede, por exemplo, em Pedrógão Grande.

Da sequência de acontecimentos que se sucederam e que foram contribuindo para a moldagem das atuais formas de relevo, muito poucos registos se encontram preservados, pelo que é tarefa impossível tentar reconstituí-los pormenorizadamente. No entanto, em especial nas Áreas Marginais, conservam-se alguns depósitos que permitem algumas considerações sobre a evolução do relevo. Por se situarem fora da área analisada com mais detalhe, não nos mereceram estudo pormenorizado, pelo que nos limitamos a sintetizar as opiniões mais recentes sobre este assunto.

No interior das Serras de Xisto, os acentuados declives dificultam a conservação dos depósitos, pelo que só alguns dos acontecimentos mais recentes deixaram vestígios com representatividade. Foi essencialmente sobre estes últimos que incidimos a nossa investigação. Todavia, por razões várias, não nos é possível estabelecer barreiras muito rígidas entre eles. Certamente que a investigação a desenvolver no futuro permitirá não só uma melhor localização no tempo, mas também um conhecimento mais perfeito das condições que envolveram a sua formação. Apesar do seu carácter provisório, não deixaremos de apresentar as conclusões a que, de momento, chegámos.

## Linhas gerais da evolução do relevo

A reconstituição detalhada da evolução paleogeográfica de toda esta vasta região só recentemente foi efetuada (P. Proença e Cunha, 1992, p. 190-214). No entanto, diversas contribuições anteriores ajudaram à sua sistematização. De entre elas destacamos as de O. Ribeiro, o autor que mais estudos dedicou à região, redigidos à volta da década de quarenta (1939, 1942a, 1943a, 1943b, 1949a, 1949b, 1949c, 1951 e *s/d*). Bastante mais tarde, surgem dois novos e valiosos contributos para o conhecimento científico da evolução desta complexa região. A. Galopim de Carvalho *et al.* (1983, p. 209-212), refere-se à “Bacia Cenozóica do Tejo e Sado” e S. Daveau *et col.* (1985/86, p. 392-6) trata as “Bacias de Lousã-Arganil”.

Com base nestes estudos, a crónica, muito simplificada, dos episódios mais marcantes para a explicação das atuais formas de relevo, admite a existência de uma antiga superfície de erosão, de um aplanamento generalizado que afetaria tanto os metassedimentos do complexo xisto-grauváquico, como as rochas granitóides. Este completo arrasamento da região correspondente às Serras de Xisto, incluindo os afloramentos quartzíticos, terá culminado no Eocénico e constitui a base de toda a evolução geomorfológica posterior (S. Daveau *et col.*, 1985/86, p. 393). Nas Áreas Marginais, a drenagem far-se-ia para SW, através de um sistema fluvial entrançado, na bacia do Mondego, e por sistemas de cones aluviais, na bacia do Tejo (P. Proença e Cunha, 1992, p. 203), à qual estará associada a deposição das arcoses de Coja, a NW, e da unidade areno-conglomerática do Cabeço do Infante, a SE.

A conservação destes depósitos só terá sido possível devido à subsidência das bacias em que se localizam, durante o Eocénico final e o Oligocénico, por reativação de fraturas NE-SW, em função da fase de compressão pirenaica, que afetou todo o Oeste Ibérico (P. Proença e Cunha, 1987, p. 80).

Com efeito, S. Daveau *et col.* (1985/86, p. 252) admitiam que o primeiro grande soerguimento da Cordilheira teria ocorrido no Oligocénico (?), quando a superfície culminante já seria uma forma degradada do aplanamento Eocénico, de cuja cobertura arcósica já estaria limpa, na

totalidade ou em grande parte e na qual os quartzitos já sobressaíam como ligeiro relevo.

No entanto, estudos mais recentes apontam para um soerguimento mais tardio da Cordilheira Central, dado que uma segunda fase de rejuvenescimento de relevos graníticos, correspondendo à fase tectónica neo-castelhana, situada no topo do Miocénico inferior, terá possibilitado a instalação de uma imensa cobertura regional arcósica, que, na área de Sarzedas, está materializada pelos sedimentos da unidade arenosa de Silveirinha dos Figos (P. Proença e Cunha, 1987, p. 80-1) .

Os grandes soerguimentos da Cordilheira Central terão ocorrido já no Tortoniano (Miocénico superior), há cerca de 10 MA (A. Galopim de Carvalho *et al.*, 1983), quando a compressão terá atingido o seu auge, embora o regime compressivo prossiga, como vimos, até à atualidade. Em consequência, observam-se várias fases de levantamento, registadas através de diversas discontinuidades sedimentares regionais, marcadamente erosivas, as quais podem afetar o soco (P. Proença e Cunha, 1992, p. 212) .

Este autor considera que o registo sedimentar desta etapa é muito semelhante nas duas bacias terciárias (Lousã-Arganil e Beira Baixa), onde distingue três sequências sedimentares limitadas por discordâncias (SLD), pelo que as descreve em conjunto. Nas formações *do Grupo de Sacões*, pertencentes à bacia Lousã-Arganil, toma a *Formação de Campelo* para exemplo do registo sedimentar greso-conglomerático (SLD 11), datada do Tortoniano superior-Messiniano inferior e a que, na Beira Baixa, equivalem os *Arenitos da Torre*, correspondentes à posição estratigraficamente inferior da *unidade conglomerático-argilosa de Sarzedas*.

A segunda sequência (SLD 12), datada do Messiniano superior-Zancliano, é constituída por fácies areno-lutíticas, de que são exemplo os *Conglomerados da Telhada*, no Grupo de Sacões, e os *Conglomerados de Monfortinho*, na Beira Baixa, correspondendo à posição superior da *unidade conglomerático-argilosa de Sarzedas*.

A terceira sequência (SLD 13), do Placenciano (Vilafranquiano inferior), integra uma deposição à base de conglomerados grosseiros com elementos quartzíticos e arenitos cascalhentos, com raras intercalações de lutitos, designados

por *Conglomerados de Santa Quitéria*, no Grupo de Sacões e *Conglomerados da Falagueira*, na Beira Baixa (P. Proença e Cunha, 1992, p. 212-4), equivalentes às *formações de blocos* de S. Daveau (1985/86).

Depois, já no Plistocénico, as fases mais recentes do soerguimento da Cordilheira Central determinaram o rejogo das falhas marginais dos afloramentos Ordovícicos, levando à sobrelevação das cristas e, nas proximidades destas, à formação de depósitos de sopé e de depósitos culminantes, *rañas*, atribuídos ao Vilafranquiano superior, os quais antecedem o encaixe fluvial recente (P. Proença e Cunha, 1987, p. 81), como acontece muito claramente, por exemplo, na área dos Penedos de Góis.

Alguns autores consideram que certas formações do tipo *raña* podem estar associadas a fenómenos periglaciares de crioclastia e solifluxão, numa morfogénese de tipo árido e frio (Muñoz-Jimenez, 1976, p. 87), admitindo que o topo se possa relacionar com um escoamento pastoso, efetuado sobre solo gelado (J. Vaudour, 1979, p. 122), que, nas Serras de Xisto da Cordilheira Central, se poderá ter processado ainda durante os primeiros períodos frios do Quaternário. A partir de então deixamos a reconstituição paleogeográfica e entramos na evolução geomorfológica que nos diz mais diretamente respeito.

Para alcançar esse objetivo, penetraremos nas Serras de Xisto, no interior das quais não é possível encontrar as formações descritas. No entanto, através dos depósitos de sopé associados às cristas quartzíticas e dos depósitos formados por materiais à base de xisto e argila deles resultante, vamos tentar compreender alguns dos traços da evolução mais recente e a que dedicámos maior atenção.

### **Morfogénese würmiana**

O encaixe da rede hidrográfica aparece como um dos traços dominantes da morfologia recente das Serras de Xisto.

À parte dos aplanamentos culminantes e de alguns antigos vales muito abertos, a forma generalizada dos vales caracteriza-se por estes apresentarem uma parte superior relativamente aberta, sensivelmente até meia vertente, para depois

passarem a vales estreitos, em forma de V, sendo por vezes quase em garganta, a testemunharem um encaixe muito rápido e recente.

Com efeito, as várias fases de levantamento das serras foram transmitindo maiores declives aos perfis longitudinais, aumentando-lhes, em consequência, o seu poder erosivo, principalmente nos períodos interglaciares.

No entanto, as marcas deixadas na paisagem não são suficientes para remontar muito no tempo. Com efeito, apenas nos é possível recuar até ao Riss, durante o qual se deverá ter verificado uma fase de certa estabilidade da drenagem, com predomínio da atuação dos processos morfogenéticos sobre as vertentes que, num clima frio e seco (gelifratos pequenos e médios), teriam permitido a formação dos depósitos de patelas que considerámos como os mais antigos da área estudada ( $Ht_1$ ,  $Hm$  e  $Ht_2$ , da fig. 113).

Depois, admitimos como hipótese muito provável que, durante o interglaciar Riss-Würm, a rede hidrográfica tenha evoluído em função de uma importante recidiva de erosão, responsável pela rotura de declive apresentada a meia vertente por muitos vales e de que tomámos como paradigma o alto Ceira (fig. 27).

Aliás, o episódio de encaixe protagonizado durante o interglaciar Riss-Würm, está bem marcado nas Serras de Xisto, quer por um nível de meandros abandonados naturalmente, que devem testemunhar o início do encaixe, quer por um nível de terraço, muito frequente, situado por volta dos 40 metros, que corresponde ao final do interglaciar, atendendo a que, para o topo, denota uma acentuada perda de competência.

Entretanto, nas vertentes, o progressivo aumento de temperatura terá levado a uma generalizada alteração pedogenética, testemunhada pelos pelitos argilosos e solos mosqueados, por vezes sobrepostos ao referido depósito de terraço.

Seguem-se-lhe as duas fases mais importantes de gelificação identificadas por S. Daveau (1973, p. 20), as quais apresentam características distintas, bem materializadas no depósito da Selada Cova (fases B e C).

A primeira dessas fases, que pensamos ser de atribuir ao Pleniglaciar inferior e médio, por este se apresentar com características de interestádio (J. Mateus e P. Queiroz, 1993, p. 123), permite atribuir-lhe episódios quentes e húmidos, num clima temperado frio e húmido (F. Diniz, 1992), o qual possibilitaria a

formação de pequenos gelifratos com matriz argilosa e solifluxões capazes de deslocar grandes quantidades deste material, ou de outro herdado de fases anteriores, para a base das vertentes onde, localmente, se conservam, constituindo o depósito que designámos de coluvião vermelho.

O depósito apresenta frequentemente duas sequências, muito nítidas na Selada Cova ( $B_1$  e  $B_2$ ), separadas por uma descontinuidade, correspondente ao interestádio Würm I/Würm II.

No final, as características de interestádio devem ter-se acentuado de novo e levado ao profundo ravinamento do topo do depósito, marcando a transição para o Pleniglacial superior, durante o qual terá predominado um clima frio e seco.

De entre os descritos “seria o mais frio e seco” (F. Rebelo, 1986, p. 135), correspondente a “um clima mais rigoroso [do que o do Pleniglacial médio] com subfases de intensidade variável de frio e aridez” (J. Mateus e P. Queiroz, 1993, p. 124), aquele que teria criado condições para a formação da maior parte dos depósitos hoje conservados no interior das Serras de Xisto e que, na Selada Cova, também apresentam duas sequências semelhantes ( $C_1$  e  $C_2$ ), separadas por uma descontinuidade.

Estes depósitos de patelas apresentam uma distribuição generalizada, repartindo-se por toda a área abrangida pelas Serras de Xisto, embora se encontrem com mais frequência a altitudes superiores a 700 m, fossilizando paleotopografias, muitas vezes correspondentes a pequenos vales.

Pelo contrário, o conglomerado subjacente, coluvião vermelho, aparece preferencialmente nas cotas mais baixas, em antigos meandros abandonados ou no fundo dos vales mais largos, correspondentes a pequenas bacias tectónicas, basculadas para montante.

Este basculamento deverá ser muito recente, posterior à deposição, ou seja, pós-Pleniglacial médio, uma vez que no Mosteiro, os xistos parecem cavalgar este depósito (fot. 36), o que, a verificar-se, constitui mais uma indubitável prova da existência de neotectónica.

Os depósitos de patelas terminam por uma descontinuidade, a qual será de atribuir à transição entre o Pleniglacial superior e o Tardiglacial inicial, na medida em que se terão criado condições que permitiram a erosão da parte superior do

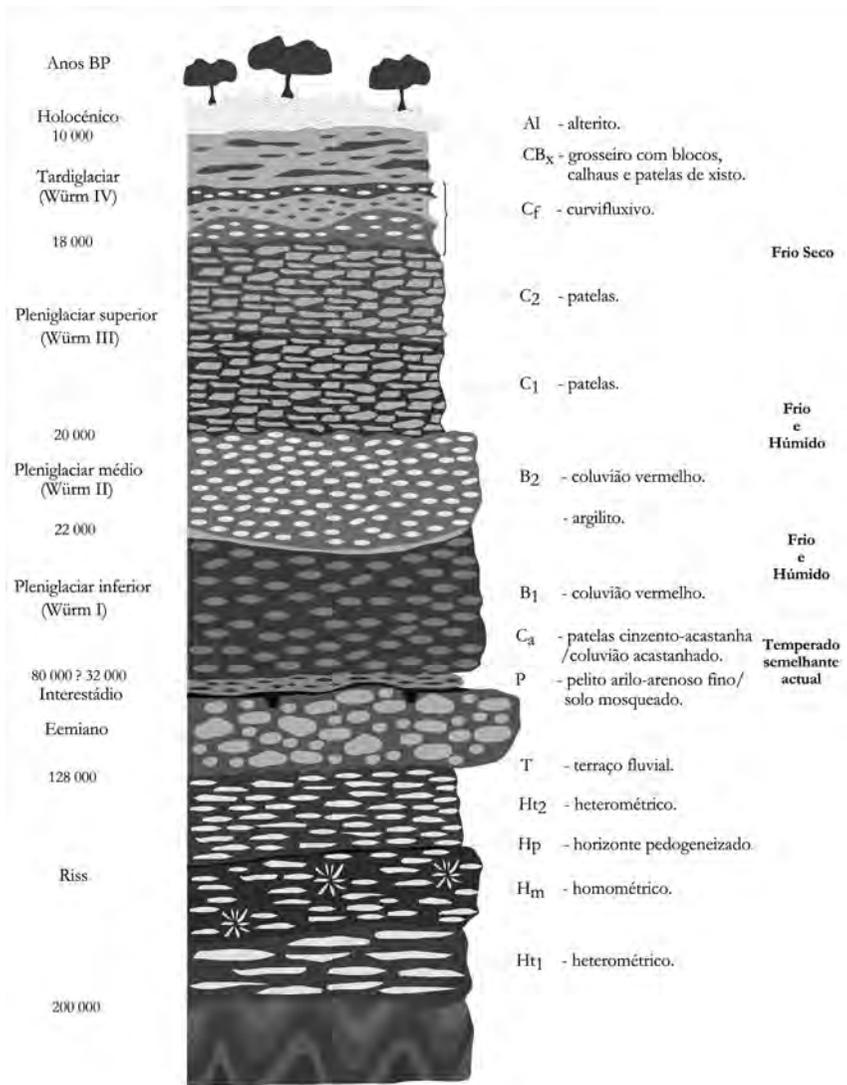


Fig. 113 – Esboço interpretativo da deposição efetuada no interior das Serras de Xisto, no final do Quaternário.

depósito, atendendo a que o clima terá registado um rápido aquecimento (A. R. Cordeiro, 1990a, p. 58), e maiores quantitativos de precipitação (A. Pedrosa, 1993, p. 425), os quais passaram a favorecer a escorrência e o escoamento fluvial em prejuízo dos processos relacionados com o gelo.

Diversos autores (H. Nonn, 1966; Y. Guillien *et al.*, 1978, M. Garmendia, 1989) citados por A. Pedrosa (1993, p. 425), sugerem nova crise climática pelos 11 000 BP, a qual poderá ter sido responsável pela formação dos depósitos curvifluxivos. Com efeito, estes apenas se localizam nas maiores altitudes, preferencialmente em vertentes voltadas a Norte, denotando alternância de condições climáticas, traduzidas em períodos mais frios e secos e situações mais amenas e húmidas, devido à existência de leitos constituídos essencialmente por patelas e outros com fração argilo-arenosa relativamente abundante.

Esta alternância sugere-nos a existência de um clima em que períodos mais frios e secos alternariam com outros em que a queda de neve desempenharia um papel importante para a atuação dos processos morfogenéticos, sobretudo quando da sua fusão.

Nestas circunstâncias, a fluência hídrica no interior dos depósitos (fot. 40) que fossilizavam as antigas linhas de água, podia, em situações de frio mais intenso, congelar no interior dos depósitos, fazendo inchar a estrutura e arquear os níveis mais finos.

As condições climáticas do início do Tardiglacial nas Serras de Xisto parecem, pois, favoráveis ao desenvolvimento do depósito curvifluxivo. Segue-se-lhes um período mais propício à ocorrência de solifluxões, embora, em situações de menor altitude e de maior proximidade do oceano, o Tardiglacial possa ter apresentado dois momentos favoráveis ao desenvolvimento de solifluxões, as do início e as subatuais (F. Rebelo, 1986, p. 136), das quais não encontramos registos dignos de realce. Provavelmente terão remexido e transportado para a base das vertentes material herdado da atuação de processos anteriores, onde os processos associados à dinâmica fluvial se terão encarregado de o evacuar, ou entulharam antigos valeiros, conservando-se como depósitos que designámos encaracterísticos, os quais ajudam a regularizar as vertentes. Depois, uma modificação significativa das condições climáticas, bem com uma, cada vez maior, ação interventora do homem sobre a natureza, vieram alterar profundamente o quadro da evolução natural das formas de relevo.

## As vertentes e o homem

Um lento e progressivo aquecimento, iniciado cerca de 10 000 BP (A. R. Cordeiro, 1990b, p. 65) terá criado condições para o remeximento e transporte de muito do material resultante da atuação dos processos morfogenéticos anteriores, à semelhança do que sucedeu, por exemplo, na serra do Marão (A. Pedrosa, 1993, p. 425), levando ao encaixe da rede hidrográfica e ao desenvolvimento da vegetação sobre as vertentes.

A incessante variabilidade da cobertura vegetal, inicialmente resultante de fatores naturais e, depois, devido sobretudo a fatores humanos, é uma das características do Holocénico. Apesar de nunca terem estado ausentes, os fatores humanos passaram a interferir cada vez mais até se sobreporem aos fatores naturais (S. Daveau, 1988, p. 101-2).

A evolução do revestimento vegetal das Serras de Xisto, durante o Holocénico, deverá ter sido análoga à ocorrida, a cotas semelhantes, na vizinha Serra da Estrela onde um registo polínico, Lagoa Comprida I, situado por volta de 1 000 metros de altitude, retrata a evolução de uma floresta aberta de *Pinus Sylvestris* (anterior a 9 200 BP) para uma floresta de carvalhos e vidoeiros. A partir de 1 000 BP, o referido diagrama reflete uma situação semelhante à atual, caracterizada pela desarborização e pela existência de diversas espécies arbustivas, genericamente designadas por mato, sendo predominantemente de ericáceas (C. R. Janssen e R. E. Woldringh, 1981, p. 308).

Para esta desflorestação terão contribuído, entre outros fatores, duas vagas de incêndios, uma por volta de 4 300 BP e outra por 3 300 BP. A partir de 1 000 BP, aproximadamente, associado à atividade agrícola, passou a cultivar-se também *Pinus pinaster* (S. Daveau, 1988, p. 108), cujos povoamentos passaram a constituir uma importante mancha florestal, na atualidade também muito afetada pelos incêndios florestais.

Estas condições não terão sido as mais favoráveis à formação de depósitos. No entanto, durante as chamadas “pequenas idades do gelo” quer dos séculos XVII a XIX (E. Le Roy Ladurie, 1967, p. 15-16), quer anteriores, deverão ter-se veri-

ficado circunstâncias propícias à sua formação<sup>146</sup>, nomeadamente daqueles que designámos por depósitos grosseiros de patelas com calhaus e blocos de xisto disseminados nos seu interior.

A sua posição culminante, a proximidade à superfície topográfica e a frescura deste tipo de depósitos levam-nos a considerá-los como sendo muito recentes, digamos subatuais, o que nos leva a admitir que, nas cotas mais elevadas, ainda no início de século XIX pudessem existir condições para a sua formação.

Depois, as condições climáticas evoluíram para uma situação muito semelhante à atual, pelo que, nas Serras de Xisto, durante o corrente milénio, em particular nos seus últimos cinco séculos, o homem, direta e indiretamente, foi o principal responsável pela evolução das vertentes.

Com efeito, quer a destruição da floresta provocada pelo homem, tanto com vista à pastorícia, como para lenha e madeira, quer o desaparecimento do sub-bosque, associado à pastorícia e ao carvão vegetal, aceleraram a normal evolução das vertentes.

Por sua vez, os arroteamentos, ainda frequentes na primeira metade deste século, transformaram profundamente o perfil natural das vertentes e, por conseguinte, a sua dinâmica. Em vez duma forma sensivelmente retilínea, a base da vertente passou a corresponder a uma linha quebrada, um perfil semelhante ao dos terraços escalonados, só que, neste caso, de natureza antrópica, logo artificiais.

Trata-se de uma gigantesca obra de engenharia, tanto agrícola como hidráulica, disseminada por tudo quanto são vales, dos mais grandiosos aos mais pequenos valeiros, que cabe aqui realçar. Uma obra que nunca foi devidamente quantificada, de modo a dar-nos conta não só da superfície abrangida, mas também dos milhares de quilómetros de extensão ocupados por muros de pedra solta que servem de suporte aos “terraços” e, sobretudo, do esforço humano despendido na construção dos campos agrícolas (hoje em grande parte abandonados) e dos cuidados postos anualmente na sua conservação (cf. 5.1.1.1.).

---

<sup>146</sup> Na nota 82, capítulo 3.3., indicam-se as “pequenas idades” ocorridas depois do óptimo climático pós-glaciar registado entre 4000 e 3000 AC.

Quantas canseiras, para que a irrigação fosse possível, e quantas quezílias, por causa da água! É impossível quantificar o número de poças e os quilómetros de minas abertos com essa finalidade. Além dos açudes feitos nos grandes rios, quantas represas não foram construídas todos os anos no leito das ribeiras, apesar de se saber estarem condenadas a ser levadas pelas primeiras enchentes.

Quantos milhares de quilómetros de levadas não foram feitos e, como as poças, reconstruídas ou remendadas vezes sem conta. Bastavam as toupeiras, na sua incessante abertura de galerias, para se encarregarem de furar poças e levadas, obrigando à sistemática reparação destas estruturas, pondo à prova a capacidade de resignação dos serranos que, na luta pela sobrevivência, com uma tenacidade ímpar, contrariavam as leis da evolução da natureza.

Recordemos, a título de exemplo, as trincheiras e os túneis construídos para desviar o traçado de rios e ribeiras: Loriga e Alvoco (fot. 17), Ceira (fot. 26), Carrimá, Porsim, etc. Uma obra bem ao estilo dos serranos, grandiosa mas sem sumptuosidade, que bem merecia ser enaltecida, quanto mais não seja porque o abandono a que está votada, fará que entre em rápida decadência — paulatinamente, os processos erosivos vão-se encarregando de a destruir, tentando repor um perfil de vertente semelhante ao existente antes da intervenção humana — e as gerações vindouras terão dificuldade em nela reconhecer uma paisagem humanizada, dissimulada pela vegetação que tudo parece querer cobrir e esconder.

Com o abandono dos campos agrícolas, em resultado do êxodo rural iniciado por volta dos anos cinquenta do século xx, muitos desses espaços regressaram à ocupação que detinham antes da intervenção antrópica, ou seja, retomaram a sua aptidão florestal.

Porém, como o êxodo rural também levou ao abandono dos espaços florestais, deixou a floresta entregue a si própria, com todos os inconvenientes que tal situação acarreta para a exploração florestal. Desde logo, à parte das quebras na produção, os incêndios florestais aumentaram de forma impressionante, não só em número de ocorrências, mas também em extensão percorrida pelas chamas, ao ponto de, na atualidade, constituírem o maior flagelo que afeta o sector florestal.

Além dos prejuízos de ordem material e social que os incêndios florestais acarretam, é sobretudo do ponto de vista ambiental que as suas consequências são mais nefastas. Efetivamente, depois de se ter provocado a desarborização das vertentes serranas, entendeu-se que a floresta, entre outros benefícios, poderia atenuar o regime torrencial dos rios, o que levou a que, nas décadas de 40 e 50 do século xx, se tivesse procedido a sementeiras maciças de penisco.

Ora, o êxodo rural dos anos 60 veio contribuir indiretamente para que muitos dos pinhais resultantes dessas sementeiras fossem pasto das chamas, as quais transformaram muitos dos espaços florestais em áreas incultas, ocupadas por mato.

Muitas vezes, para obstar a que tal sucedesse, substituiu-se o pinheiro bravo por espécies capazes de não só se autoregenerarem após o fogo, através do rebentamento da toiça, mas também de rápido crescimento, ou seja, pelo eucalipto.

Deste modo, de resinosas e folhosas de crescimento lento, a floresta serrana está a ser substituída por espécies exóticas de rápido crescimento, para as quais dificilmente evoluiria por seleção natural. Esta transformação é, em grande parte, devida aos incêndios florestais, motivo porque estes constituem um importante fator de desequilíbrio ambiental, contribuindo para a instabilidade geocológica das Serras de Xisto. Além disso, os incêndios florestais são, na atualidade, um fator determinante da evolução das vertentes serranas.

Com efeito, o fogo ao anular a proteção oferecida pela vegetação contra a ação dos agentes erosivos e ao alterar a textura e estrutura do solo, pelo menos na parte superficial (L. Lourenço, 1990c), faz com que este fique completamente desprotegido e possa ser facilmente arrastado pelos agentes erosivos (água e vento), isto é, provoca o acelerar da erosão das vertentes (L. Lourenço, 1988a).

Este fenómeno é particularmente evidente sempre que o escoamento superficial resulta de precipitações intensas e se desenvolve sobre depósitos de vertente, uma vez que os ravina e arrasta com uma facilidade impressionante (L. Lourenço, 1995). Quando, além disso, o homem interferiu na dinâmica da vertente (abrindo estradas, construindo socalcos, diques, etc.) e deixou de prestar a devida manutenção a essas estruturas, as consequências das precipitações violentas e concentradas podem ser catastróficas (L. Lourenço, 1988c).

Mas, mesmo sem atentarmos nestas situações mais dramáticas, os incêndios florestais continuam a ser a principal causa da evolução atual das vertentes, pois, nos dois últimos decénios, a quase totalidade das Serras de Xisto foi por eles percorrida (fig. 87).

Sucedem que grande parte dessas áreas foram replantadas recorrendo-se normalmente ao uso de processos mecânicos para se efetuar a mobilização superficial do solo que antecede a plantação. Deixando de lado as tão frequentes e perniciosas lavouras realizadas segundo as linhas de maior declive, mesmo quando os diferentes tipos de mobilização superficial do solo são efetuados segundo uma metodologia tecnicamente correta, isto é, seguindo o desenvolvimento das curvas de nível, até nestas circunstâncias, as taxas de erosão por nós observadas foram sempre incomparavelmente superiores às registadas sob coberto vegetal. Em determinadas circunstâncias, os valores do material erodido pelo escoamento laminar e difuso, quantificado em parcelas experimentais, podem alcançar cem toneladas por hectare/ano (L. Lourenço *et al.*, 1990). Ora, se a estes valores adicionarmos, ainda, os produzidos pelo escoamento concentrado, que ravina o solo com uma facilidade impressionante, o resultado obtido será certamente assustador.

Além disso, as albufeiras existentes nos rios serranos criam rupturas de declive nos respetivos leitos que vão determinar a deposição de grande parte da carga transportada. Com efeito, os materiais mais grosseiros são abandonados logo à entrada da albufeira, contribuindo para um rápido acréscimo dos derrames deltaicos sublacustres de montante (L. Lourenço, 1988d, p. 12) e até os materiais mais finos, devido à relativa estagnação da água, acabam por também se depositarem, pelo menos em parte.

Por exemplo, na albufeira do Cabril, tanto na confluência da ribeira de Alge com o rio Zêzere, como nas imediações da aldeia submersa de Vilar, observámos material essencialmente argiloso, com mais de um metro de espessura, profundidade até que foi possível fazer penetrar a fita métrica nas fendas produzidas pela dissecação desse material, o qual terá sido transportado sobretudo em dissolução.

Deste modo, não só os derrames sublacustres deltaicos de montante, mas também a deposição generalizada de materiais finos, vão fazendo com que, pau-

latinamente a capacidade útil das albufeiras vá sendo progressivamente reduzida e, por conseguinte, diminuída também a produção de energia hidroelétrica.

Por todas estas razões, a conservação dos solos deveria constituir uma prioridade nas áreas montanhosas, de acentuado declive, onde esses solos geralmente se apresentam delgados, quando não mesmo esqueléticos, especialmente com vista à possível introdução de outras espécies vegetais, mais exigentes do que as atuais, desde esse ponto de vista, o que, infelizmente, não se verifica.

Por esse motivo, o aceleramento da evolução das vertentes não se confina apenas ao seu aspeto geomorfológico, mas também interfere do ponto de vista geoecológico, contribuindo para intensificar ainda mais a rápida mutação a que os espaços serranos estão a ser sujeitos.

Se, no último milénio, o povoamento das Serras de Xisto foi o fator que, primeiramente, mais acelerou a evolução das suas vertentes, agora, o seu despoamento e o conseqüente abandono dos campos, constituem um novo período de intensificação da evolução das vertentes. Em ambas circunstâncias foi o ser humano que determinou o aceleramento da evolução natural das vertentes, primeiro como interventor direto e, agora, por não intervenção, pelo que, sem qualquer dúvida, ele é o principal fator da evolução atual das vertentes serranas.

Mas o homem, na ânsia de um porvir melhor, não pode continuar, indiscriminadamente, a acelerar a evolução descontrolada das vertentes serranas.

As áreas com aptidão florestal das Serras de Xisto estão a atravessar profundas transformações pelo que se apresentam muito sensíveis, particularmente dos pontos de vista geomorfológico e geoecológico, correndo o risco de entrarem num processo irreversível de desarborização e de desequilíbrio ambiental, contrariando a evolução que, naturalmente, apresentariam, não fora a intervenção humana.

Cabe-nos a nós, homens e mulheres, evitar que tal aconteça.

(Página deixada propositadamente em branco)

## EPÍLOGO

*O viajante amigo da simplicidade, da Natureza desumanizada,  
do primitivo, terá sempre na serra uma região que há-de encantá-lo.*

MARTINS DE CARVALHO, Guia de Portugal,  
vol. III, tomo I, p. 410-411

[...]

*Eu sou lá dos montes  
Que medem o céu  
Sou das frias serras onde primeiro o Sol nasceu  
E onde os rios ainda são apenas fontes*

*Sou de onde as árvores falam  
A língua que eu conheço  
Onde de mim sei tudo  
E do resto me esqueço*

*Lá, tenho olhar de estrelas a luzir  
E tenho voz de guardador de rebanhos,  
Passos de quem só desce para subir,  
Mãos sem perdas nem ganhos.*

[...]

BRANQUINHO DA FONSECA, Poesias, Litoral n.º 3

*Retiro-me a estes valles, a estas fontes,  
A estes frescos jardins, e patrios rios,  
Quando vão cheios caço pelos montes,  
E nelles pesco quando vam vasios.  
Contente d'estes ares e horizontes,  
Sem a côrte invejar, passo os estios,  
Pelos invernos canto teus louvores,  
De outra musa melhor merecedores.*

B. GARCIA DE MASCARENHAS, Viriato Trágico,  
Canto XV, est. 104, II vol., p. 183

(Página deixada propositadamente em branco)

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Atendendo a que, no texto, as citações foram feitas entre parêntesis, indicando autor-data-localização, de acordo com o ponto 9.4. da NP 405-1, do mesmo modo, a indicação das referências bibliográficas também respeita o estipulado no ponto 9.4 dessa Norma Portuguesa.

### 1. Cartografia

#### 1.1. Obras gerais

COMISSÃO NACIONAL DO AMBIENTE (1975 e seg.) – *Portugal. Atlas do Ambiente.*

Esc. 1/1 000 000, Lisboa.

GIRÃO, A. (1958) – *Atlas de Portugal.* Instituto de Estudos Geográficos, Coimbra, 40 estampas (2.<sup>a</sup> ed.).

MARTÍNEZ DE PISÓN, E., MUÑOZ, J., SANZ, C., TELLO, B., BULLÓN, T., GONZÁLEZ, J. A., ALONSO, F., NICOLÁS, P., PUCH, C., ARENILLAS, M. E DÍEZ, J. (1986) – *Atlas de Geomorfología*, Alianza Editorial, Madrid, 365 p.

#### 1.2. Mapas geomorfológicos

*Mapa del Cuaternario de España* (1989), Esc. 1:1 000 000, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.

*Mapa de Estados Erosivos – Cuenca Hidrográfica del Tajo* (1987), Esc. 1:4 000 000, Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Madrid.

*Mapa Geomorfológico de Portugal* (1980), Esc. 1:500 000, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.

### **1.3. Mapas geológicos**

*Carta Geológica de Portugal*, Esc. 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. Folhas n.ºs: 15-A Vila Nova de Foz Côa (1990); 15-B Freixo de Espada à Cinta (1990); 17-C Santa Comba Dão (1962); 17-D Gouveia (1966); 20-B Covilhã (1975); 24-D Castelo Branco (1966); 28-B Nisa (1964); 28-D Castelo de Vide (1972).

*Carta Geológica de Portugal* (1972), Esc. 1:500 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Carta Geológica de Portugal* (1968), Esc. 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Carta Geotectónica, Região das Beiras – Portugal* (1968), Esc. 1:250 000, Junta de Energia Nuclear, Lisboa.

*Carta Hidrogeológica de Portugal* (1970), Esc. 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Carta Mineira de Portugal* (1960), Esc. 1:500 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Carta Neotectónica de Portugal* (1988), Esc. 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Carta Tectónica de Portugal* (1972), Esc. 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

*Esboços Geológicos dos concelhos de Lousã, Miranda do Corvo, Penela e Vila Nova de Poiares* (1989), Esc. 1/25 000, Gabinete de Apoio Técnico da Lousã (inédito).

*Mapa Geológico de España* (1986), Esc. 1:200 000, Síntesis de la Cartografía existente, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Hoja n.º 52 (Talavera de la Reina).

*Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias* (1981), Esc. 1:1 000 000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

*Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares* (1972), Esc. 1:1 000 000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (reimpressão em 1980).

*Minutas de campo* (inéditas) Esc. 1:25 000:

cedidas pelos Serviços Geológicos de Portugal, correspondentes à totalidade ou a parte das Folhas da Carta Militar de Portugal n.ºs: 221, 222, 231, 232, 233, 242, 266 e 279;

levantadas por M. Portugal Ferreira, C. V. Costa e L. C. Gama Pereira, correspondentes às Folhas 235, 245, 246 e 256;

efectuadas por S. Daveau na Folha 232.

#### **1.4. Mapas topográficos**

*Carta Corográfica de Portugal*, Esc. 1:50 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Folhas n.ºs: 19-B Coimbra (Penacova); 19-D Coimbra (Lousã); 20-A Tábua; 20-B Covilhã; 20-C Góis; 20-D Fundão; 23-B Figueiró dos Vinhos; 23-D Ferreira do Zêzere; 24-A Oleiros; 24-B Alcains; 24-C Sertã; 24-D Castelo Branco; 27-B Tomar; 28-A Mação.

*Carta Militar de Portugal*, Esc. 1:25 000, Serviços Cartográficos do Exército, Lisboa. Folhas n.ºs: 221 Tábua; 222 Oliveira do Hospital; 223 Loriga (Seia); 231 Penacova; 232 Arganil; 233 Vide (Seia); 234 Unhais da Serra (Covilhã); 235 Covilhã; 241 Coimbra-Sul; 242 Foz de Arouce (Lousã); 243 Góis; 244 Cebola (Covilhã); 245 Silvares (Fundão); 246 Fundão; 251 Condeixa-a-Nova; 252 Lousã; 253 Pampilhosa da Serra; 254 Vidual (Pampilhosa da Serra); 255 Barroca (Fundão); 256 Alpedrinha (Fundão); 263 Espinhal (Penela); 264 Castanheira de Pera; 265 Madeirã (Oleiros); 266 Orvalho (Oleiros); 267 Alameda (Castelo Branco); 268 Lardosa (Castelo Branco); 275 Ansião; 276 Figueiró dos Vinhos; 277 Troviscal (Sertã); 278 Oleiros; 279 Salgueiro do Campo (Castelo Branco); 280 Alcains (Castelo Branco); 287 Alvaiázere; 288 Cernache do Bonjardim (Sertã);

- 289 Sertá; 290 Sobreira Formosa (Proença-a-Nova); 291 Bemquerenças (Castelo Branco); 299 Rio de Couros (Vila Nova de Ourém); 300 Ferreira do Zêzere; 301 Cardigos (Mação); 302 Proença-a-Nova; 312 Amêndoa (Mação); 313 Carvoeiro (Mação).
- Carta de Portugal*, Esc. 1:100 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Folhas n.ºs: 16 Coimbra; 20 Covilhã; 23 Leiria; 24 Castelo Branco; 27 Tomar; 28 Nisa.
- Carta de Portugal*, Esc. 1:200 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Folhas n.ºs: 3 Beira Litoral (1985) e 4 Beiras (1988)
- Carta de Portugal* (1968), Esc. 1:400 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Folha 2 (Centro).
- Carta de Portugal* (1974), Esc. 1:500 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa.
- Carta Turística do Parque Natural da Serra da Estrela* (1992), Esc. 1/50 000, Instituto Geográfico e Cadastral e Serviço Nacional de Parques, Reservas e Conservação da Natureza, Lisboa.
- Mapa Oro-Hidrográfico de Portugal* (1965), Esc. 1:200 000, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa. Folhas: 13, 14, 16 e 17.
- Planta topográfica da Barragem de Santa Luzia* (s/d), Escala de 1/500, Electricidade de Portugal, E. P., Lousã.
- Planta topográfica do Local da Barragem de Santa Luzia* (1938), Escala de 1/250, Companhia Eléctrica das Beiras, Lousã.
- Planta topográfica dos Terrenos da Empresa – Albufeira de Santa Luzia* (s/d), Escala de 1/5 000, Electricidade de Portugal, E. P., Lousã.

## 2. Fotografia aérea

*Fotografia aérea* (1958), Voo Americano (USAF), Esc. Aprox. 1:26 000. Serviço Cartográfico do Exército, Lisboa. Correspondentes às folhas da Carta Militar de Portugal n.ºs: 221, 222, 223, 231, 232, 233, 234, 235, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 251, 252, 253, 254, 255, 256, 263, 264, 265,

266, 267, 268, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 287, 288, 289, 290, 291, 299, 300, 301 e 302.

*Fotografia aérea*, Voos Especiais da Força Aérea Portuguesa para os Serviços Florestais, Esc. Aprox. 1:15 000. Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Ampliação para a escala de 1:7 500, de parte das imagens correspondentes aos voos seguintes: Covilhã (1982) — 56-3518; 57A-3603; 59-3663; Alentejo e Beira (1983) — 47-8597; 48-8439; Beira Alta (1983) — 50-5499; 50-5519; Serra da Lousã (1983) — 43CN-2548. Os números indicam, respectivamente, a fiada e a prova.

Ampliação para a escala de 1:2 500, de parte da imagem do voo da Covilhã (1982) correspondente à Prova 3438 da Fiada 54.

*Fotografia aérea* (1990), Voo Base Aérea n.º 1, Força Aérea Portuguesa, Concelho de Oliveira do Hospital, Esc. Aprox. 1:15 000. Correspondente à parte Sul da folha n.º 222 e Norte da folha 233, da Carta Militar de Portugal. Ampliações para as escalas de 1:7 500 e de 1:2 500.

*Ortofotomapas (hypsometria em transparente)*, Esc. 1:10 000, Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa. Folhas n.ºs: 200/345 – Ribeira Cimeira e 220/345 – Vidual.

### 3. Livros e artigos

ALARCÃO, J. (1973) – *Portugal Romano*. Editorial Verbo, Lisboa, 273 p.

ALBERGARIA, H. S., MARTINS, A., RAMOS, P., MELO, J. B., FIGUEIRA, E., LOURENÇO, L., SANTOS, M., MOURA, P. e MALTA, P. (1993) – *A Floresta na Região Centro. Uma análise económica*. Comissão de Coordenação da Região Centro, Estudos Sectoriais, n.º 6, Coimbra, 197 p.

ALCOFORADO, M. J. (1981) – *Notas sobre a Geomorfologia da Arrábida Oriental*. Relatório n.º 12, Linha de Acção de Geografia Física, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 89 p.

ALMEIDA, A. CAMPAR DE (1995) – *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. Dissertação de

- Doutoramento em Geografia Física. Faculdade de Letras, Coimbra, 305 p. (inédito).
- ALMEIDA, A. P., CANHÃO, L. B., DAVID, T. S. e GOMES, A. A. (1990) – “Efeitos do fogo sobre o regime hídrico e a erosão numa bacia hidrográfica revestida com floresta”. *Comunicações*. II Congresso Florestal Nacional, Porto, II vol., p. 790-801.
- ALMEIDA, F. MOITINHO DE (1976) – *Bibliografia da Cartografia Geológica de Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 34 p + 1 mapa.
- ALMEIDA, G., FERREIRA, C., COELHO e DAVEAU, S. (1980) – “Indícios de Exploração Mineira Antiga nos Terraços do Baixo Alva”. Comunicação apresentada ao *Congresso de Arqueologia*, Faro, 14 p. (inédito).
- AMARAL, I. DO (1968) – “As inundações de 25/26 de Novembro de 1967 na região de Lisboa”. *Finisterra*, Lisboa, III, 5, p. 79-84.
- AMARAL, I. DO (1974) – “A propósito de formas escavadas em leitos fluviais e em vertentes de rochas graníticas no deserto de Moçâmedes (Angola)”. *Garcia de Orta, série de Geografia*, Lisboa, 2, 1, p. 1-17.
- ANDRADE, A. A. SOARES DE (1985) – “Evolução (Paleogeográfica) do Território (Continental) Português”. *Geonovas*, Lisboa, 8/9, p. 53-68.
- ANDRADE, C. FREIRE DE (1937) – “Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e Estremadura”. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 235 p + 9 estampas.
- ANDRADE, R. S. NUNES DE (1983) – “Interpretação fotogeológica da Região Centro de Portugal. Estruturas circulares e fracturas com base em imagens do satélite LANDSAT 2”. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto, vol. xxv, fasc. 3-4, p. 247.
- ANÓNIMO (1842) – “Mondego”. *Antiquário Conimbricense*. Coimbra, n.º 7, p. 54-56.
- ANTUNES, M. A. (1985) – *Vilarinho da Furna, uma aldeia afundada*. A Regra do Jogo, Edições, Lisboa, Col. Estudos, 3, 114 p.
- ARNÁEZ-VADILLO, J. e GARCÍA-RUIZ, J. M. (1984) – “Tipos de escorrentía y ritmo de evacuación de sedimentos en la sierra de la Demanda. Sistema Ibérico”. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Logroño, X, 1-2, p. 17-28.

- BABO, J. e VILANOVA, A. (1954) – “A paisagem humanizada da Lousã”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.º 8/9, p. 47-57.
- BAULIG, H. (1952) – “L'érosion du lit fluvial par les basses eaux”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxxiii, p. 169-175.
- BARRETO, KÁLIDAS (1989) – *Monografia do concelho de Castanheira de Pera*. Câmara Municipal, Castanheira de Pera, 406 p.
- BENITO, G., GUTIÉRREZ, M. e SANCHO, C. (1988) – “Perfiladores de microtopografías para control de secciones transversales de canales”. *Métodos y Técnicas para la medición en el campo de Procesos Geomorfológicos*, Monografía n.º 1, Sociedad Española de Geomorfología, p. 54-57.
- BENTO, M. M. SEGURA (1989) – *Evolução das vertentes nas Cabeceiras da Bacia Hidrográfica da Ribeira de Pouca Farinha – Fundão* (Rel. inéd., 235 p.)
- BIROT, P. (1939) – “Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Taje et le Douro)”. *Bulletin de la Association de Géographes Françaises*, 122, p. 104-112.
- BIROT, P. (1945) – “Contribution à l'étude morphologique de la région de Guarda”. *Bulletin des Études Portugaises*, Lisboa, t. x, fasc. 1, p. 109-155.
- BIROT, P. (1949a) – *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 176 p.
- BIROT, P. (1949b) – “Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional”. *Rapports de la Comissão pour la Cartographie des Surfaces d'Aplanissement*, Louvain, p. 9-116.
- BIROT, P. (1951) – “Notes sur la morphologie de la Cova da Beira”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxxii, p. 147-152.
- BIROT, P. e DRESCH, J. (1966) – “Pédiments et glaciers dans l'Ouest des États-Unis”. *Annales de Géographie*, Paris, LXXV, n.º 411, p. 513-552.
- BLES, J.-L. e FEUGA, B. (1981) – *La fracturation des roches*. Coll. Manuels e Méthodes, n.º 1, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Paris, 123 p.
- BLOOT e DE WOLF, L. C. M. (1953) – “Geological Features of the Panasqueira Tin-Tungsten Ore Occurrence Portugal”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. xi, fasc. I, p. 1-58.
- BRAGA, M. (1955) – *Serranos. Contos*. Coimbra Editora, Coimbra, 127 p. (2.ª ed.).

- BRU, J., GOMEZ-ORTIZ, A., SERRAT, D., VENTURA, J. e VILAPLANA, J. M. (1985) – “Síntesis de la Dinámica Glacial Cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán” *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, vol. I., p. 165-183.
- BRYAN, K. (1946) – “Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature”. *American Journal Science*, 244, p. 622-642.
- BULLÓN-MATA, T. (1988) – *El Guadarrama Occidental. Trama Geomorfológica de un paisaje montañoso*. Consejería de Política Territorial. Madrid, 283 p.
- CABRAL, J. (1986a) – “A Neotectónica de Portugal continental – Estado actual dos conhecimentos”. *Maleo*, Lisboa, vol. 2, n.º 14, p. 3-5.
- CABRAL, J. (1986b) – “An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica basin, northeast Portugal”. *Tectonics*, vol. 8, n.º 2, p. 285-303.
- CABRAL, J. (1988) – “Introdução à Neotectónica”. *Geonovas*, Lisboa, 10, p. 55-65.
- CABRAL, J. e RIBEIRO, A. (1989) – *Carta Neotectónica de Portugal, Escala 1:1 000 000, Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 10 p.
- CABRAL, J., REBELO, J. e RIBEIRO, A. (1983-5) – “Neotectónica de Trás-os-Montes Oriental”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. XXIV, p. 193-197.
- CAETANO, L. (1994) – “As indústrias da fileira florestal face aos incêndios florestais”. *Actas, III EPRIF – Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal*, Coimbra, p. 109-122.
- CAIXINHAS, L. (Coord.) (1991) – *Botânica*. Círculo de Leitores: vol. I, 287 p.; vol. II, 271 p..
- CALVO, A. (1987) – *Geomorfología de Laderas en la Montaña del País Valenciano*. Edicions Alfons el Magnànim, Valencia, 301 p.
- CAMPY, M. e MACAIRE, J. J. (1989) – *Géologie des formations superficielles*. Masson, Paris, 433 p.
- CAPDEVILLA, R., CORRETGNÉ, G. e FLOOR, P. (1973) – “Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique”. *Bulletin de la Société Géologique Française*, Paris, 7 sér., t. 15, n. 3-4, p. 209-228.

- CARVALHO, A., NUNES, M., CRISTINA, A., SAMPAIO, M., RAMOS, F. e CLARA, C. (1988) – Plano Integrado de Recuperação e Preservação da Serra da Lousã. Grupo de Trabalho da Serra da Lousã, 148 p. (inédito).
- CARVALHO, A. FERRAZ DE (1922) – *Clima de Coimbra. Resumo das observações feitas no Observatório Meteorológico da Universidade de Coimbra desde 1866*. Imprensa Nacional, Lisboa, LXXIII+114p.
- CARVALHO, A. FERRAZ DE (1930) – “O relêvo da orla sudoeste do planalto da Beira Alta”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 5, p. 3-17.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1965) – *Apontamentos de Sedimentologia aplicada à Geomorfologia*. Lisboa, 168 p. (pol.).
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1968) – “Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia Terciária do Tejo”. *Memórias (Nova Série)*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 217 p.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1984) – “Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica”. *Geonovas*, Lisboa, 7, p. 133-142.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE e DAVEAU, S. (1971) – “Le Dépôt Grossier de la Serra da Galega”. *Finisterra*, Lisboa, VI, 11, p. 125-130.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE e CABRAL, J. (1983) – “Evolução paleogeográfica da bacia Cenozóica do Tejo-Sado” (Com. 1.º Cong. Nac. Geol., Aveiro). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Lisboa, xxiv, p. 209-212.
- CARVALHO, A. MARTINS DE (1984) – *Guia de Portugal*, Lisboa, vol. III, t. 1, p. 400-425 (reimpr.).
- CASTRO, FERREIRA DE (1979) – *A Lã e a Neve*. Guimarães e C.<sup>a</sup> Editores, Lisboa, 403 p. (13.<sup>a</sup> ed.).
- CASTROVIEJO, S., AEDO, C., CIRUJANO, S., LAÍNZ, M., MONTSERRAT, P., MORALES, R., MUÑOZ-GARMANDIA, F., NAVARRO, C., PAIVA, J. e SORIANO, C. (1993) – *Flora Ibérica, Plantas vasculares de la Península Ibérica e Islas Baleares*. Real Jardín Botánico, C. S. I. C., Madrid, vol. III e IV, 730 p. cada.
- CAVACO, C. e MARQUES, I. (1966) – “Os vales de Loriga e de Alvoco na Serra de Estrela – Estudo de Geografia Humana”. *Finisterra*, Lisboa, I, 2, p. 188-239.

- CERVERA, M. (1988) – “El perfil longitudinal”. *Métodos y Técnicas para la medición en el campo de Procesos Geomorfológicos*, Monografía n.º 1, Sociedad Española de Geomorfología, p. 58-60.
- CHEN, PEI-YUAN (1977) – *Table of Key Lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clays and Associated Rocks*. Department of Natural Resources Geological Survey Occasional Paper 21, Bloomington, Indiana, 68 p.
- CHORLEY, R. J. (1969a) – *Physical Hidrology*. Methuen, Londres, 211 p.
- CHORLEY, R. J. (1969b) – *Geographical Hidrology*. Methuen, Londres, 206 p.
- CHOW, V. T. (1988) – *Applied Hydrology*. McGraw-Hill International Editions, New York, 572 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1969) – “Análise morfométrica das bacias hidrográficas”. *Notícia Geomorfológica*, 9 (18), Campinas, p. 35-64.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1970) – “Análise hipsométrica de bacias de drenagem”. *Notícia Geomorfológica*, 10 (19), Campinas, p. 68-76.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980) – *Geomorfologia*, Edgard Blücher, S. Paulo, 183 p. (2.<sup>a</sup> ed).
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981) – *Geomorfologia fluvial*, Edgard Blücher, S. Paulo, 313 p.
- CLARK, A. H. (1970) – “Potassium-argon age and regional relationships of the Panasqueira tungsten-tin mineralization”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 54, p. 243-261.
- CLARO, V. M. M. (1956) – *O concelho de Góis – Esboço geográfico*. Dissertação de Licenciatura em Geografia, Coimbra, 118 p. (inédito).
- C. O. B. A. – CONSULTORES PARA OBRAS DE BARRAGENS E PLANEAMENTO (1979) – *Aproveitamento dos Recursos Hidráulicos do Maciço da Serra da Estrela (Vertentes dos rios Mondego e Zêzere). Esquema geral. A – Inventário dos Recursos Hídricos*. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Lisboa: vol. I – “Climatologia e Hidrologia. Águas superficiais”: Tomo 1.4. – Memória, 82 p.; Tomo 2.4. – Quadros, 150 p.; Tomo 3.4. – Quadros, 79 p.; Tomo 4.4 – Desenhos, 133 p.; vol. II – “Hidrogeologia. Águas subterrâneas”, 15 p. + 62 quadros + 7 figuras; vol. III – “Geologia. Selecção de locais de Barragem”, 89 p. + 1 figura; vol.IV – “Disponibilidades hídricas”, 11 p. + 172 quadros + 44 fig.s.

- COELHO, C. A. (1984) – “Morfometria de bacias fluviais no Maciço Antigo: Norte de Portugal”. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, 1.º vol., Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, p. 297-304.
- COELHO, F. BOTELHO (1967) – “Mancha granítica do Coentral”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. LI, p. 291-294.
- COLLAÇO, J. M. T. MAGALHÃES (1931, na capa 1929) – *Cadastro da População do Reino (1527). Actas das Comarcas Damtre Tejo e Odiana e da Beira*. Lisboa, 223 p.
- COMISSÃO DE COORDENAÇÃO DA REGIÃO CENTRO (s/d) – *Zona do Pinhal. Contribuição para um seu estudo*. Comissão de Coordenação da Região Centro, Coimbra, 3 vol., 283 p. + anexos.
- COMISSÃO DE COORDENAÇÃO DA REGIÃO CENTRO (1986) – *Programa de Desenvolvimento da Região Centro*. Comissão de Coordenação da Região Centro, Coimbra: vol. II – “Programas sub-regionais: Baixo Mondego, Baixo Vouga, Cova da Beira, Dão-Lafões”, 513 p.; vol. III – “Programas sub-regionais: Pinhal, Pinhal Litoral, Raia, Serra da Estrela/Alto Mondego”, 629 p.
- COMPANHIA ELÉCTRICA DAS BEIRAS (1939) – *A barragem de Santa Luzia*. Companhia Eléctrica das Beiras, Lousã, 12 p.
- CONDE, L. E. NABAIS (1966) – “Direcções das correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa-Mação e sua importância paleogeográfica”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 61, p. 44-55.
- CONDE, L. E. NABAIS e ANDRADE, R. SANTARÉM N. (1976) – “Exemplos de aplicação geológica de imagens de teledetecção de Portugal”. *Seminário sobre Detecção Remota e sua aplicação ao estudo dos Recursos Naturais e às Actividades do Homem — Documento 18*, Lisboa, 6 p. + 1 mapa.
- COOPER, A. H. e ROMANO, M. (1982) – “The lower Ordovician stratigraphy of the Dornes–Figueiró dos Vinhos area, central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites ichnosp.* and *Rosselia socialis*; two previously unrecorded trace fossils”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 68, fasc. I, p. 73-82.

- CORDEIRO, A. M. ROCHETTE (1990a) – “O depósito de Varzielas (serra do Caramulo) – Contribuição para o estudo do Tardiglacial Würmiano em Portugal”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 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, 9, p. 61-79.
- COSTA, C. V., PEREIRA, L. G., FERREIRA, M. PORTUGAL e SANTOS OLIVEIRA, J. M. (1971) – “Distribuição de oligoelementos nas rochas e solos da região do Fundão”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 71, p. 1-37.
- COSTA, J. CARRINGTON DA (1950) – *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 27 p. + 2 mapas.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1981) – *Les Serras da Peneda et do Gerês. Etude Géomorphologique*. Memórias, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 5, 255 p.
- COUTARD, J. P., FRANCOU, B e OZOUF, J. C. (1987) – “Approche méthodologique pour l'étude des dépôts de pente stratifiés, hérités ou fossiles” mise au point par la *Commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires* au cours de sa réunion du 31 Janvier-1er Février, 8 p. (pol.).
- COX, K. (1978) – “Minerais e rochas”. *Vamos compreender a Terra*. Almedina, Coimbra, p. 15-45.
- CRAVIDÃO, F. (1989) – *A população da área do Incêndio de Arganil (1987) – Análise geográfica*. Grupo de Mecânica dos Fluidos, Coimbra, 38 p.
- CUNHA, L. (1990) – *As serras calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Série Geografia Física – 1, Coimbra, 329 p.
- CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA (1987) – *Contribuição para o estudo sedimentológico dos depósitos terciários da bacia de Sarzedas. Resposta sedimentar à modificação do contexto tectónico*. Trabalho realizado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Museu e Laboratório

- Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 147 p. (inédito).
- CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA (1987) – “Evolução Tectono-Sedimentar Terciária da Região de Sarzedas (Portugal)”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 73, fasc. 1/2, p. 67-84.
- CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA (1992) – *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Dissertação de Doutoramento, Centro de Geociências da Universidade de Coimbra, Coimbra, 262 p. (inédito).
- DAVEAU, S. (1969) – “Structure et relief de la Serra da Estrela”. *Finisterra*, Lisboa, IV, 7 e 8, p. 31-63 e 159-167.
- DAVEAU, S. (1971) – “La glaciation de la Serra da Estrela”. *Finisterra*, Lisboa, VI, 11, p. 5-40.
- DAVEAU, S. (1972) – *Evolução geomorfológica da bacia da Lousã*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 40 p. pol. (Rel. Proj. Geog. Física, 1).
- DAVEAU, S. (1973) – “Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal”. *Finisterra*, Lisboa, VIII, 15, p. 5-47.
- DAVEAU, S. (1976) – “Le bassin de Lousã. Évolution sédimentologique, tectonique et morphologique”. *Memórias e Notícias*, Coimbra, 82, p. 95-115.
- DAVEAU, S. (1977a) – “L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude”. *Recherches Françaises sur le Quaternaire*, INQUA, Supplément au Bulletin AFEQ, 1977-1, 50, p. 11-21.
- DAVEAU, S. (1977b) – “O interesse das imagens dos satélites Erts para o estudo do clima às escalas regional e local em Portugal”. *Finisterra*, Lisboa, XII, 23, p.156-159.
- DAVEAU, S. (1980) – “Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico em Portugal ao longo dos tempos pré-históricos”. *Clio*, Lisboa, 2, p. 13-37.
- DAVEAU, S. (1985) – “Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récents dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central (Portugal)”. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 4, p. 229-238.

- DAVEAU, S. (1988a) – “Progressos recentes no conhecimento da evolução Holocénica da cobertura vegetal, em Portugal e nas regiões vizinhas”. *Finisterra*, Lisboa, xxiii, 45, p. 101-115.
- DAVEAU, S. (1988b) – “Contribuição para uma colectânea de antigas descrições geográficas da Lousã”. Separata de *Jornadas de Cultura e Turismo*, p. 89-111.
- DAVEAU, S., BIROT, P. e RIBEIRO, O. (1985/6) – *Les bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra*. Memórias, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 8, 2 vol., 450 p.: vol. I – Le bassin sédimentaire (1985); vol. II – L'évolution du relief (1986).
- DAVEAU, S., CARVALHO, A. M. GALOPIM DE e ALEGRIA, M. F. (1973) – *Os depósitos da bacia da Lousã*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 32 p. pol. (Rel. Proj. Geog. Física, 2).
- DAVEAU, S., COELHO, C., COSTA, V. G., e CARVALHO, L. (1977) – *Répartition et rythme des précipitations au Portugal*. Memórias, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 3, 192 p.
- DAVEAU, S. (coordenadora), ALMEIDA, G., FEIO, M., REBELO, F., SILVA, R. F. MOREIRA DA E SOBRINHO, A. DE SOUZA (1978) – “Os temporais de Fevereiro/Março de 1978”. *Finisterra*, Lisboa, xiii, 26, p. 236-260.
- DAVEAU, S. e colaboradores (1985) – *Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e Nebulosidade. Contrastes térmicos*. Memórias, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 7, 96 p.
- DAVIS, W. M. (1954) – *Geographical essays*. Dover Publications, New York, 777 p. (reimp. ed. 1909)
- DELAHAUT, J. M., LAURANT, A. e PISSART, A. (1966) – “Le remblaiement périglacière de fonds de vallons en Ardenne: un dépôt fluvial compris entre deux dépôts de solifluxion”. *Ann. Soc. Géologique de Belgique*, T. 89, Bull. 5, p. 157-174.
- DELGADO, J. F. NERY (1905) – “Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. vi, p. 56-122.

- DELGADO, J. F. NERY (1908) – *Le Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique*. Memórias da Comissão do Serviço Geológico de Portugal, Lisboa, 245 p.
- DEVY-VARETA, N. (1993) – *A floresta no espaço e no tempo em Portugal – A arborização da Serra da Cabreira (1919-1975)*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Humana. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 459 p. (inédito).
- DEVY-VARETA, N. (1994) – “Dos carvalhos aos eucaliptais: evolução espacial da árvore e da floresta em Portugal”. *Actas*, III Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal, Coimbra, p. 39-54.
- DEWOLF, Y. (1986) – *Depôts de pente stratifiés*. Version française du texte inséré dans le livre de la Commission U. G. I. du Périglaciaire (International Perspectives on Periglacial Research), modifiée lors de la réunion de la Commission Française pour l’Etude du Périglaciaire à Fontainebleau, les 11-12 Janvier, 20 p. (pol.).
- DIAS, A. J. (1948) – *Vilarinho da Furna: uma aldeia comunitária*. Cancioneiro de Margot Dias, Desenhos de Fernando Galhano e Prefácio de Orlando Ribeiro. Instituto para a Alta Cultura. Centro de Estudos de Etnologia Peninsular, Porto, 275 p.
- DIAS, P. e REBELO, F. (1984) – *Arte e Paisagem na Região de Turismo do Centro*. Edição da Região de Turismo do Centro, Coimbra, 131 p.
- DIAS, R. P. e CABRAL, J. (1989) – “Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 75, p. 3-28.
- DIAZ-FIERROS, F. e MOREIRA, R. P. (1984) – “Valoración de los diferentes métodos empleados en Galicia para la medida de la erosión de los suelos, con especial referencia a los suelos afectados por incendios forestales”. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Logroño, x, 1-2, p. 29-41.
- DIAZ-FIERROS, F., GIL-SOTRES, F., CABANEIRO, A., CARBALLAS, T., LEIROS DE LA PEÑA, M. C. e VILLAR-CELORIO, M. C. (1982) – “Efectos erosivos de los incendios forestales en suelos de Galicia”. *Anales de Edafología y Agrobiología*, Madrid, XLI, 3-4, p. 627-639.

- DINIZ, F. (1992) – “Pollen-analyses of Pleistocene sediments from the western coast of Portugal”. *Program and Abstracts*, VIII International Palynological Congress, Aix-en-Provence (resumo).
- DIRECÇÃO GERAL DOS SERVIÇOS ELÉCTRICOS (1939a) – “Estudos para avaliar da possibilidade de se construir uma grande barragem de armazenamento no rio Zêzere, no sítio do Castelo do Bode”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, V (1937), Bertrand (Irmãos) Lda., Lisboa, p. 213-219.
- DIRECÇÃO GERAL DOS SERVIÇOS ELÉCTRICOS (1939b) – “Aproveitamento hidro-eléctrico do rio Pampilhosa (barragem de Sta. Luzia) da Companhia Eléctrica das Beiras”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, V (1937), Bertrand (Irmãos) Lda., Lisboa, p. 210-A.
- DIRECÇÃO GERAL DOS SERVIÇOS HIDRÁULICOS E ELÉCTRICOS (1938a) – “Estudos para avaliar da possibilidade de se construir uma grande barragem de armazenamento no rio Zêzere, no sítio do Castelo do Bode”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, IV (1936), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 251-253.
- DIRECÇÃO GERAL DOS SERVIÇOS HIDRÁULICOS E ELÉCTRICOS (1938b) – “Trabalhos das brigadas de estudo topográfico”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, IV (1936), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 255-260.
- DOMERGUE, C. e HERAIL, G. (1978) – *Mines d’or romaines d’Espagne. Le district de la Valduerna (León)*. Publications de l’Université de Toulouse-Le Mirail, Série B, Tome IV, 305 p.
- D’OREY, F. CARDOSO (1967) – “Tungsten-tin mineralization and paragenesis in the Panasqueira and Vale da Ermida Mining Districts, Portugal”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. LII, 117-167.
- ELECTRICIDADE DE PORTUGAL EDP/EP (1991) – *Centros Produtores de Energia Eléctrica*. EDP- Gabinete de Relações Públicas e Informações, Lisboa, 43 p.
- FARINHA, A. LOURENÇO (1930) – *A Sertã e o seu concelho*. Escola Tip. das Oficinas de S. José, Lisboa, 200 p. (edição fac-similada com o patrocínio da Câmara Municipal da Sertã, 1983).

- FEIO, M. (1951a) – “A depressão de Régua-Verin”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxxii, p. 181-222.
- FEIO, M. (1951b) – “A evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxxii, 2.<sup>a</sup> parte, p. 303-478.
- FEIO, M. (1983) – “O relevo da serra de Ossa: uma interpretação tectónica”. *Finisterra*, Lisboa, xviii, 35, p. 5-26.
- FEIO, M. e BRITO, R. SOEIRO DE (1950) - “Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais”. *Compte rendus du Congrès International de Géographie, Lisbonne, 1949*, Lisboa, t. II, p. 254-262.
- FEIO, M. e ALMEIDA, G. (1980) – “A Serra de S. Mamede”. *Finisterra*, Lisboa, xv, 29, p. 30-52.
- FÉLIX, J. M. (1985) – *Vila de Rei e o seu concelho*. Câmara Municipal, Vila de Rei, 724 p.
- FERREIRA, A. DE BRUM (1978) – “Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia”. *Memórias*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 4, 374 p.
- FERREIRA, A. DE BRUM (1993) – “Manifestações glaciárias e periglaciárias em Portugal”. *O Quaternário em Portugal, Balanços e Perspectivas*, Colibri, Lisboa, p. 75-84.
- FERREIRA, A. DE BRUM, ZÉZERE, J. L. e RODRIGUES, M. L. (1987) – “Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne”. *Finisterra*, Lisboa, xxii, 44, p. 227-246.
- FERREIRA, C. COELHO (1980) – *O vale do Alva a jusante do Maladão*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 124 p.
- FERREIRA, D. BRUM (1981) – “Carte Géomorphologique du Portugal”. *Memórias*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, n.º 6, 53 p.
- FERREIRA, M. R. PORTUGAL V. (1972) – *Rochas metamórficas*. Coimbra, 203 p.
- FERREIRA, M. PORTUGAL, ALVES, E. IVO E MACEDO, C. REGÊNCIO (1985) – “A zonalidade interna de um plutonito; estruturas condicionantes e idades de evolução (Plutonito do Fundão, Portugal Central)”. *Memórias e Notícias*,

- Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 99, p. 167-186.
- FERREIRA, M. PORTUGAL, COSTA, V., MACEDO, C. REGÊNCIO e PEREIRA, L. GAMA (1977) – “Datações K-Ar em biotite das rochas granitóides da Cova da Beira (Portugal Central)”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 84, p. 39-48.
- FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. e RIBEIRO, M. L. (1988) – “Granitóides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico”. *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro de Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Madrid, p. 37-51.
- FOLK, R. L. e WARD, W. C. (1957) – “Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters”. *Journal of Sedimentary Petrology*. Illinois, 27, 1, p. 3-26.
- FRANCIS, C. F., THORNES, J. B., ROMERO-DIAZ, A., LOPEZ-BERMEDEZ, F. e FISHER, G. C. (1986) – “Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed mediterranean environment”. *Catena*, Braunschweig, 13, 2, p. 211-225.
- FRÉCAUT, R. e PAGNEY, P. (1983) – *Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial*. Masson, Paris, 239 p.
- FRIAS, D. C. SANCHES DE (1896) – *Pombeiro da Beira*. Lisboa, 128 p.
- GANHO, N. (1991) – “Contribuição para o conhecimento dos tipos de tempo de verão em Portugal – O exemplo de Coimbra”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 10, p. 431-513.
- GANHO, N. (1992a) – *O clima urbano de Coimbra. Aspectos térmicos estivais*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física, Coimbra, 168 p. (inédito).
- GANHO, N. (1992b) – “Insolação e temperatura em Coimbra – Regimes médios e prováveis na estação meteorológica do IGU”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 11, p. 55-73.
- GANHO, N. (1992c) – “A ilha de calor de Coimbra – Resultados de observações itinerantes de temperatura no interior do tecido urbano”. *Actas*, VI Colóquio Ibérico de Geografia, Porto, p. 911-920.

- GANHO, N. (1994) – “Risco de incêndio florestal em áreas urbanas e periurbanas – O exemplo de Coimbra”. *Actas*, II Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal, Coimbra, p. 97-116.
- GANHO, N., LOURENÇO, L. e REBELO, F. (1992) – “Importância da Climatologia e da Geomorfologia no planeamento urbano”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 11, p. 75-85.
- GARCIA, J. C. (1983) – “A comarca da Sertã. Análise geográfica de um periódico”. *Finisterra*, Lisboa, XVIII, 35, p. 139-145.
- GARMENDIA, M. C. P. (1989) – *Dynamique de végétation tardiglaciaire et holocène du Centre-Nord de l’Espagne d’après l’analyse pollinique*. Thèse en Sciences “spéc. Paleoécologie” de l’Université d’Aix, Marseille III.
- GASS, I. G., SMITH, P. J. e WILSON, R. C. L. (1978) – *Vamos compreender a Terra*. Almedina, Coimbra, 450 p.
- GEOTERRA, ESTUDOS e SERVIÇOS INTEGRADOS (s/d) – *Resultados da medição das áreas da Carta de Ocupação do Solo do concelho de Pampilhosa da Serra*. Ourém, s/ p. (inédito).
- GERLACH, T. (1967) – “Hillslope troughs for measuring sediment movement” *Revue de Géomorphologie Dynamique*, Paris, 17, 4, p. 173-74.
- GIGNOUX, M. (1943) – “Rapport sur les conditions géologiques d’un grand barrage de retenue projeté sur le rio Zêzere, à Castelo do Bode”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, IX (1941), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 67-74.
- GIL, A. A. (1975) – “Baldios e a sua arborização”. *Estudos e Informação*, Direcção-Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas, Lisboa, n.º 275, 117 p.
- GIRÃO, A. (1933) – *Esboço duma Carta Regional de Portugal*. Coimbra, 224 p. (2.ª ed.).
- GIRÃO, A. (1938) – “Aspectos Geográficos e Geológicos da Serra da Louzã”. *O Centenário Turístico da Serra da Louzã*, Biblioteca Municipal da Louzã, p. 5-17.
- GIRÃO, A. (1952) – “Anotações ao artigo anterior”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 4/5, p. 68-74.
- GIRÃO, A. (1953) – “Saneamento corográfico e toponímico: 3 - Cabeço Rainho, e não Cabeço Rainha”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 6 e 7, p. 85-86.

- GIRÃO, A. (1954) – “Sobre uma recente ‘Carta Ecológica de Portugal’ ”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 8 e 9, p. 1-16.
- GIRÃO, A. (1955) – “Um novo campo fortificado romano”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 10 e 11, p. 101-104.
- GIRÃO, A. (1960) – *Geografia de Portugal*. Portucalense Editora, Porto, 510 p. (3.ª ed.).
- GOMES, B. BARROS (1878) – *Cartas elementares de Portugal para uso das Escolas*. Lallemand Frères, Lisboa, 29 p. (reprodução fac-similada, com introdução de N. Devy-Vareta, J. R. Rodrigues e J. C. Garcia, Imprensa Nacional-Casa da Moeda, 1990).
- GOMES, E. M. C. (1990) – *O plutonito do Coentral. Considerações sobre a petrografia, geoquímica, idade, deformação e metamorfismo*. Trabalho realizado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 148 p. + 8 estampas e 1 mapa (inédito).
- GOMES, J. (1994) – *A Importância da Precipitação para o conhecimento da dinâmica hidrológica das movimentações de terreno; Estudo comparativo de quatro casos concretos*. Coimbra, 48 p. (inédito).
- GOMEZ-AMELIA, D. (1985) – *La Penillanura Cacerense. Estudio geomorfológico*. Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Extremadura, Cáceres, 397 p.
- GOMEZ-ORTIZ, A. (1987) – *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161 p.
- GOMEZ-ORTIZ, A. e GONZALEZ-MARTIN, J. A. (1988) – “Geomorfología Periglaciaria: desde una visión histórica hacia nuevas perspectivas”. *Perspectivas en Geomorfología*, Zaragoza, p. 79-94.
- GONÇALVES, A. J. BENTO (1992) – *A bacia hidrográfica da ribeira de Coja. Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física. Coimbra, 129 p. (inédito).

- GONÇALVES, A. B. e COELHO, C. (1995) – “Wildfire impacts on soil loss and runoff in dry mediterranean forest, Tejo basin, Portugal: Preliminary results”. *Proceedings of Course on Desertification in a European context. Physical and socio-economic aspects*, Bruxelles, p. 361-369.
- GRANJA, H. M. e CARVALHO, G. SOARES DE (1993) – “As datações pelo radio-carbono e o Plistocénico-Holocénico da Zona Costeira do NO de Portugal (síntese de conhecimentos)”. *Actas da III Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra (no prelo).
- GREGORY, K. J. e WALLING, D. E. (1973) – *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*. Arnold, Londres, 456 p.
- GRIBBIN, J. (1979) – *What's Wrong with our Weather?*. Charles Scribner's sons, New York.
- GRILLOT, J. C. (1977) – “A propos de méthodologies d'analyses quantitatives, a l'échelle régionale, de champs de fractures: premiers résultats d'une application”. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* (2), Paris, vol. XIX, fasc. 3, p. 219-234.
- GUERREIRO, A. MACHADO (1987) – “Impacte e impacto”. *Correio da Natureza*, Lisboa, nº. 1, p. 32.
- GUILLIEN, Y. (1964) – “Grèzes litées et bancs de neige”. *Geol. en Minjbouw*. 43e Jaargand, p. 103-112.
- GUILLIEN, Y. et al. (1978) – “Les climats et les hommes en Europe et en Afrique septentrional de 28 000 BP à 10 000 BP”. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 15, 4, p. 187-193.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1934) – *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Madrid, 2 vol.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1949) – “Las Rañas de las Sierras Centrales de Extremadura”. *Comptes Rendus du 26 Congrès International de Géographie de Lisbonne*, Union Géographique International, Lisbonne, p. 87-109.
- HORTON, R. E. (1945) – “Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Ass. Bull.*, 56, p. 275-370.

- IMESON, A. *et al.* (1988) – *Excursion Guide*, 4th Benelux Colloquium on geomorphological processes and soils, Amsterdam and Leuven, 201 p.
- INSTITUTO DE ESTUDOS REGIONAIS E URBANOS DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA (1990) – *Programa Operacional do Pinhal Interior*, Coimbra, 134 p. (Relatório inédito).
- INSTITUTO NACIONAL PARA LA CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA (1987) – *Mapas de Estados Erosivos – Cuenca hidrográfica del Tajo (Memória explicativa)*, Madrid, 71 p.
- INVERNO, C. e RIBEIRO, M. LUISA (1980) – “Fracturação e cortejo filoniano nas Minas de Argemela (Fundão)”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 66, p. 185-193.
- JORGE, M. C. M. (1973) – *O Ceira na passagem do Maciço Marginal de Coimbra*. Dissertação de Licenciatura em Geografia, Coimbra, 110 p. (inédito).
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. e CONDE, L. (1972) – *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Contribución al Mapa Tectónico de Europa*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 p. (reimpressão em 1980).
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1968) – *A província uranífera do Centro de Portugal. Suas características estruturais, tectónicas e metalogénicas*. Lisboa, 131 p.
- KEIL, A. (1907) – *Tojos e Rosmaninhos. Contos da Serra*. A Editora, Lisboa, 153 p. (1990, 2.<sup>a</sup> ed.).
- KELLEY, W. C. (1977) – “The relative timing of metamorphism, granite emplacement and hydrothermal ore deposition in the Panasqueira District (Beira Baixa, Portugal)”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. LXI, p. 239-244.
- LADURIE, E. LE ROY (1967) – *Histoire du climat depuis l’an mil*. Flammarion, Paris, 377 p.
- LANGBEIN, W. B. *et al.* (1947) – “Topographic characteristics of drainage basins. *Water Supply Paper 968-C*., U. S. Geol. Survey, 157 p.
- LAPA, M. L. RODRIGUES e REIS, R. P. B. PENA DOS (1977) – “Contribuição para o estudo dos minerais argilosos em formações sedimentares da Orla

- Meso-Cenozóica Ocidental”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 88, p. 3-25.
- LARQUE, P. e WEBER, F. (1975) – Techniques de préparation des minéraux argileux en vue de l’analyse par diffraction des Rayons X. Notes Techniques de l’Institut de Géologie, nº. 1, Université de Strasbourg, 27 p.
- LAUTENSACH, H. (1932) – “Estudo dos glaciares da serra da Estrela”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, VI, 60 p.
- LAUTENSACH, H. (1967) – *Geografía de España y Portugal*. Vicens-Vives, Barcelona, 814 p.
- LAUTENSACH, H. e MAYER, E. (1962) – “Meseta Ibérica e Maciço Ibérico” (Tradução de J. CUSTÓDIO DE MORAIS). *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, 19, p. 31-40.
- LENCASTRE, A. e FRANCO, F. M. (1984) – *Lições de Hidrologia*. Universidade Nova, Lisboa, 451 p.
- LIMA, J. L. M. P. DE (1989) – *Overland flow under rainfall: Some aspects related to modelling and conditioning factors*. Wageningen, 160 p.
- LÓPEZ-BERMEDEZ, F. (1986) – “Evaluación de la erosión hídrica en las áreas receptoras de los embalses de la cuenca del Segura. Aplicación de la U.S.L.E.”. *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, Murcia, p. 93-98.
- LÓPEZ-BERMEDEZ, F. e THORNES, J. B. (Eds.) (1986) – *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, Universidad de Murcia, Universidad de Bristol, COMTAG (UGI), Murcia, 139 p.
- LÓPEZ-PLAZA, M. e CATALÁN, J. R. MARTÍNEZ (1988) – “Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico”. *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro de Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Madrid, p. 195-210.
- LOUP, J. (1974) – *Les eaux terrestres*. Masson, Paris, 174 p.
- LOURENÇO, L. (1984) – “As cheias do rio Alva. Contribuição para o seu contributo através dos registos na Ponte de Coja”. *Biblos*, Coimbra, LX, p. 37-70.

- LOURENÇO, L. (1986a) – “A propósito de alguns depósitos periglaciares no Baixo Alvoço”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 5, p. 151-9.
- LOURENÇO, L. (1986b) – “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, L. (1988a) – *Evolução de vertentes e erosão dos solos, nas Serras de Xisto do Centro de Portugal, em consequência de incêndios florestais. Análise de casos observados em 1987*. Centro de Mecânica dos Fluidos, Coimbra, 22 p.
- LOURENÇO, L. (1988b) – “Tipos de tempo correspondentes aos grandes incêndios florestais ocorridos em 1986 no Centro de Portugal”. *Finisterra*, Lisboa, XXIII, 46, p. 251-270.
- LOURENÇO, L. (1988c) – “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*, Seminário Técnico sobre Parques e Conservação da Natureza nos Países do Sul da Europa, Faro, 5, p. 43-77.
- LOURENÇO, L. (1988d) – *Viagem de Estudo às Serras do Açor e da Lousã (Livro-Guia)*. Jornadas Científicas sobre Incêndios Florestais, Coimbra, 26 p.
- LOURENÇO, L. (1989a) – *O Rio Alva. Hidrogeologia, Geomorfologia, Climatologia e Hidrologia*. Instituto de Estudos Geográficos, Coimbra, 162 p.
- LOURENÇO, L. (1989b) – “Erosion of agro-forestal soil in mountains affected by fire in Central Portugal”. *Pirineos. A journal on mountain ecology*, Jaca, 133, p. 55-76.
- LOURENÇO, L. (1989c) – “Representação cartográfica dos Incêndios Florestais ocorridos em Portugal Continental”. *Biblos*, Coimbra, LXV, p. 91-133.
- LOURENÇO, L. (1990a) – “Distribuição dos incêndios florestais no concelho de Oliveira do Hospital”. *Floresta e Ambiente*, Parede, 11, p. 40-2.
- LOURENÇO, L. (1990b) – “Uma fórmula simples para cálculo do risco meteorológico de incêndio na floresta de Portugal”. *Comunicações*, II Congresso Florestal Nacional, Porto, vol. II, p. 743-754.
- LOURENÇO, L. (1990c) – “Impacte ambiental dos incêndios florestais”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 9, p. 143-150.

- LOURENÇO, L. (1991a) – “Uma fórmula expedita para determinar o índice meteorológico de risco de eclosão de fogos florestais em Portugal Continental”. Separata de *Cadernos Científicos sobre Incêndios Florestais*, Coimbra, 2, p. 3-63.
- LOURENÇO, L. (1991b) – “Aspectos sócio-económicos dos incêndios florestais em Portugal”. *Biblos*, Coimbra, LXVII, p. 373-385.
- LOURENÇO, L. (1991c) – “Contribuição dos incêndios florestais para o desequilíbrio ecológico do concelho de Soure”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 10, p. 551-560.
- LOURENÇO, L. (1992a) – “Avaliação do Risco de Incêndio nas Matas e Florestas de Portugal Continental”. *Finisterra*, Lisboa, xxvii, 53-54, p. 115-140.
- LOURENÇO, L. (1992b) – “Efeitos erosivos observados em campos agrícolas das áreas montanhosas do Centro de Portugal na sequência de incêndios florestais”. *Actas*, VI Colóquio Ibérico de Geografia, Porto.
- LOURENÇO, L. (1993) – “Fenómenos de erosión/acumulación como consecuencia de incendios forestales”. *El Cuaternario en España y Portugal* (Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, 1989), Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, p. 783-789.
- LOURENÇO, L. (1994a) – “Risco de Incêndio Florestal em Portugal Continental”. *Informação Florestal*, Lisboa, 4, p. 22-32.
- LOURENÇO, L. (1994b) – “Meio Geográfico e Fogos Florestais. Relações de causa-efeito”. *Actas*, II Congresso da Geografia Portuguesa, Coimbra, p. 185-195.
- LOURENÇO, L. (1995a) – “A enxurrada do ribeiro da Albagueira”. *Estrela, Informação*, Parque Natural da Serra da Estrela, Manteigas, 12, p. 21-22.
- LOURENÇO, L. (1995b) – “Índices meteorológicos de riesgo de incendio forestal sencillos y expeditos. Tendencia del riesgo para el día siguiente”. *Actas*, Taller Internacional sobre Prognosis y Gestión en Control de Incendios Forestales, Santiago de Chile, p. 75-81.
- LOURENÇO, L. e MONTEIRO, R. (1989a) – *Instalação de parcelas experimentais para avaliação da erosão produzida na sequência de incêndios florestais*. Grupo de Mecânica dos Fluidos, Coimbra, 37 p.

- LOURENÇO, L. e MONTEIRO, R. (1989b) – *Quantificação da erosão produzida na serra da Lousã na sequência de incêndios florestais. Resultados preliminares*. Grupo de Mecânica dos Fluidos, Coimbra, 45 p.
- LOURENÇO, L. e GONÇALVES, A. B. (1990a) – “As situações meteorológicas e a eclosão/propagação dos grandes incêndios florestais registados durante 1989 no Centro de Portugal”. *Comunicações*, II Congresso Florestal Nacional, Porto, vol. II, p. 755-763.
- LOURENÇO, L. e GONÇALVES, A. B. (1990b) – “The study and measurement of surface flow and soil erosion on slopes affected by forest fires in Serra da Lousã”. *Proceedings*, International Conference on Forest Fire Research, Coimbra, p. C.05-1 a 12.
- LOURENÇO, L. e MALTA, P. (1993) – “Incêndios florestais em Portugal Continental na década de 80 e anos seguintes”. *Finisterra*, Lisboa, XXVIII, 55-56, p. 261-277.
- LOURENÇO, L., CASTELA, C. e PINA, M. E. (1988) – “Incidência dos diferentes tipos de tempo na ocorrência dos incêndios florestais registados na Região Centro durante o período de 1982 a 1987”. *Comunicações*, Jornadas Científicas sobre Fogos Florestais, Coimbra, vol. II, p. 3.6-1 a 33.
- LOURENÇO, L., GONÇALVES, A. B. e MONTEIRO, R. (1990) – “Avaliação da erosão dos solos produzida na sequência de incêndios florestais”. *Comunicações*, II Congresso Florestal Nacional, Porto, II vol., p. 834-844.
- LOURENÇO, L., NUNES, A. B. e REBELO, R. (1994) – “Os grandes incêndios florestais registados em 1993 na fachada costeira ocidental de Portugal Continental”. *Territorium*, Coimbra, Minerva, I, p. 43-61.
- LUCAS, J. (1962) – *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias*. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, n.º 23, Université de Strasbourg.
- MACHADO, H. (1987) – *Os Neveiros de Sua Majestade. Evocação dos Neveiros na Comemoração dos 200 Anos da Capela de Santo António da Neve*, 13 de Junho de 1986, Câmara Municipal, Castanheira de Pera, 55 p.
- MALAUURIE, J. e GUILLIEN, Y. (1953) – “Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées”. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. III, p. 702-721.

- MARTIN, C. (1988) – “Les phénomènes d'érosion chimique et mécanique dans le massif des Maures: Approche quantitative sur roches métamorphiques”. *Études Méditerranéennes*, Poitiers, 12, p. 117-134.
- MARTIN, C., BERNARD-ALLÉE, PH., BÉGUIN, E., LEVANT, M. e QUILLARD, J. (1993) – “Conséquences de l'incendie de forêt de l'été 1990 sur l'érosion mécanique des sols dans le massif des Maures”. *Bulletin de l'Association de géographes Français*, 1993-5, p. 438-447.
- MARTÍN-SERRANO GARCIA, A. (1988) – “Sobre la posición de la raña en el contexto morfoodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales”. *Boletín Geológico y Minero*, T. XCIX-VI. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 855-870.
- MARTÍN-SERRANO, A. e MOLINA, E (1989) – “Montes de Toledo y Extremadura”. *Mapa del Cuaternario de España*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, p. 187-200.
- MARTÍNEZ, F. J. e IBARGUCHI, I. GIL (1983) – “El metamorfismo en el Macizo Ibérico”. *Libro Jubilar J. M. RIOS*, tomo 1 – Geología de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 555-569.
- MARTINS, A. FERNANDES (1940) – *O esforço do homem na bacia do Mondego*. Coimbra, 299 p.
- MARTONNE, E. DE (1953) – “Traité de Géographie Physique”. Trad. port. in *Panorama da Geografia*, Cosmos, Lisboa, vol. I, 954 p.
- MASCARENHAS, BRAZ GARCIA DE (1846) – *Viriato Trágico*. Poema heróico em 20 cantos. Phenix, Lisboa (2 vol.).
- MATEUS, J. E. e QUEIROZ, P. F. (1993) – “Os estudos da vegetação quaternária em Portugal; Contextos, Balanço de resultados, Perspectivas”. *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*, Colibri, Lisboa, p. 105-131.
- MATEUS, P. J. V. R. (1994) – *Eleição de um índice de perigo de incêndio para o perímetro da Serra do Marão, Meia Via e Ordem*. Relatório final de estágio. Universidade de Tras os Montes e Alto Douro, Vila Real, 84 p. + Anexos + Mapas (inédito).
- MAYEUR, G. (1988) – “La catastrophe du ravin de Vivario, le 25 Octobre 1976”. *Géomorphologie et Dynamique des bassins-versants élémentaires en régions*

- méditerranéennes*, Etudes Méditerranéennes, 12, Centre Interuniversitaire d'Etudes Méditerranéennes, Poitiers, p. 135-148.
- MENDONÇA, A. ZUZARTE DE (1940) – “Anteprojecto do Aproveitamento Hidroeléctrico do rio Zêzere, em Castelo do Bode”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, VI (1938), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 9-32.
- MENDONÇA, A. ZUZARTE DE (1941) – “Aproveitamento Hidroeléctrico do rio Zêzere, em Castelo do Bode, II Parte, Anteprojecto das obras”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, VII (1939), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 9-52.
- MORAIS, J. CUSTÓDIO DE (1950) – “Levantamento terciário do extremo sudoeste da serra da Lousã”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 28, p. 3-8.
- MORCELA, F. L. (1942) – *Esboço de uma monografia geográfica do concelho de Castelo Branco*. Dissertação de Licenciatura em Geografia, Coimbra, 196 p. (inédito).
- MORUJÃO, M. R. (1994) – “A floresta e o fogo em Portugal até ao Século XVI”. *Actas*, II Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal, Coimbra, p. 41-62.
- MUÑOZ-JIMENEZ, J. (1976) – *Los montes de Toledo*. Departamento de Geografia de la Universidad de Oviedo e Instituto J. S. Elcano (C.S.I.C.), Oviedo, 500 p.
- MUÑOZ, J. e ASENCIO, I. (1975) – “Los depósitos de raña en el borde nordoccidental de los Montes de Toledo. *Estudios Geográficos*, 36, p. 779-806.
- NEIVA, J. M. COTELO (1944) – “Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, tomo xxv, 251 p.
- NEIVA, J. M. COTELO e FARIA, F. LIMPO DE (1955) – Granitos dos afloramentos de Castelo Branco, Idanha-a-Nova e Gardunha”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxvi, p. 51-60.
- NEIVA, J. M. COTELO, NEIVA, A. M. R. e GODINHO, M. M. (1965) – “Meteorização do granito em clima temperado quente. - Alteração do granito de Pisões (Montalegre)”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu

- e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 60, p. 33-55.
- NEVES, L. J. P. F. (1985) – “O plutonito de Avô – Contribuição para o seu conhecimento geológico”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 100, p. 139-152.
- NEVES, L. J. P. F. e MACEDO, C. A. R. (1986) - “O plutonito de Avô: idade K/Ar em biotites e moscovites”. *Maleo*, Boletim Informativo da Sociedade Geológica de Portugal, Lisboa, vol. 2, n.º 3, p. 32.
- NONN, H. (1966) – *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*. Thèse Lettres, Pub. Fac. Lettres Univ. Strasbourg.
- OLIVEIRA, J. M. PEREIRA DE (1977) – “O ambiente humano e o mundo rural”. *Problemas ecológicos do mundo agrário*. Almedina, Coimbra, p. 137-148.
- OTERO-ALONSO, F. (1986) – “El modelado antropico”. *Atlas de Geomorfologia*. Alianza Editorial, Madrid, p. 343-360.
- PAIVA, J. (1981) – “Mata da Margaraça e a sua conversão em Reserva”. *Anuário da Sociedade Broteriana*, Coimbra, XLVII, p. 49-66.
- PAIVA, J. (1994) – “Agravamento do risco de incêndio e a evolução do coberto vegetal em Portugal”. *Actas*, II Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal, Coimbra, p. 63-73.
- PARDÉ, M. (1968) – *Fleuves et rivières*. Colin, Paris, 245 p. (5.ª ed.).
- PEDROSA, A. SOUSA (1989a) – “As vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo. Contributo para o estudo da sua evolução”. *Revista da Faculdade de Letras-Geografia*, I Série, V, Porto, p. 83-170.
- PEDROSA, A. SOUSA (1989b) – “A importância do frio na evolução das vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 8, p. 199-207.
- PEDROSA, A. SOUSA (1993) – *Serra do Marão. Estudo de Geomorfologia*, Dissertação de Doutoramento, Porto, 478 p. +119 p. de Anexos + Mapas. (inédito)
- PENA, A. e CABRAL, J. (1992) – *Região Centro*. Col. Roteiros da Natureza, Círculo de Leitores, 148 p.

- PERDIGÃO, J. CORREIA (1971) – “O Ordovícico de Fajão, de Unhais-o-Velho, de Salgueiro do Campo e de Penha Garcia (Beira Baixa)”. *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Secção 1, Madrid-Lisboa, p. 525-540.
- PERDIGÃO, J. CORREIA (1979) – “O Devónico de Dornes (Paleontologia e Estratigrafia)”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, tomo 65, p. 193-199.
- PEREIRA, A. NUNES e BRITO, M. OLIVEIRA DE (1945) – *História do Santuário de Nossa Senhora das Preces*, Braga, 111 p.
- PEREIRA, A. R. (1992) – *A geomorfologia da Margem Continental Portuguesa e a Interdependência das Plataformas Continental e Litoral. Evolução do Conhecimento e Linhas de Investigação*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n.º 30, Lisboa, 85 p.
- PEREIRA, E. (1988) – “Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica - Evolução Geodinâmica”. *Geonovas*, Lisboa, 10, p. 13-35.
- PEREIRA, J. S. (1949) – “Um granito procedente de Vila Flor (Coimbra)”. *Anais da Faculdade de Ciências do Porto*, Porto, 33, p. 3-4.
- PEREIRA, J. V. SILVA (1988) – *A Serra do Caramulo, desintegração de um espaço rural*. Faculdade de Letras, Coimbra, 612 p.
- PEREIRA, L. C. GAMA (1976) – “Notícia sobre o Complexo Xisto-Grauváquico entre Capinha e Penamacor”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 82, p. 61-66.
- PEREIRA, L. C. GAMA (1987) – *Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Dissertação de Doutoramento em Geotectónica. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 331 p. + 1 mapa (inédito).
- PEREIRA, L. C. GAMA e MACEDO, C. A. REGÊNCIO (1983) – “Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos/Pedrógão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura da zona Ossa-Morena — zona Centro-Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central); algumas implicações geotectónicas”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 69, fasc. 2, p. 265-266.

- PÉREZ-CUEVA, A. J. (1985) – *Geomorfología del sector oriental de la Cordillera Ibérica, entre los rios Mijares y Turia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Geografia e História da Universidade de Valencia, 653 p. (inédito).
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., CABRA, P. E MARTÍN-SERRANO, A., COORD. (1989) – *Mapa del Cuaternario de España (Memória explicativa)*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 279 p.
- PINHEIRO, L. (1993) – “Incêndios Florestais. Como preveni-los?”. *Actas*, I Encontro Pedagógico sobre Risco de Incêndio Florestal, Coimbra, p. 41-45.
- PINTO, M. S. (1984) – “Granitóides caledónicos e hercínicos na Zona da Ossa-Morena (Portugal) – Nota sobre aspectos geocronológicos”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 97, p. 81-94.
- PINTO, M. S. (1985) – “Escala geocronológica de granitóides portugueses antemезozóicos: uma proposta”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 99, p. 157-166.
- PINTO, M. SERRANO, CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L. G. e FERREIRA, M. PORTUGAL (1988) – “Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico”. *Geología de los granitóides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro de Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Madrid, p. 69-86.
- PROENÇA, R. (organização) – *Guia de Portugal*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa (2.<sup>a</sup> ed.): vol. II – *Estremadura, Alentejo e Algarve*, 698 p. (1983); vol. III-I – *Beira Litoral*, 624 p. (1984); vol. III-II – *Beira Baixa e Beira Alta*, p. 625-996 (1985);
- QUINTELA, A. (1967) – *Recursos de águas superficiais em Portugal Continental*, Lisboa, 276 p.
- RAMOS, C. (1986) – *Tipos de anticiclones e ritmo climático de Portugal. Estudo de climatologia*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n.º 25, Lisboa, 235 p. (policopiado).
- RAMOS, C. (1987) – “A influência das situações anticiclónicas no regime da precipitação em Portugal”. *Finisterra*, Lisboa, xxii (43), p. 5-38.

- REBELO, F. M. DA SILVA (1967) – “Vertentes do rio Dueça”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, 3 (22 e 23), p. 155-237.
- REBELO, F. (1975) – *Serras de Valongo. Estudo de Geomorfologia*. Suplementos de *Biblos*, Coimbra, 9, 194 p.
- REBELO, F. (1976) – “Mapas de declives – análise de alguns exemplos portugueses”. *Finisterra*, Lisboa, 11 (22), p. 267-283.
- REBELO, F. (1980a) – “Condições de tempo favoráveis à ocorrência de incêndios florestais. Análise de dados referentes a Julho e Agosto de 1975 na área de Coimbra”. *Biblos*, Coimbra, LVI, p. 653-673.
- REBELO, F. (1980b) – “Considerações metodológicas sobre o estudo dos ravinaamentos”. *Os processos erosivos actuais no litoral norte e centro de Portugal*, Estudos, 4, Coimbra, 20 p. (policopiado) e *Comunicações*, II Colóquio Ibérico de Geografia, Lisboa, vol. I, p. 339-350.
- REBELO, F. (1981a) – “Introdução ao estudo dos processos erosivos actuais na região litoral do Norte e Centro de Portugal”. *Revista da Universidade de Coimbra*, Coimbra, XXIX, p. 195-248.
- REBELO, F. (1981b) – “A acção humana como causa de desabamentos e deslizamentos – análise de um caso concreto”. *Biblos*, Coimbra, LVII, p. 629-644.
- REBELO, F. (1984) – “Adaptações e inaptações às cristas quartzíticas do Noroeste português”. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 1.º vol., p. 321-331.
- REBELO, F. (1986) – “Modelado periglacial de baixa altitude em Portugal”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 5, p. 127-137.
- REBELO, F. (1991) – “Geografia Física e Riscos Naturais. Alguns exemplos de riscos geomorfológicos em vertentes e arribas do domínio mediterrâneo”. *Biblos*, Coimbra, LXVII, p. 353-371.
- REBELO, F. (1993) – “Factores geográficos na explicação da génese e cronologia dos depósitos continentais quaternários”. *Actas*, 3ª. Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, p. 127-133.
- REBELO, F. (1994) – “Coimbra e a Geografia Física na Presidência Aberta sobre Ambiente (Abril, 1994)”. *Territorium*, Coimbra, 1, p. 70-72.

- REBELO, F. e PEDROSA, A. S. (1993) – “Novas observações sobre depósitos relacionados com o frio na área de Valongo — S. Miguel-o-Anjo (arredores do Porto)”. *El Cuaternario en España y Portugal* (Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, 1989), Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, p. 783-789
- REGO, F. C. e MACHADO, C. A. (1993) – “Comparison of meteorological indices of forest fire using the signal detection theory”. *Proceedings of the 12th International Conference on Fire and Forest Meteorology*, Society of American Foresters, Bethesda, p. 544-551.
- REIS, A. C. (1971) – “As minas da Panasqueira”. *Boletim Minas*, 8 (1).
- RIBEIRO, A. (1982) – “Falhas activas e imagens de satélite em Portugal continental”. *Geonovas*, Lisboa, 4, p. 97-98.
- RIBEIRO, A. (1984a) – “Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica”. *Geonovas*, Lisboa, 7, p. 145-146.
- RIBEIRO, A. (1984b) – “Néotectonique du Portugal”. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, vol. 1, p. 137-182.
- RIBEIRO, A. (1988) – “A Tectónica Alpina em Portugal”. *Geonovas*, Lisboa, 10, p. 9-11.
- RIBEIRO, A., IGLESIAS, M., RIBEIRO, M. L. e PEREIRA, E. (1983) – “Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 69, fasc. 2, p. 291-294.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. MOITINHO DE, CARVALHO, D. DE e MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, O. (1939) – “Sur la morphologie de la Basse Beira”. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 122, p. 113-122.
- RIBEIRO, O. (1940) – “Problemas morfológicos do Maciço Hespérico português”. *Las Ciencias*, Madrid, VI, 2, p. 315-336.
- RIBEIRO, O. (1941) – “Cultura do milho, economia agrária e povoamento”. *Biblos*, Coimbra, XVII (II), p. 645-663.
- RIBEIRO, O. (1942a) – “Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central entre Sobreira Formosa e a Fronteira”.

- Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. I, fasc. III, p. 123-145.
- RIBEIRO, O. (1942b) – “A cultura do milho e a disseminação do povoamento em Portugal”. *Actas*, I Congresso Nacional de Ciências Naturais, Lisboa, Livro II, p. 53-54.
- RIBEIRO, O. (1943a) – “Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha do Ródão”. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, Porto, 2.<sup>a</sup> série, 32, p. 5-24.
- RIBEIRO, O. (1943b) – “Evolução da falha do Ponsul”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. XXIV, p. 109-123 + 9 estampas.
- RIBEIRO, O. (1945) – *Portugal, o Mediterrâneo e o Atlântico. Estudo Geográfico*. Coimbra, 246 p.+ 5mapas.
- RIBEIRO, O. (1949a) – *Le Portugal central (Livret-guide de l'excursion C)*. Congrès International de Géographie de Lisbonne, Union Géographique Internationale, Lisbonne, 180 p. + 22 estampas + 10 mapas (Reimpressão em 1982).
- RIBEIRO, O. (1949b) – “A Cova da Beira. Controvérsia de Geomorfologia”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. XXX, p. 23-41.
- RIBEIRO, O. (1949c) - “O Fosso médio do Zêzere”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. XXX, p. 79-85.
- RIBEIRO, O. (1951) – “Três notas de Geomorfologia da Beira Baixa”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. XXXII, 1.<sup>a</sup> parte, p. 271-294.
- RIBEIRO, O. (1955 – *Portugal*, Barcelona, 290 p. (tomo V da Geografia de España y Portugal, de Manuel Teran, ed.).
- RIBEIRO, O. (1968) – “Milho”. *Dicionário de História de Portugal* (dirigido por Joel Serrão), Iniciativas Editoriais, Lisboa, vol. III/ME-SIN, p. 58-64.
- RIBEIRO, O. (1970) – “A Sertã: pequeno centro na área de xisto da Beira Baixa”. *Finisterra*, Lisboa, v, 9, p. 103-112.
- RIBEIRO, O. (1979) – “Geografia, Ecologia, Ciências do Ambiente”. *Finisterra*, Lisboa, XIV, 27, p. 70-76.

- RIBEIRO, O. (1981) – “Portugal arde por toda a parte. A destruição do património nacional”. *Diário de Notícias*, Lisboa, 4 de Setembro, 7.<sup>a</sup> Página – “Debate/ Intervenção”, p. 7 e 10.
- RIBEIRO, O. (1987) – *Portugal, o Mediterrâneo e o Atlântico. Esboço de relações geográficas*. Sá da Costa, Lisboa, 189 p. (5.<sup>a</sup> ed., revista e ampliada).
- RIBEIRO, O. (s/d) – *O enigma do Zêzere. Contribuição para o estudo da evolução do relevo no Centro de Portugal*. (inédito, 243 p. dactilografadas).
- RIBEIRO, O. e FEIO, M. (1950) – “Les dépôts de type «raña» au Portugal”. *Compte rendus du Congrès International de Géographie*, Lisbonne 1949, Lisboa, t. II, p. 152-159.
- RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H. e DAVEAU, S. – *Geografia de Portugal*, Edições João Sá da Costa, Lisboa, 1340 p.: vol. I – A Posição Geográfica e o Território (1987); vol. II – O Ritmo Climático e a Paisagem (1988); vol. III – O Povo Português (1989); vol. IV – A Vida Económica e Social (1991).
- RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C., FERREIRA, C. RIBEIRO e ALVES, C. A. DE MATOS (1967) – *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 24-D, Castelo Branco*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 24 p.
- RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C., CARVALHO, H. DE, PERES, A., FERNANDES, A. P., ASSUNÇÃO, C. TORRES DE e PILAR, L. (1965) – *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 28-B, Nisa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 29 p.
- RINNE, F. (1949) – *La science des roches*. Lamarre, Paris, 696 p. (3 ed.).
- RODRIGUES, M. L. e ZÊZERE, J. L. (1993) – “Dinâmica recente e actual das vertentes”. *O Quaternário em Portugal. Balanço e Perspectivas*. Ed. Colibri, Lisboa, p. 85-96.
- SALA, M. (1982) – “Metodología para el estudio y medición de los procesos de erosión actuales”. *Notes de Geografia Física*, Barcelona, 8, p. 39-56.
- SALA, M. (1984) – “Mecanismos de erosión por el agua en las vertientes”. *Notes de Geografia Física*, Barcelona, 11, p. 31-38.
- SALA, M. e ANDERSON, E. (1984) – “Plan de investigación y muestreo para el estudio de las tasas de desnudación en la montaña de Montserrat”. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Logroño, XI, 1-2, p. 171-180.

- SALA, M. e GALLART, F. (eds.) (1988) – *Métodos y Técnicas para la Medición en el campo de procesos geomorfológicos*. Sociedad Española de Geomorfología, Barcelona, Monografías, 1, 103 p.
- SAN-JOSÉ, M. A. (1983) – “El complejo sedimentario pelito-grauváquico”. *Libro Jubilar J. M. RIOS*, tomo I – Geología de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 91-99.
- SANTO, M. ESPÍRITO (1954) – “I. A Lousã dos Antigos” in “O que foi e o que é a Lousã”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, p. 31-34.
- SANZ-DONAIRE, J. J. (1979) – *El Corredor de Béjar*. Instituto de Geografía Aplicada y Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 195 p.
- SANZ-HERRÁIZ, C. (1986) – “Periglaciario en Montaña: La Sierra de Guadarrama”. *Atlas de Geomorfología*, Alianza Editorial, Madrid, 365 p.
- SANZ-HERRÁIZ, C. (1988) – *El relieve del Guadarrama oriental*. Consejería de Política Territorial, Madrid, 547 p.
- SARAIVA, A. L . ALMEIDA (1986) – *Caracterização e aptidão geotécnica dos terrenos envolventes das barragens da Aguieira e do Coiço*. Dissertação de Doutoramento em Geotectónica. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 316 p. + 1 mapa (inédito).
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) – “The age of Beira schists (Portugal)”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. XII, fasc. I-II, p. 77-100.
- SERRA, M. B. ALVÃO (1961) – *A bacia da Lousã (estudo geográfico)*. Dissertação de Licenciatura em Geografia, Coimbra, 74 p. (inédito).
- SERVIÇO CARTOGRÁFICO DO EXÉRCITO (1967) – *Reportório Toponímico de Portugal, 03 - Continente (Carta 1/25 000)*. Serviço Cartográfico do Exército, Lisboa: vol. I – (A-E), 392 p.; vol. II – (F-P), 413 p.; vol. III – (Q-Z), 394 p.
- SILVEIRA, J. DA (1952) – “Muradal”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 4 e 5, p. 64-68.
- SILVEIRA, J. DA (1958) – “Saneamento corográfico e toponímico: 25 - Serra da Gardunha e não da Guardunha”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, vol. II, n.ºs 16 e 17, p. 92-98.

- SOARES, A. F., MARQUES, J. F. e BARBOSA, B. P. (1985) – “Visita a diversos lugares em estudo”. *Livro guia da pré-reunião, I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, p. 84-100.
- SOARES, A. F., CUNHA, L. e MARQUES, J. F. (1993) – “Depósitos quaternários do Baixo Mondego: Tentativa de coordenação morfogenética *El Cuaternario en España y Portugal* (Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, 1989), Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, vol. II, p. 803-812.
- SOARES, J., RODRIGUES, L., VIEGAS, L., LIMA, L. PEDROSO e FONSECA, E. CARDOSO (1985) – “Cartografia de imagens geoquímicas por filtragem linear: aplicação à área do Fundão Penamacor”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. 71, fasc. 2, p. 223-230.
- SOBRINHO, A. DE SOUZA (1978) – “Elementos hidrométricos de cursos de água portugueses (decénio 1960/61-1969/70)”. *Finisterra*, Lisboa, XIII, 25, p. 139-148.
- SOBRINHO, A. DE SOUZA (1980) – “Os temporais de Fevereiro de 1979 no Ribatejo e na região de Lisboa”. *Finisterra*, Lisboa, xv, 29, p. 85-93.
- SOLER, M. e SALA, M. (1992) – “Effects of fire and of clearing in a Mediterranean *Quercus ilex* woodland: An experimental approach”. *Catena*, Cremlingen, 19, 3/4, p. 321-332.
- SOPECATE (1990) – *Escorregamento na Lousã. Estudo prévio*. 20 p + Anexos (inédito).
- SOS-BAYNAT, V. (1955/6) – “Geologia y morfología de las sierras de las Villuercas (Cáceres)”: 1.<sup>a</sup> Parte (1955) – “Geologia”, *Estudios Geográficos*, 60, p. 689-746; 2.<sup>a</sup> Parte (1956) – “Morfología”, *Estudios Geográficos*, 61, p. 327-369.
- SOTO, B., BASANTA, R., PEREZ, R. e DIAZ-FIERROS, F. (1995) – “An experimental study of the influence of traditional slash-and-burn practices on soil erosion”. *Catena*, Cremlingen, 24, 1, p. 13-23.
- SOUSA, L. S. OLIVEIRA (1937) – “Estudo hidrogeológico sobre o abastecimento de água à vila de Figueiró dos Vinhos”. *Anuários dos Serviços Hidráulicos*, III (1935), Imprensa Nacional, Lisboa, p. 2117-128.
- SOUSA, M. BERNARDO (1984) – “Considerações sobre a estratigrafia do complexo xisto-grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico inferior”.

- Cuadernos de Geología Ibérica*, Madrid, vol. 9 (Precámbrico e Paleozoico del Macizo Ibérico), p. 9-36.
- SOUSA, M. BERNARDO (1985) – “Perspectivas sobre os conhecimentos actuais do complexo xisto-grauváquico de Portugal”. *Memórias e Notícias*, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 100, p. 1-16.
- SUGUIO, K. (1973) - *Introdução à Sedimentologia*. Edgard Blücher, S. Paulo, 175 p.
- STRAHLER, A. N. (1964) – “Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks”. Section 4-II of *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- STRAHLER, A. N. (1981) – *Geografia Física*. Ed. Omega, Barcelona, 767 p. + mapas (5.<sup>a</sup> ed.).
- TAIMAN, G. (1975) – “Mégatectonique, lenéaments et fracturation profonde dans la Meseta ibérique”. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* (2), Paris, vol. XVII, fasc. 4, p. 375-392.
- TEIXEIRA, C. (1955) – *Notas sobre Geologia de Portugal*. O complexo xisto-grauváquico ante- Ordovícico, Lisboa, ed. autor, 50 p.
- TEIXEIRA, C. (1976) – “Acerca da idade das rochas graníticas portuguesas”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Lisboa, vol. XX, fasc. I-II, p. 131-163.
- TEIXEIRA, C. (1979) – “O Precámbrico de Portugal”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Lisboa, vol. XXI, fasc. II-III, p. 129-136.
- TEIXEIRA, C. (1981) – *Geologia de Portugal, vol. I – Precámbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 p.
- TEIXEIRA, C. e MARTINS, J. ÁVILA (1959) – “O Silúrico de Arganil”. *Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*, Lisboa, 2.<sup>a</sup> série, C, VII, p. 211-222.
- TEIXEIRA, C., PAIS, J. e ROCHA, R. (1979) – *Quadros de unidades estratigráficas e da estratigrafia portuguesa*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 29 p.
- TEIXEIRA, C. e GONÇALVES, F. (1980) – *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 p.

- TEIXEIRA, C., SANTOS, J. PAULA, CARVALHO, H. F. DE, FERNANDES, A. PEINADOR e VAIRINHO, M. M. (1974) – *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 20-B, Covilhã*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 52 p.
- TEIXEIRA, C., CARVALHO, L. H. BRITO DE, BARROS, R. F. DE, MARTINS, J. ÁVILA, HAAS, W. E. L., PILAR, L. e ROCHA, A. T. (1961) – *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 17-C, Santa Comba Dão*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 31 p.
- TEIXEIRA, C., CARVALHO, L. H. BRITO DE, SANTOS, J. PAULA, PERES, A. MARTINS, BARROS, R. F. DE, PILAR, L., FERNANDES, A. PEINADOR e ROCHA, A. T. (1967) – *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 17-D, Gouveia*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 28 p.
- TELLO-RIPA, B. (1986) – “Relievs Apalachenses”. *Atlas de Geomorfologia*. Alianza Editorial, Madrid, p. 111-125.
- TERS, M. (1964) – *La Vendée littorale. Étude de Géomorphologie*. CNRS/MEN, Paris, 578 p.
- THADEU, D. (1949) – “A Cordilheira Central entre as serras da Guardunha e de São-Pedro-do-Açor”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. VIII, fasc. I-II, p. 7-20.
- THADEU, D. (1951a) – “Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira”. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t. xxxii, p. 5-64.
- THADEU, D. (1951b) – “Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa”. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Porto, vol. IX, fasc. I-II, p. 1-144.
- THADEU, D. (1958) – *Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/1 000 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 15 p.
- THADEU, D. (1965) – *Notícia Explicativa da Carta Mineira de Portugal na escala de 1/500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 p.
- THADEU, D. (1973) – “Les gisements stanno-wolframitiques du Portugal”. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, Liège, t. 96, p. 5-30.
- THADEU, D. e BARROS, L. AIRES (1973) – “Influence du milieu et du processus de mise en place sur les gisements stanno-wolframitiques de Santa Eulália et de Góis (Portugal)”. *Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes*

- minéraux*. Colloque en hommage au Prof. Raguin pour son jubilé scientifique, Masson, Paris, p. 139-143.
- THOMAS, A. D. (1993) – “Fire effects on soil hidrology and nutrient loss – a review”. *Aveiro-Swansea Erosion Research Bulletin*, 3, 65 p.
- THOREZ, J., BOURGUIGNON, P. e PAEPE, R. (1970) – “Étude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess pleistocènes en Belgique”. *Annales de la Société Géologique de la Belgique*, 93, p. 265-285.
- TORGA, M. (1950) – *Portugal*. Coimbra, 135 p.
- TRICART, J. – *Précis de Géomorphologie*, Sedes, Paris:  
 (1968) – Tome I – Géomorphologie structurale, 323 p.  
 (1977) – Tome II – Géomorphologie dynamique générale, 345 p.  
 (1981) – Tome III – Géomorphologie climatique, 313 p.
- TRICART, J., RAYNAL, R. e BESANÇON, J. (1972) – “Cônes rocheux, pédiments, glacis”. *Annales de Géographie*, LXXXI, n.º 443, p. 1-24.
- TUCKER, M. E. (1991) – *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 251 p. (2.<sup>a</sup> ed).
- UBANELL, A. G. (1977) – “Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite”. *Studia Geologica*, 12, p. 195-206.
- VALADAS, B. (1983) – *Les hautes terres du Massif Central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris I, 927 p.
- VALADAS, B. (1984) – “Massif Central”. *Recherches françaises récents sur les phénomènes périglaciaires*. 25ème Congrès Géographique International, Paris, p. 53-62.
- VAUDOUR, J. (1979) – *Le région de Madrid: altérations, sols et paléosols. Contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride*. Ed. Ophrys, Paris, 390 p.
- VAUDOUR, J., BIROT, P. e SUDRIES, J. (1979) – “Etude comparée de la géomorphologie de la Sierra de Guadarrama (s. l.) et de la région de Tolède”. *Méditerranée*, n.º 3, p. 71-84.

- VAZ, M. H. (1954) – “II. Advento duma nova era: a da Electricidade” in “O que foi e o que é a Lousã”. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, n.ºs 8 e 9, p. 35-47.
- VEGAS, R., VÁZQUEZ, J.-T. e MARCOS, A. (1986) – “Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación intracontinental distribuida”. *Geogaceta*, 1, p. 24-25.
- VENTURA, J. E. (1986) – *Influência das gotas de ar frio no ritmo e na repartição espacial das chuvas em Portugal*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n.º 24, Lisboa, 212 p. (policopiado).
- VENTURA, J. E. (1987) – “As gotas de ar frio e o regime da precipitação em Portugal”. *Finisterra*, Lisboa, XXII (43), p.39-69.
- VIANA, A. M. COUTO e ABREU, M. (1991) – *Terras da Beira na literatura portuguesa*. Ed. Inapa, Lisboa, 184 p.
- VILAPLANA, J. M. (1983) – *Estudi del glacialisme quaternari de les Altes Valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral, Departament de Geomorfologia i Tectonic, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 322 p.
- VIVAS, L. (1966) – “Métodos de investigación hidro-geomorfológica aplicados en el estudio de una cuenca hidrográfica (el caso de la cuenca del rio Roubion. SE de Francia)”. *Revista Geográfica*, Universidad de los Andes, Mérida, vol. VII, n.ºs 16-17, p. 53-75.
- VIVIAN, H. (1966) – “Les modalités de l’écoulement des eaux au Portugal”. *Rev. Géog. Pyrén. et Sud-Ouest*, 37 (2), p. 145-176.
- VOISIN, L. (1981) – Le modelé schisteux en zones froides et tempérée. Service de Reproduction des Thèses, Université de Lille III, 883 p.

## 5. Manuscritos

ARQUIVO HISTÓRICO MUNICIPAL DE COIMBRA – *Pergaminhos avulsos*, n.º LXXXIV: 1464, Setembro, 22, Tentúgal - Carta de D. Afonso V pela qual, a requerimento da cidade e para evitar a continuação dos grandes danos provocados pelo assoreamento do Mondego, se proibiu que de Coimbra a

Seia se pusessem fogos até uma légua das margens do Mondego, em pública-forma de Coimbra, 14 de Junho de 1649.

FURTADO, R. (1990) – *Relatório preliminar sobre deslizamento na encosta da Serra*. 6 p. (inédito).

## 6. Séries

### 6.1. Climatológicas

DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS – *Anuário dos Serviços Hidráulicos. Udometeorologia (1975/76, 1976/77 e 1977/78)*.

FARIA, J. M. ROCHA, GODINHO, SILVÉRIO, ALMEIDA, M. J. e MACHADO, M. SOUSA (1980) – “Análise estatística dos valores máximos do ano da quantidade diária de precipitação em Portugal “. *O Clima de Portugal*, XIX, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, 92 p.

FERREIRA, H. AMORIM (1942) – “Valores médios dos elementos climáticos no período 1901-30”. *O Clima de Portugal*, I, Observatório Infante D. Luiz, Lisboa, 18 p. + 20 mapas.

FERREIRA, H. AMORIM (1945) – “Valores mensais e anuais dos elementos climáticos no período 1901-30”. *O Clima de Portugal*, IV, Observatório Infante D. Luiz, Lisboa, 179 p.

FERREIRA, H. AMORIM (1946) – “Beira”. *O Clima de Portugal*, v, Observatório Infante D. Luiz, Lisboa, 32 p. + 25 mapas.

FERREIRA, H. AMORIM (1956) – “Valores médios dos elementos climáticos no território nacional em 1921-50”. *O Clima de Portugal*, IX, Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa, 32 p.+ 64 mapas.

FERREIRA, H. AMORIM (1965) – “Normais climatológicas do Continente, Açores e Madeira, correspondentes a 1931-60”. *O Clima de Portugal*, XIII, Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa, 207 p.

GODINHO, S. DE FIGUEIREDO (1980) – “Contribuição para o estudo das cheias na bacia hidrográfica do Mondego”. *O Clima de Portugal*, XXI, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, 172 p.

INSTITUTO GEOFÍSICO DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA – *Boletim Meteorológico Mensal*, 1974 a 1994.

MENDES, J. CASIMIRO E BETTENCOURT, M. L. (1980) – “Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e classificação climática de Portugal”. *O Clima de Portugal*, XXIV, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, 282 p. + 5 mapas.

## 6.2. Demográficas

Censo no 1.º de Janeiro de 1878, (I vol.).

Censo da População do Reino de Portugal no 1.º de Dezembro de 1890 (III vol.).

Censo da População do Reino de Portugal no 1.º de Dezembro de 1900 (4.º Recenseamento Geral da População) (IV vol.).

Censo da População de Portugal no 1.º de Dezembro de 1911 (5.º Recenseamento Geral da População) (IV vol.).

Censo da População de Portugal no 1.º de Dezembro de 1920 (6.º Recenseamento Geral da População) (II vol.).

Censo da População de Portugal no 1.º de Dezembro de 1930 (7.º Recenseamento Geral da População) (IV vol.).

Recenseamento Geral da População no Continente e Ilhas Adjacentes em 12 de Dezembro de 1940 (XXV vol.).

Recenseamento Geral da População no Continente e Ilhas Adjacentes em 15 de Dezembro de 1950 (III tomos + Anexos).

Recenseamento Geral da População no Continente e Ilhas Adjacentes às 0 horas de 15 de Dezembro de 1960 (VI tomos + Anexos).

Recenseamento Geral da População no Continente e Ilhas Adjacentes – 1970 (II vol.).

Recenseamento Geral da População/II Recenseamento Geral da Habitação. 1981 (XXI vol.).

Censos 91 – XIII Recenseamento Geral da População/III Recenseamento Geral da Habitação. Resultados definitivos (VIII vol.).

### 6.3. Hidrológicas

BRIGADA DE HIDROMETRIA DO BAIXO MONDEGO (1979) – *Características físicas das estações de medição de caudais das bacias hidrográficas do Vouga e Mondego*. Direcção dos Serviços de Hidrologia, DGRAH, MHOP, Montemor-o-Velho, 239 p. (inédito).

DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS (1986) – *Dados pluviométricos 1900/01 a 1984/85. Portugal (Continente)*. Ministério do Plano e Administração do Território, Lisboa, s/ paginação.

DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS (1986) – *Escoamentos até 1984/85. Portugal (Continente)*. Ministério do Plano e Administração do Território, Lisboa, s/ paginação.

DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS – *Caudais. Portugal (Continente)*. (1978/79 a 1989/90).

DIRECÇÃO-GERAL DOS SERVIÇOS HIDRÁULICOS – *Anuários dos Serviços Hidráulicos*. 1933 a 1941 e 1942/43 a 1970/71.

DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS – *Anuário dos Serviços Hidráulicos. Hidrometria (1976/77)*, 215 p.

ELECTRICIDADE DE PORTUGAL EDP/EP – *Anuário Hidrológico (1976/77 a 1987/88)*.

ELECTRICIDADE DE PORTUGAL EDP/EP – *Relatórios Técnicos - Exploração Construção*, EDP- Gabinete de Relações Públicas e Informação, Lisboa: *Relatório Técnico 89* – 109 p.; *Relatório Técnico 90/91* – 116 p.; *Relatório Técnico 92* – 120 p.; *Relatório Técnico 93* – 120 p.

## 6.4. Legais

### 6.4.1. *Diplomas*

Decreto-Lei n.º 67/82, 3 de Março — Criou a Área de Paisagem Protegida da Serra do Açor. Decreto-Lei n.º 46/89, 15 de Fevereiro — Estabelece as matrizes de delimitação geográfica da Nomenclatura de Unidades Territoriais para Fins Estatísticos (NUTS).

Decreto-Lei n.º 94/93, 2 de Abril — Aprovou a Lei Orgânica do Ministério da Agricultura. Dec.-Lei n.º 100/93, 2 de Abril — Aprovou a Lei Orgânica do Instituto Florestal.

Portaria n.º 492/93, 8 de Maio — Aprovou as áreas abrangidas pelas delegações Regionais do Instituto Florestal.

Portaria n.º 493/93, 8 de Maio — Aprovou a delimitação das regiões agrárias.

### 6.4.2. *Normas Portuguesas (NP)*

NP 113 (1989) – Divisões de um documento escrito. Numeração progressiva, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 3 p.

NP 405-1 (1994) – Referências bibliográficas: documentos impressos, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 49 p.

NP 417 (1993) – Sumário de publicações periódicas, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 4 p.

NP 418 (1988) – Resumos analíticos para publicações e documentação, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 17 p.

NP 739 (1969) – Índices de publicações, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 2 p.

NP 3193 (1987) – Títulos de lombada de livros e outras publicações, Instituto Português da Qualidade, Lisboa, 6 p.

## **6.5. Pecuárias**

Arrolamento geral dos gados no Continente, em 1925, Ministério da Agricultura, Lisboa, 1926, 15 p.

Arrolamento geral de gados e animais de capoeira (Manifesto referido a 31 de Dezembro de 1934), Ministério da Agricultura, Lisboa, 1935, 218 p.

Arrolamento geral de gados e animais de capoeira (Manifesto referido a 31 de Dezembro de 1940), Ministério da Economia, Porto, 1941, 258 p.

Arrolamento geral do gado, Continente, 1972, Instituto Nacional de Estatística, Lisboa, 443 p.

Gados e animais de capoeira. Arrolamento geral referido a 15 de Dezembro de 1955, Instituto Nacional de Estatística, Lisboa, 411 p.

Recenseamento Agrícola, Gado, 1979, Instituto Nacional de Estatística, Lisboa, 252 p. + Anexos.

Recenseamento Geral Agrícola, 1989. Resultados definitivos. Dados Gerais, Instituto Nacional de Estatística, Lisboa, 204 p.

Recenseamento Geral Agrícola, 1989. Explorações segundo os efectivos pecuários (ovinos e caprinos) e a S.A.U., Instituto Nacional de Estatística, (inédito).

## **6.6. Dendrocaustológicas**

Incêndios Florestais. Mapas de apuramento das áreas ardidas  $\geq 10$  ha, segundo o tipo de propriedade, pública ou privada, de pinheiro bravo e eucalipto, com e sem valor comercial, incultos, volumes totais, volume da árvore média, idade média e acréscimo anual médio, referentes aos anos de 1975 a 1989. Circunscrição Florestal de Coimbra, Coimbra (inédito).

Incêndios Florestais. Mapas de apuramento de áreas ardidas em mato e em povoamento, por concelhos, relativos aos anos de 1980 a 1993. Instituto Florestal. Lisboa (inédito).

Incêndios Florestais. Mapas de apuramento do número de fogos e das áreas ardidas segundo o tipo de propriedade pública ou privada, e o valor comercial dos povoamentos, por concelhos, referente ao ano de 1991. Instituto Florestal. Lisboa (inédito).

Incêndios Florestais. Mapas de apuramento do número de fogos e das áreas ardidas por espécie e por concelhos, relativos aos anos de 1982 a 1990. Instituto Florestal. Lisboa (inédito).

Incêndios Florestais 1992. Relatório Final. Instituto Florestal, Lisboa, 63 p. (inédito). Incêndios Florestais 1993. Relatório Final. Instituto Florestal, Lisboa, 79 p. (inédito).

Incêndios Florestais 1994. Relatório provisório. Instituto Florestal, Lisboa, (inédito).

Incêndios Florestais Beira Litoral 1994. Relatório Final. Instituto Florestal, Lisboa, (inédito).

## 6.7. Publicações

BIBLIOTECA GERAL DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA (1991) – *Publicações periódicas portuguesas existentes na Biblioteca Geral da Universidade de Coimbra (1911-26)*. Catálogos e Bibliografias, 7, BGUC, 670 p.

## 6.8. Silvícolas

ACEL/DGF – ASSOCIAÇÃO DAS EMPRESAS PRODUTORAS DE PASTA DE CELULOSE/ DIRECÇÃO-GERAL DAS FLORESTAS (1989)- *Inventário Florestal Nacional, Pinheiro Bravo. Análise da evolução das áreas, volumes e acréscimos do pinheiro bravo no período 1981/87*. ACEL/DGF, Lisboa, 36 p.

DIRECÇÃO-GERAL DO ORDENAMENTO E GESTÃO FLORESTAL (1981) – “Distribuição da Floresta em Portugal Continental. Áreas florestais por concelhos, 1980”. *Estudos e Informação*, n.º 289, Lisboa, 45 p.

- DIRECÇÃO-GERAL DAS FLORESTAS (1989) – “Distribuição da Floresta em Portugal Continental. Áreas florestais por distritos. Informação disponível em 1989”. *Estudos e Informação*, n.º 299, Lisboa, 29 p.
- DIRECÇÃO-GERAL DAS FLORESTAS (1993) – “Distribuição da Floresta em Portugal Continental. Áreas florestais por distritos. Informação disponível em 1992”. *Estudos e Informação*, n.º 303, Lisboa, 30 p.
- INSTITUTO FLORESTAL (1993) – “Inventário Pinheiro Bravo – 1992, Relatório Final”. *Estudos e Informação*, n.º 305, Lisboa, 88 p.
- INSTITUTO FLORESTAL (1994) – “Actualização do Inventário do Eucalipto – 1992, Relatório Final”. *Estudos e Informação*, n.º 308, Lisboa, 25 p.

## APÊNDICES

(Página deixada propositadamente em branco)

## APÊNDICE I

### NOMES DE LUGARES COM INDICAÇÃO DA POSIÇÃO RELATIVA

Fonte: Recolha direta das folhas da Carta Militar de Portugal 1/25 000

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
1	Aboboreira	S.F.	206	290	39	Almofala de Cima	Pov.	181	326
2	Aboboreira Cimeira	Pov.	183	296	40	Alveite Grande	Pov.	193	360
3	Aboboreira Fundeira	Pov.	181	295	41	Alveite Pequeno	Pov.	194	358
4	Abrunheiro Grande	Pov.	196	305	42	Alvitinho	Cas.	228	316
5	Abrunheiro Pequeno	Pov.	195	305	43	Alvito	Pov.	177	293
6	Adémia de Baixo	Pov.	172	364	44	Alvito da Beira	S.F.	228	317
7	Adémia de Cima	Povi.	173	364	45	Alvito de Cima	Pov.	177	294
8	Ágrã Grande	Pov.	188	330	46	Ameal de Baixo	Cas.	182	355
9	Ágrã Pequena	Pov.	188	330	47	Ameal de Cima	Cas.	182	355
10	Água de Forno de Baixo	Cas.	178	347	48	Amieiras Grandes	Cas.	171	299
11	Água de Forno de Cima	Cas.	178	347	49	Amieiras Pequenas	Cas.	172	299
12	Ágrã Nova	Pov.	198	350	50	Amieirinha	Pov.	230	324
13	Ágrã Velha	Cas.	198	348	51	Amioso Cimeiro	Pov.	200	341
14	Aldeia Cimeira	Cas.	199	322	52	Amioso	Pov.	204	321
15	Aldeia Cimeira	Pov.	227	312	53	Amioso	Pov.	200	341
16	Aldeia Cimeira	Pov.	190	322	54	Amioso do Senhor	Pov.	200	340
17	Aldeia Cimeira	Povi.	213	339	55	Amioso Fundeiro	Pov.	201	337
18	Aldeia da Ribeira Cimeira	Pov.	205	317	56	Amiozinho	Pov.	203	340
19	Aldeia da Ribeira Fundeira	Pov.	205	316	57	Amoreira Cimeira	Povi.	206	335
20	Aldeia de Além	Cas.	182	354	58	Amoreira Fundeira	Povi.	205	335
21	Aldeia de Eiras	Pov.	210	295	59	Atalaia Cimeira	Povi.	193	322
22	Aldeia de Eiras Fundeiras	Pov.	210	295	60	Atalaia Fundeira	Pov.	193	322
23	Aldeia de Mulheres	Pov.	198	322	61	Avelar de Baixo	Cas.	203	366
24	Aldeia do Meio	Pov.	212	339	62	Avelar de Cima	Cas.	203	367
25	Aldeia Fundeira	Cas.	198	322	63	Avento Cimeiro	Cas.	207	291
26	Aldeia Fundeira	Pov.	189	332	64	Avento Fundeiro	Cas.	207	290
27	Aldeia Fundeira	Pov.	212	339	65	Azenha de Baixo	Pov.	238	324
28	Aldeia Fundeira	Pov.	190	321	66	Azenha de Cima	Pov.	235	324
29	Aldeia Metade	Cas.	198	322	67	Bajancas Cimeiras	Pov.	184	338
30	Aldeia Nova	Cas.	188	360	68	Bajancas Fundeiras	Pov.	183	338
31	Aldeia Nova	Pov.	200	361	69	Banda d'Além	Cas.	193	333
32	Aldeia Velha	Pov.	210	350	70	Banda d'Além	Pov.	194	336
33	Aldeia Velha	Pov.	189	315	71	Barreira Cimeira	Cas.	256	301
34	Algar de Baixo	Cas.	219	335	72	Barreira Fundeira	Cas.	256	300
35	Algar de Cima	Cas.	219	335	73	Barreira Grande	Pov.	186	293
36	Almaça	S.F.	192	374	74	Barreira Pequena	Pov.	186	293
37	Almaçinha	Pov.	195	376	75	Barroca Grande	Pov.	232	354
38	Almofala de Baixo	Pov.	181	326	76	Bemquerenças de Baixo	Pov.	246	314

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
77	Bemquerenças de Cima	S.F.	247	313	115	Carvalho Cimeiro	Cas.	244	350
78	Bezelga de Baixo	Pov.	169	291	116	Carvalho Fundeiro	Pov.	212	321
79	Bezelga de Cima	Pov.	168	291	117	Carvalho Miúdo	Pov.	201	351
80	Bichardo de Baixo	Cas.	190	300	118	Carvalho Velho	Cas.	200	350
81	Bichardo de Cima	Cas.	190	300	119	Carvalheira Grande	Pov.	191	325
82	Bogas de Baixo	S.F.	230	341	120	Carvalho Velho	Pov.	185	372
83	Bogas de Cima	S.F.	235	345	121	Casais Fundeiros	Cas.	185	320
84	Bogas do Meio	Povi.	233	345	122	Casal Cimeiro	Cas.	223	367
85	Bom Velho de Baixo	Pov.	172	349	123	Casal Cimeiro	Cas.	223	360
86	Bom Velho de Cima	Pov.	172	349	124	Casal Cimeiro	Cas.	235	327
87	Brejo Cimeiro	Pov.	190	314	125	Casal de Além	Pov.	192	329
88	Brejo Cimeiro	Pov.	198	298	126	Casal de Baixo	Cas.	203	331
89	Brejo de Baixo	Cas.	225	344	127	Casal de Baixo	Cas.	231	366
90	Brejo de Cá	Pov.	184	319	128	Casal de Baixo	Pov.	205	340
91	Brejo de Cima	Pov.	225	344	129	Casal de Cima	Cas.	203	331
92	Brejo de Lá	Pov.	184	318	130	Casal de Cima	Cas.	231	365
93	Brejo Fundeiro	Pov.	190	314	131	Casal do Meio	Cas.	223	360
94	Brejo Fundeiro	Pov.	197	297	132	Casal Fundeiro	Cas.	211	293
95	Cabril de Baixo	Cas.	196	356	133	Casal Fundeiro	Cas.	212	321
96	Cabril de Cima	Cas.	197	356	134	Casal Novo	Cas.	235	380
97	Cadaval Cimeiro	Pov.	187	344	135	Casal Novo	Pov.	180	309
98	Cadaval Fundeiro	Cas.	186	344	136	Casal Novo	Pov.	204	294
99	Cambões	Pov.	233	355	137	Casal Novo	Pov.	191	347
100	Cambões de Baixo	Cas.	233	355	138	Casal Velho	Cas.	232	371
101	Campelo	S.F.	188	336	139	Casal Velho	Pov.	216	308
102	Campelinho	Pov.	188	336	140	Casal Velho	Pov.	201	291
103	Caniçal Cimeiro	Pov.	217	303	141	Casalinho de Baixo	Cas.	201	355
104	Caniçal Fundeiro	Pov.	216	302	142	Casalinho de Cima	Cas.	201	355
105	Cardal Grande	Pov.	192	309	143	Castanheira Cimeira	Pov.	216	316
106	Cardal Pequeno	Pov.	193	309	144	Castanheira de Baixo	Pov.	263	368
107	Cardiga Cimeira	Pov.	200	312	145	Castanheira de Cima	Pov.	263	369
108	Cardiga Fundeira	Cas.	199	302	146	Castanheira Fundeira	Cas.	216	315
109	Carregal Cimeiro	Pov.	192	334	147	Castanheiro Grande	Pov.	199	310
110	Carregal Fundeiro	Pov.	193	334	148	Castanheiro Pequeno	Pov.	199	310
111	Carvalhais de Baixo	Povi.	174	356	149	Catraia Cimeira	Cas.	229	313
112	Carvalhais de Cima	Pov.	174	355	150	Catraia Fundeira	Cas.	231	314
113	Carvalho	Cas.	212	321	151	Cava	Pov.	209	327
114	Carvalho	Povi.	209	351	152	Cavinha	Cas.	209	328

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
153	Cavaleiros	Povi.	169	369	191	Couço de Baixo	Cas.	221	328
154	Cavaleiros de Baixo	Pov.	215	354	192	Couço de Cima	Cas.	221	328
155	Cavaleiros de Cima	Pov.	215	354	193	Couço do Meio	Pov.	183	299
156	Cebolais de Baixo	Povi.	247	307	194	Couço dos Pinheiros	Pov.	183	299
157	Cebolais de Cima	S.F.	243	309	195	Couço Fundeiro	Pov.	183	298
158	Ceiroco	Pov.	224	354	196	Covãosinho	Cas.	217	334
159	Ceiroquinho	Pov.	217	351	197	Covelo	S.F.	203	371
160	Chã Grande	Cas.	222	372	198	Covelo de Baixo	Povi.	203	372
161	Chão de Baixo	Cas.	216	351	199	Cruz Fundeira	Cas.	203	318
162	Chão de Cima	Cas.	209	351	200	Derreada Cimeira	Pov.	197	335
163	Chão de Lopes Grande	Pov.	206	296	201	Derreada Fundeira	Cas.	197	334
164	Chão de Lopes Pequeno	Pov.	207	296	202	Escalcos de Baixo	Pov.	263	324
165	Chão Fundeiro	Cas.	211	332	203	Escalcos de Cima	S.F.	262	329
166	Chãos	Pov.	257	352	204	Escalcos Cimeiros	Pov.	195	333
167	Chãos de Baixo	Pov.	186	324	205	Escalcos do Meio	Povi.	262	329
168	Chãos de Cima	Cas.	186	324	206	Escalcos Fundeiros	Cas.	197	331
169	Chaveira	Pov.	211	305	207	Esconhais	Cas.	193	336
170	Chaveirinha	Pov.	211	305	208	Esconhais de Baixo	Cas.	194	336
171	Chelo	Povi.	186	365	209	Esconhais de Cima	Cas.	194	336
172	Chelinho	Pov.	186	364	210	Espinho Grande	Pov.	224	306
173	Cimadas Cimeiras	Pov.	213	309	211	Espinho Pequeno	Pov.	224	306
174	Cimadas Fundeiras	Pov.	212	308	212	Esteveira de Baixo	Cas.	243	328
175	Cimo da Ribeira	Cas.	209	341	213	Esteveira de Cima	Cas.	243	328
176	Cimo da Ribeira Cimeiro	Pov.	202	321	214	Estorneiro de Baixo	Cas.	221	328
177	Cimo da Ribeira do Meio	Cas.	202	321	215	Estorneiro de Cima	Cas.	221	328
178	Cimo da Ribeira Fundeiro	Cas.	201	321	216	Feitoso de Baixo	Cas.	219	344
179	Codeceira Grande	Pov.	202	318	217	Feitoso de Cima	Cas.	218	345
180	Codeceirinha	Pov.	201	318	218	Ferrarias	Cas.	246	315
181	Coenços Cimeiros	Pov.	179	356	219	Ferrarias Cimeiras	Pov.	239	313
182	Coenços Fundeiros	Pov.	181	354	220	Ferrarias Fundeiras	Cas.	239	312
183	Coentral	S.F.	196	344	221	Fetais Cimeiros	Pov.	184	340
184	Coentral Grande	Povi.	195	344	222	Fetais Fundeiros	Pov.	183	341
185	Corga Sabrosa de Baixo	Cas.	219	332	223	Fetal de Baixo	Pov.	175	300
186	Corga Sabrosa de Cima	Cas.	219	332	224	Fetal de Cima	Pov.	175	300
187	Cortes de Baixo	Pov.	246	365	225	Feteiras	Pov.	179	314
188	Cortes do Meio	S.F.	247	365	226	Feteiras de Além	Cas.	179	314
189	Couço Cimeiro	Cas.	203	300	227	Fontão	Pov.	192	336
190	Couço Cimeiro	Pov.	183	299	228	Fontão Cimeiro	Cas.	189	335

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
229	Fontão Fundeiro	Pov.	188	334	267	Horta do Meio	Cas.	215	312
230	Fonte	Cas.	211	330	268	Horta Fundeira	Cas.	195	315
231	Fonte de Baixo	Cas.	188	311	269	Horta Nova	Cas.	181	306
232	Fonte de Baixo	Cas.	208	335	270	Horta Nova	Cas.	189	308
233	Fonte de Cima	Cas.	188	311	271	Horta Nova	Pov.	184	313
234	Fonte de Cima	Cas.	207	335	272	Horta Velha	Cas.	210	337
235	Fonte Longa	Povi.	193	358	273	Horta Velha	Cas.	207	313
236	Fonte Longa	Pov.	235	312	274	Hortas	Cas.	195	318
237	Fonte Nova	Cas.	173	379	275	Hortas Cimeiras	Cas.	209	314
238	Fonte Nova	Cas.	192	362	276	Igreja Nova	Pov.	194	363
239	Fonte Nova	Cas.	171	337	277	Igreja Nova	S.F.	183	300
240	Fonte Nova	Cas.	255	338	278	Igreja Velha	Cas.	173	327
241	Fonte Velha	Cas.	171	353	279	Janeiro de Baixo	S.F.	228	342
242	Fonte Velha	Cas.	172	338	280	Janeiro de Cima	S.F.	228	344
243	Franco de Cima	Pov.	195	349	281	Juncais de Baixo	Cas.	175	290
244	Franco de Baixo	Pov.	195	348	282	Juncais de Cima	Cas.	174	290
245	Freixoeiro	Pov.	212	299	283	Labrunhal Cimeiro	Pov.	216	307
246	Freixoerinhos	Pov.	212	299	284	Labrunhal Fundeiro	Pov.	216	307
247	Galisteu Cimeiro	Pov.	217	306	285	Lagarreira	S.F.	176	331
248	Galisteu Fundeiro	Pov.	218	307	286	Lagarreira de Baixo	Cas.	176	331
249	Gavião	Povi.	238	300	287	Lagarreira de Cima	Cas.	176	332
250	Gaviãozinho	Pov.	234	309	288	Lagoa Cimeira	Pov.	198	307
251	Gavião de Baixo	Cas.	219	342	289	Lagoa Fundeira	Pov.	197	307
252	Gavião de Cima	Cas.	220	341	290	Lameira	Cas.	188	325
253	Gavinhos de Baixo	Povi.	223	378	291	Lameira Cimeira	Pov.	193	327
254	Gavinhos de Cima	Pov.	223	377	292	Lameira Fundeira	Pov.	194	327
255	Gesteira de Baixo	Pov.	169	321	293	Lameira Longa	Cas.	254	359
256	Gesteira de Cima	Pov.	169	321	294	Lameira Longa	Cas.	258	352
257	Gestosa Cimeira	Povi.	195	336	295	Lameira Pequena	Pov.	185	298
258	Gestosa Fundeira	Povi.	194	336	296	Lameiro	Cas.	183	351
259	Giesteiras Cimeiras	Pov.	225	309	297	Lameiro Cimeiro	Cas.	181	354
260	Giesteiras Fundeiras	Pov.	225	308	298	Lameiro Grande	Cas.	210	327
261	Gralhal	Cas.	221	335	299	Lameiro Longo	Cas.	221	373
262	Gralhal Cimeiro	Cas.	222	335	300	Leiria de Baixo	Cas.	211	330
263	Horta Cimeira	Cas.	201	322	301	Leiria de Cima	Cas.	211	330
264	Horta Cimeira	Cas.	210	316	302	Lisga	Pov.	226	323
265	Horta Cimeira	Cas.	189	313	303	Lisga Velha	Cas.	224	322
266	Horta do Meio	Cas.	226	334	304	Lobatos	Pov.	217	339

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
305	Lobatinhos	Pov.	217	339	343	Moinho de Baixo	Cas.	255	327
306	Lomba do Meio	Cas.	232	341	344	Moinho de Cima	Pov.	188	326
307	Louriceiras de Baixo	Cas.	169	328	345	Moinho do Meio	Cas.	184	352
308	Louriceiras de Cima	Pov.	169	329	346	Moinho Novo	Cas.	187	333
309	Lourinha de Baixo	Pov.	186	376	347	Moinho Velho	Cas.	210	375
310	Lourinha de Cima	Pov.	186	378	348	Moita Cimeira	Cas.	197	315
311	Luzenda	Cas.	201	356	349	Moita Fundeira	Pov.	197	314
312	Luzenda de Além	Pov.	201	356	350	Moita Santa de Baixo	Pov.	169	333
313	Machial	Cas.	224	344	351	Moita Santa de Cima	Pov.	168	333
314	Machialinho	Pov.	230	347	352	Moinhos Cimeiros	Pov.	186	332
315	Machio	S.F.	209	338	353	Moinhos Fundeiros	Pov.	186	330
316	Machio de Baixo	Pov.	208	338	354	Moninho	Pov.	214	344
317	Machio de Cima	Pov.	209	338	355	Moninhos Cimeiros	Pov.	186	332
318	Madeiros Pequenos	Cas.	203	341	356	Moninhos Fundeiros	Pov.	186	330
319	Malhada	Cas.	263	314	357	Monte Cimeiro	Pov.	201	290
320	Malhada Velha	Cas.	215	358	358	Monte Cimeiro de S. Bento	Cas.	210	306
321	Malhada Velha	Cas.	227	340	359	Monte de Cima	Cas.	215	329
322	Malhada Velha	Povi.	236	344	360	Monte do Meio de S. Bento	Cas.	210	306
323	Martim Branco Cimeira	Pov.	243	331	361	Monte Fundeiro	Cas.	215	328
324	Martim Branco Fundeira	Pov.	243	331	362	Monte Fundeiro	Cas.	227	299
325	Mata de Baixo	Pov.	176	315	363	Monte Fundeiro	Pov.	212	297
326	Mata de Baixo	Cas.	186	309	364	Monte Fundeiro de S. Bento	Cas.	209	306
327	Mata de Cima	Cas.	186	309	365	Moreiras Grandes	Povi.	168	290
328	Mata de Cima	Pov.	176	315	366	Moreiras Pequenas	Pov.	168	291
329	Maxial	Pov.	206	319	367	Mosteiro Cimeiro	Pov.	209	317
330	Maxialinho	Pov.	206	319	368	Mosteiro Fundeiro	Pov.	209	317
331	Medo Cimeiro	Cas.	191	319	369	Mosteiro de Baixo	Pov.	204	314
332	Medrosa de Baixo	Cas.	221	334	370	Mosteiro de Cima	Pov.	204	314
333	Medrosa de Cima	Cas.	220	334	371	Mougadouro de Baixo	Povi.	170	326
334	Mega Cimeira	Pov.	198	339	372	Mougadouro de Cima	Pov.	169	326
335	Mega Fundeira	Cas.	200	335	373	Moagueira	Pov.	204	313
336	Milhaça de Baixo	Cas.	185	326	374	Mougueirinha	Cas.	205	313
337	Milhaça de Cima	Cas.	185	326	375	Mougueiras de Baixo	Pov.	225	328
338	Mó Grande	Pov.	196	326	376	Mougueiras de Cima	Pov.	226	329
339	Mó Pequena	Pov.	194	326	377	Muro Cimeiro	Cas.	223	341
340	Mogão Cimeiro	Pov.	198	291	378	Muro Cimeiro	Cas.	223	342
341	Mogão Fundeiro	Pov.	198	290	379	Muro do Meio	Cas.	223	341
342	Moinho Cimeiro	Cas.	209	310	380	Muro Fundeiro	Cas.	223	341

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
457	Quinta da Barroca Fundeira	Cas.	227	371	495	Ribeira Velha	Pov.	189	336
458	Quinta da Caverna de Baixo	Cas.	263	360	496	Ribeira de Baixo	Cas.	191	323
459	Quinta da Caverna de Cima	Cas.	263	360	497	Ribeira de Baixo	Cas.	201	372
460	Quinta da Lagoa de Baixo	Cas.	226	338	498	Ribeira de Cima	Cas.	175	329
461	Quinta da Lagoa de Cima	Cas.	226	339	499	Ribeiras Cimeiras	Pov.	209	312
462	Quinta da Raposeira Nova	Cas.	204	370	500	Ribeiras Fundeiras	Pov.	208	312
463	Quinta da Raposeira Velha	Cas.	204	370	501	Ribeirinha	Cas.	191	323
464	Quinta da Zibreira Grande	Cas.	231	338	502	Ribeiro da Feira de Baixo	Cas.	224	330
465	Quinta da Zibreirinha	Cas.	231	339	503	Ribeiro da Feira de Cima	Cas.	224	330
466	Quinta de Moreirinhas de Cima	Cas.	257	367	504	Ribeiro da Feira do Meio	Cas.	224	330
467	Quinta de Moreirinhas de Fundo	Cas.	257	367	505	Ribeiro de Além	Cas.	206	336
468	Quinta de Moreirinhas de Meio	Cas.	257	367	506	Ribela	Pov.	184	369
469	Quinta de S. Paulo de Baixo	Cas.	223	333	507	Ribela Cimeira	Cas.	184	369
470	Quinta de S. Paulo de Cima	Cas.	223	333	508	Rio Cimeiro	Pov.	191	310
471	Quinta do Ribeirinho de Baixo	Cas.	223	341	509	Rio Fundeiro	Pov.	190	306
472	Quinta do Ribeirinho de Cima	Cas.	223	341	510	Rocha Nova	Pov.	177	363
473	Quinta Nova	Cas.	252	366	511	Rocha Velha	Pov.	179	364
474	Quinta Velha	Cas.	253	365	512	Rochas de Baixo	Povi.	240	334
475	Quinta Regada	Cas.	230	379	513	Rochas de Cima	Povi.	240	342
476	Quinta Regada de Baixo	Cas.	225	376	514	Roda Cimeira	Povi.	202	344
477	Quintalreis de Baixo	Cas.	263	317	515	Roda Fundeira	Pov.	203	343
478	Quintalreis de Cima	Cas.	263	318	516	Roda de Baixo	Pov.	210	330
479	Rapoula	Pov.	238	322	517	Roda de Cima	Pov.	210	329
480	Rapoulinha	Pov.	238	323	518	Rojão Grande	Povi.	201	379
481	Rebouça de Baixo	Cas.	260	317	519	Rojão Pequeno	Pov.	201	378
482	Rebouça de Cima	Cas.	259	317	520	Rouco de Baixo	Cas.	221	336
483	Regada	Cas.	227	333	521	Rouco de Cima	Cas.	221	336
484	Regadinha	Cas.	227	333	522	Salaborda Nova	Pov.	193	330
485	Regadas Cimeiras	Pov.	196	334	523	Salaborda Velha	Pov.	194	330
486	Regadas Fundeiras	Cas.	196	334	524	Salgueirinha	Cas.	196	330
487	Relva Cimeira	Cas.	192	348	525	Salgueirinha Cimeira	Cas.	196	330
488	Relva Fundeira	Cas.	192	348	526	Salgueirinha Fundeira	Cas.	196	330
489	Relva Velha	Cas.	191	318	527	São Torcato de Baixo	Pov.	228	330
490	Relva Velha	Pov.	219	361	528	São Torcato de Cima	Cas.	228	330
491	Riba de Baixo	Pov.	188	367	529	Sardal	Pov.	216	359
492	Riba de Cima	Pov.	190	365	530	Sardal Cimeiro	Cas.	216	359
493	Ribeira Cimeira	Pov.	201	349	531	Sardeiras de Baixo	Pov.	217	323
494	Ribeira Fundeira	Cas.	200	349	532	Sardeiras de Cima	Pov.	218	324

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
533	Sarnadas de Baixo	Pov.	212	330	571	Sobral Magro	Pov.	223	364
534	Sarnadas de Cima	Cas.	212	330	572	Sorvel Cimeiro	Pov.	211	317
535	Seixo Cimeiro	Pov.	196	320	573	Sorvel Fundeiro	Pov.	211	318
536	Seixo Fundeiro	Pov.	196	321	574	Souto de Baixo	Cas.	180	337
537	Selada Cimeira	Cas.	192	344	575	Souto Fundeiro	Cas.	191	332
538	Selada Fundeira	Cas.	192	344	576	Souto Fundeiro	Cas.	207	333
539	Seladinha	Cas.	232	375	577	Souto Fundeiro	Pov.	195	339
540	Seladinha Cimeira	Cas.	232	375	578	Souto Novo	Cas.	187	324
541	Serra de Baixo	Pov.	170	299	579	Souto Velho	Cas.	198	321
542	Serra de Cima	Pov.	170	299	580	Tapada Grande	Cas.	257	335
543	Serra do Meio	Pov.	170	299	581	Tapada Longa	Cas.	228	379
544	Serrada Grande	Cas.	193	317	582	Tapada Nova	Cas.	253	339
545	Serrada Nova	Cas.	184	299	583	Teixeira de Baixo	Pov.	234	367
546	Serradinha	Cas.	175	328	584	Teixeira de Cima	S.F.	233	365
547	Serradinha	Cas.	169	321	585	Telheiro de Baixo	Pov.	182	303
548	Serradinha	Cas.	177	321	586	Telheiro de Cima	Cas.	182	303
549	Serradinha	Cas.	182	304	587	Terreiros de Além	Pov.	184	360
550	Serradinha Nova	Cas.	173	328	588	Terreiros de Aquém	Cas.	184	360
551	Serradinho	Cas.	189	352	589	Tola	Pov.	181	340
552	Serradinhos	Cas.	178	325	590	Tola de Cima	Cas.	181	340
553	Sesmo	Pov.	199	323	591	Tovim de Baixo	Pov.	177	360
554	Sesmo	Cas.	238	321	592	Tovim de Cima	Pov.	178	360
555	Sesminho	Pov.	232	320	593	Tovim do Meio	Pov.	177	360
556	Sigoeira de Baixo	Cas.	184	326	594	Trémoa de Baixo	Pov.	180	351
557	Sigoeira de Cima	Cas.	184	325	595	Trémoa de Cima	Pov.	180	351
558	Silveira de Baixo	Pov.	193	347	596	Tremoceiras de Baixo	Cas.	224	342
559	Silveira de Cima	Pov.	193	348	597	Tremoceiras de Cima	Cas.	224	342
560	Silveira Grande	Pov.	186	334	598	Troviscais Cimeiros	Pov.	197	329
561	Silveira Pequena	Pov.	186	334	599	Troviscais Fundeiros	Pov.	197	329
562	Singral Cimeiro	Pov.	191	341	600	Troviscal	S.F.	209	321
563	Singral Fundeiro	Cas.	190	340	601	Troviscalinho (cainho)	Pov.	211	322
564	Sobral	S.F.	210	331	602	Vale Cimeiro	Cas.	246	325
565	Sobral de Baixo	Pov.	209	331	603	Vale da Casa Cimeiro	Cas.	219	295
566	Sobral de Baixo	Pov.	213	342	604	Vale da Casa Fundeiro	Cas.	218	295
567	Sobral de Cima	Pov.	210	331	605	Vale da Urra Cimeiro	Pov.	204	302
568	Sobral de Cima	Pov.	213	342	606	Vale da Urra do Meio	Pov.	204	303
569	Sobral Gordo	Pov.	222	363	607	Vale da Urra Fundeiro	Cas.	205	303
570	Sobral Magro	Pov.	218	338	608	Vale de Aressada de Baixo	Pov.	170	327

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
609	Vale de Aressada de Cima	Pov.	170	327	632	Ventoso Fundeiro	Pov.	194	312
610	Vale do Tomé de Baixo	Cas.	220	332	633	Vergão Cimeiro	Pov.	210	308
611	Vale do Tomé de Cima	Cas.	182	332	634	Vergão Fundeiro	Pov.	210	308
612	Vale Fundeiro	Cas.	245	325	635	Vidual de Baixo	Cas.	223	347
613	Vale Grande	Cas.	222	334	636	Vidual de Cima	Povi.	222	349
614	Vale Serrão	Pov.	214	337	637	Vilar do Conde Cimeiro	Cas.	205	329
615	Vale Serrão de Cima	Cas.	215	338	638	Vilar do Meio	Cas.	205	330
616	Vale Serrão Grande	Cas.	215	338	639	Vilar Fundeiro	Cas.	205	330
617	Vaquinhas Cimeiras	Pov.	203	312	640	Vilares de Baixo	Pov.	244	318
618	Vaquinhas Fundeiras	Pov.	204	312	641	Vilares de Cima	Pov.	244	319
619	Vareja de Baixo	Cas.	203	364	642	Vilarinho de Baixo	Pov.	175	365
620	Vareja de Cima	Cas.	204	365	643	Vilarinho de Cima	Pov.	176	365
621	Várzea	Pov.	190	324	644	Vinha Velha	Cas.	206	331
622	Várzea Cimeira	Cas.	203	325	645	Vinha Velha	Cas.	209	380
623	Várzea Fundeira	Cas.	202	325	646	Vinha Velha	Cas.	225	374
624	Várzea Longa	Cas.	179	334	647	Vinha Velha	Cas.	206	356
625	Várzea Pequena	Povi.	198	357	648	Vinha Velha	Cas.	200	332
626	Vasco Esteves de Baixo	Pov.	236	368	649	Vinha Velha	Cas.	250	333
627	Vasco Esteves de Cima	Pov.	236	367	650	Vinha Velha	Cas.	170	300
628	Venda Nova	Pov.	222	291	651	Vinha Velha	Pov.	207	302
629	Venda Nova	Povi.	192	362	652	Vinha Velha	Pov.	209	298
630	Venda Nova de Baixo	Pov.	195	371	653	Viseu Cimeiro	Pov.	202	322
631	Ventoso Cimeiro	Pov.	194	312	654	Viseu Fundeiro	Pov.	201	322

#### Legenda

- Cas. Casal, Casas
- Pov. Povoação
- Povi. Povoação importante
- S.F. Sede de Freguesia
- S.C. Sede de Concelho

(Página deixada propositadamente em branco)

APÊNDICE II  
NOMES DE LUGARES COM SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

Fonte: Recolha direta das folhas da Carta Militar de Portugal 1/25 000.

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
1	Alto da Cabeça Gorda	Mte.	174	370	39	Alto da Serra	Mte.	259	350
2	Alto da Cabeça Gorda	Mte.	177	354	40	Alto da Sobreirinha	Mte.	189	330
3	Alto da Cabeça	Mte.	179	322	41	Alto da Torre	Mte.	241	344
4	Alto da Cancelinha	Cas.	261	322	40	Alto da Urgueira	Mte.	168	333
5	Alto da Caravela	Mte.	227	330	41	Alto da Vinha	Cas.	249	339
6	Alto da Castanheira	Mte.	220	356	42	Alto das Bouças	Mte.	177	298
7	Alto da Cavada	Mte.	185	349	43	Alto das Calçadas	Mte.	179	338
8	Alto da Cerrada da Ana	Mte.	177	299	44	Alto das Casas Velhas	Mte.	195	328
9	Alto da Chã	Mte.	183	339	45	Alto das Pedreiras	Mte.	173	330
10	Alto da Coelheira	Mte.	212	329	46	Alto das Penas	Mte.	179	332
11	Alto da Cotovia	Mte.	182	335	47	Alto das Portelas	Cas.	189	326
12	Alto da Cumieira	Mte.	191	360	48	Alto das Portelinhas	Mte.	240	367
13	Alto da Feira	Mte.	235	346	49	Alto das Quintas	Mte.	174	336
14	Alto da Fonte da Pedra	Mte.	186	338	50	Alto de Ceias	Mte.	239	345
15	Alto da Fonte Galega	Mte.	178	296	51	Alto de Dona Maria	Cas.	213	317
16	Alto da Formiga	Mte.	174	373	52	Alto de Miudeiros	Mte.	218	349
17	Alto da Fraga	Mte.	179	353	53	Alto de Paredes	Mte.	191	363
18	Alto da Graciola	Mte.	195	328	54	Alto de Perdigoa	Cas.	173	352
19	Alto da Ladeira	Mte.	174	371	55	Alto de Santa Clara	Cas.	173	359
20	Alto da Lomba	Mte.	249	367	56	Alto de São Domingos	Mte.	238	348
21	Alto da Louriceira	Cas.	200	334	57	Alto de São Geão	Mte.	202	312
22	Alto da Medrosa	Mte.	220	333	58	Alto de São Gião	Mte.	258	376
23	Alto da Portela	Mte.	182	371	59	Alto de São João	Pov.	177	358
24	Alto da Portela	Mte.	234	346	60	Alto de São Jorge	Mte.	243	370
25	Alto da Portela	Mte.	234	363	61	Alto de São Pedro	Mte.	178	302
26	Alto da Portela da Carvalheira	Mte.	230	331	62	Alto de São Saturnino	Mte.	181	309
27	Alto da Portela dos Padres	Mte.	249	362	63	Alto de Selassapes	Mte.	212	339
28	Alto da Praça	Mte.	245	342	64	Alto de Valedas	Mte.	191	368
29	Alto da Praia da Cadela	Mte.	215	343	65	Alto do Azeiteiro	Mte.	255	371
30	Alto da Quejeira	Cas.	248	322	66	Alto do Balão	Mte.	212	317
31	Alto da Recochina	Mte.	226	339	67	Alto do Balouço	Mte.	183	306
32	Alto da Relvinha	Mte.	175	313	68	Alto do Cabecinho	Mte.	175	331
33	Alto da Ribeira	Mte.	181	318	69	Alto do Cabeço de Miranda	Mte.	186	340
34	Alto da Samoa	Mte.	205	357	70	Alto do Cadavosa	Cas.	217	332
35	Alto da Sapeira	Mte.	202	310	71	Alto do Caneiro do Mouco	Mte.	196	374
36	Alto da Selada	Cas.	238	351	72	Alto do Carapito	Cas.	173	359
37	Alto da Sentieira	Mte.	177	332	73	Alto do Carrascal	Mte.	174	335
38	Alto da Serra	Mte.	177	326	74	Alto do Carvalho	Cas.	249	335

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
75	Alto do Carvalinho	Mte.	211	357	113	Alto do Vale da Casa	Mte.	217	347
76	Alto do Castelo	Mte.	256	371	114	Alto do Vale da Pele	Mte.	199	375
77	Alto do Cavallo	Mte.	213	329	115	Alto do Vale Troção	Mte.	199	377
78	Alto do Ervedal	Mte.	222	358	116	Alto do Valongo	Mte.	244	359
79	Alto do Esguimbo	Mte.	181	310	117	Alto do Ventoso	Reg.	182	339
80	Alto do Espinho	Reg.	178	373	118	Alto do Viso	Mte.	234	344
81	Alto do Espírito Santo	Mte.	170	357	119	Alto dos Baldios de Vila Cova	Mte.	232	379
82	Alto do Fala	V.g.	171	358	120	Alto dos Cações	Reg.	170	378
83	Alto do Feijão	Mte.	179	298	121	Alto dos Carrizes	Mte.	196	374
84	Alto do Filipão	Reg.	189	329	122	Alto dos Castelos	Mte.	249	367
85	Alto do Fusco	Mte.	176	371	123	Alto dos Linteiros	Mte.	236	371
86	Alto do Jogo Malão	Mte.	178	353	124	Alto dos Livros	Mte.	250	366
87	Alto do Lago	Mte.	191	331	125	Alto dos Moccos	Reg.	178	370
88	Alto do Lameiro	Mte.	177	352	126	Alto dos Palheiros	Mte.	179	299
89	Alto do Machado	Mte.	179	374	127	Alto dos Pinheiros Mansos	Reg.	178	339
90	Alto do Malhadinha	Mte.	179	353	128	Alto dos Tordos	Mte.	173	332
91	Alto do Marco	Mte.	185	340	129	Alto Paul	Mte.	194	376
92	Alto do Mirante	Mte.	169	302	130	Barroca	Cas.	172	307
93	Alto do Moinho	Cas.	169	327	131	Barroca	Cas.	178	324
94	Alto do Moinho do Cubo	Cas.	228	337	132	Barroca	Cas.	187	365
95	Alto do Moinho	Mte.	169	325	133	Barroca	Cas.	206	379
96	Alto do Moinho	Mte.	178	298	134	Barroca	Cas.	215	327
97	Alto do Moinho	Reg.	222	376	135	Barroca	Cas.	233	376
98	Alto do Monteiro	Mte.	253	371	136	Barroca	Cas.	240	361
99	Alto do Padrão	Mte.	186	349	137	Barroca	Cas.	250	364
100	Alto do Passal	Cas.	181	312	138	Barroca	Cas.	253	360
101	Alto do Penedo Tombado	Mte.	260	377	139	Barroca	Pov.	170	352
102	Alto do Pinouco	Mte.	197	379	140	Barroca	Pov.	255	371
103	Alto do Pinhal Novo	Mte.	179	297	141	Barroca	S.F.	235	349
104	Alto do Poço	Mte.	168	350	142	Barroca Alta	Cas.	225	377
105	Alto do Rabadão Primeiro	V.g.	203	352	143	Barroca d'Além	Cas.	226	359
106	Alto do Rabadão	V.g.	203	353	144	Barroca da Água	Cas.	232	372
107	Alto do Rego	Mte.	174	334	145	Barroca da Andorinha	Cas.	243	362
108	Alto do Rilhão	Mte.	220	331	146	Barroca da Azinheira	Cas.	227	371
109	Alto do Soito Redondo	Reg.	262	376	147	Barroca da Bafareira	Cas.	213	341
110	Alto do Tranzio	Mte.	179	298	148	Barroca da Bafinha	Rib.	229	332
111	Alto do Vale	Mte.	176	377	149	Barroca da Cilha	Cas.	231	377
112	Alto do Vale da Carreira	Mte.	181	370	150	Cabeço	Cas.	169	326

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
151	Cabeço	Cas.	192	370	189	Cabeço da Abelheira	Mte.	217	362
152	Cabeço	Cas.	195	319	190	Cabeço da Aguda	Mte.	183	326
153	Cabeço	Cas.	197	330	191	Cabeço da Argemela	Mte.	245	354
154	Cabeço	Cas.	197	370	192	Cabeço da Arrifana	Mte.	187	361
155	Cabeço	Cas.	200	355	193	Cabeço da Assomada	Mte.	242	365
156	Cabeço	Cas.	202	355	194	Cabeço da Avelreira	Mte.	210	358
157	Cabeço	Cas.	203	331	195	Cabeço da Azevedia	Mte.	176	370
158	Cabeço	Cas.	205	335	196	Cabeço da Bandeira	Mte.	188	353
159	Cabeço	Cas.	205	341	197	Cabeço da Bandeirinha	Mte.	239	368
160	Cabeço	Cas.	218	334	198	Cabeço da Barca	Mte.	183	350
161	Cabeço	Cas.	252	363	199	Cabeço da Barca	Mte.	187	349
162	Cabeço	Mte.	173	377	200	Cabeço da Barreira Alta	Mte.	261	315
163	Cabeço	Mte.	174	340	201	Cabeço da Barreira	Cas.	251	319
164	Cabeço	Mte.	174	350	202	Cabeço da Bica	Mte.	244	369
165	Cabeço	Mte.	175	351	203	Cabeço da Bogueia	Mte.	262	324
166	Cabeço	Mte.	175	354	204	Cabeço da Carvalha	Mte.	233	361
167	Cabeço	Mte.	179	352	205	Cabeço da Castanheira	Mte.	262	369
168	Cabeço	Mte.	188	321	206	Cabeço da Charneca	Mte.	252	325
169	Cabeço	Mte.	188	369	207	Cabeço da Choupana	Mte.	184	364
170	Cabeço	Mte.	193	345	208	Cabeço da Chousa Nova	Mte.	176	338
171	Cabeço	Mte.	233	375	209	Cabeço da Corte	Mte.	228	341
172	Cabeço	Mte.	234	370	210	Cabeço da Cortiçada	Mte.	183	375
173	Cabeço	Mte.	245	358	211	Cabeço da Costa	Mte.	225	343
174	Cabeço	Pov.	188	354	212	Cabeço da Dobra	Mte.	177	329
175	Cabeço	Reg.	181	357	213	Cabeço da Eira	Mte.	177	370
176	Cabeço	Reg.	192	360	214	Cabeço da Eireira	Mte.	248	378
177	Cabeço	Reg.	199	360	215	Cabeço da Feiteira	Mte.	172	316
178	Cabeço	Reg.	225	332	216	Cabeço da Fonte	Cas.	199	318
179	Cabeço	V.g.	181	346	217	Cabeço da Fonte	Mte.	181	353
180	Cabeço Agudo	Mte.	181	351	218	Cabeço da Fonte	Mte.	187	317
181	Cabeço Agudo	Reg.	180	353	219	Cabeço da Fonte	Mte.	189	378
182	Cabeço Alto	Mte.	198	323	220	Cabeço da Fonte	Mte.	190	328
183	Cabeço Alto	Mte.	212	310	221	Cabeço da Fonte de Espinha	Mte.	220	360
184	Cabeço Alto	Mte.	224	335	222	Cabeço da Fonte Fria	Mte.	204	345
185	Cabeço Alto	V.g.	237	347	223	Cabeço da Fonte Velha	Mte.	229	341
186	Cabeço Barreiros	Mte.	178	370	224	Cabeço da Forca	Mte.	182	346
187	Cabeço Bogas de Baixo	V.g.	232	342	225	Cabeço da Francelheira	Reg.	186	319
188	Cabeço Cimeiro	Mte.	185	374	226	Cabeço da Gandra	Mte.	171	331

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
227	Cabeço da Ladeira	Mte.	173	315	265	Cabeço da Roca	Mte.	174	310
228	Cabeço da Lameira da Cruz	Mte.	224	339	266	Cabeço da Safra	Mte.	230	349
229	Cabeço da Linteira	Mte.	214	339	267	Cabeço da Santa Cruz	Mte.	228	332
230	Cabeço da Louça	Mte.	196	339	268	Cabeço da Senhora da Esperança	Cas.	195	320
231	Cabeço da Lourinha	Mte.	177	342	269	Cabeço da Serra	Mte.	176	357
232	Cabeço da Lousã	Mte.	237	327	270	Cabeço da Terra Nova	Mte.	183	370
233	Cabeço da Luz	Cas.	226	374	271	Cabeço da Toita	Mte.	215	348
234	Cabeço da Maia	Mte.	177	355	272	Cabeço da Torrinha	Mte.	261	368
235	Cabeço da Malhada	Mte.	257	378	273	Cabeço da Ucha	Mte.	180	352
236	Cabeço da Malhada Relvas	Mte.	221	362	274	Cabeço da Vaca	Mte.	195	371
237	Cabeço da Malhadinha	Mte.	214	346	275	Cabeço da Várzea	Mte.	209	314
238	Cabeço da Manga	Mte.	176	374	276	Cabeço da Várzea Redonda	Mte.	231	342
239	Cabeço da Marinheira	Mte.	221	339	277	Cabeço da Venda	Mte.	191	321
240	Cabeço da Mata	Mte.	207	350	278	Cabeço da Vera	Mte.	177	378
241	Cabeço da Maunça	Mte.	241	347	279	Cabeço da Vigia	Mte.	259	313
242	Cabeço da Mestra Brava	Mte.	235	371	280	Cabeço da Volta	Mte.	194	365
243	Cabeço da Mina	Mte.	168	336	281	Cabeço das Barcas	Mte.	195	310
244	Cabeço da Mó	Mte.	228	324	282	Cabeço das Casas	Mte.	228	341
245	Cabeço da Mogueira	Mte.	191	370	283	Cabeço das Catrapoças	Mte.	197	310
246	Cabeço da Montaria	Mte.	192	323	284	Cabeço das Cercas	Mte.	242	366
247	Cabeço da Morada	Mte.	188	368	285	Cabeço das Cerdeiras	Mte.	170	336
248	Cabeço da Moura	V.g.	189	296	286	Cabeço das Corgas	V.g.	220	314
249	Cabeço da Nave da Areia	Mte.	248	371	287	Cabeço das Eiras	Pov.	229	375
250	Cabeço da Palha	Mte.	198	322	288	Cabeço das Eiras	V.g.	229	375
251	Cabeço da Pederneira	Mte.	208	314	289	Cabeço das Figueiras	Mte.	191	341
252	Cabeço da Pedra	V.g.	195	367	290	Cabeço das Fontes	Mte.	236	371
253	Cabeço da Pena	Mte.	187	314	291	Cabeço das Fragas	Mte.	186	354
254	Cabeço da Penezinha	Mte.	176	371	292	Cabeço das Freiras	Mte.	205	343
255	Cabeço da Picota	Mte.	218	359	293	Cabeço das Lamas	Mte.	190	371
256	Cabeço da Pombinha	Mte.	244	367	294	Cabeço das Lamas	Mte.	224	349
257	Cabeço da Ponte	Mte.	196	334	295	Cabeço das Lombas	Mte.	176	337
258	Cabeço da Portela	Mte.	187	354	296	Cabeço das Minas	Mte.	187	333
259	Cabeço da Portela	Mte.	224	334	297	Cabeço das Mozendas	Mte.	174	335
260	Cabeço da Portela	Mte.	238	370	298	Cabeço das Oliveiras	Mte.	193	357
261	Cabeço da Quinta	Mte.	228	341	299	Cabeço das Tejozas	Mte.	240	364
262	Cabeço da Retorta	Reg.	187	319	300	Cabeço das Torvas	Mte.	223	349
263	Cabeço da Revolta	Mte.	174	336	301	Cabeço das Varzeas	Mte.	241	358
264	Cabeço da Ribeira	Mte.	228	341	302	Cabeço das Vinhas	Reg.	171	328

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
303	Cabeço de A da Cal	Mte.	185	364	341	Cabeço do Curral	Mte.	189	310
304	Cabeço de Água	V.g.	240	290	342	Cabeço do Espinho	Mte.	234	362
305	Cabeço de Aigra	Mte.	197	348	343	Cabeço do Fernando	Mte.	213	353
306	Cabeço de Balocas	Mte.	231	364	344	Cabeço do Ferreiro	Mte.	178	310
307	Cabeço de Cabra	Mte.	179	338	345	Cabeço do Ferreiro	Mte.	219	367
308	Cabeço de Chelo	Mte.	186	364	346	Cabeço do Folhadal	Mte.	221	338
309	Cabeço de Comoras	Mte.	185	361	347	Cabeço do Frade	Mte.	237	371
310	Cabeço de Manuel António	Mte.	171	339	348	Cabeço do Gafanhoto	Mte.	236	379
311	Cabeço de Monte Redondo	Mte.	214	359	349	Cabeço do Gato	Mte.	210	356
312	Cabeço de Ordem	V.g.	247	350	350	Cabeço do Gato	Mte.	256	372
313	Cabeço de Santa Maria	Mte.	196	373	351	Cabeço do Gondufo	Mte.	230	362
314	Cabeço de São Domingos	Mte.	185	350	352	Cabeço do Infante	Pov.	240	319
315	Cabeço de São Marinho	Mte.	179	339	353	Cabeço do Jamboeiro	Reg.	182	357
316	Cabeço de São Mateus	Mte.	182	352	354	Cabeço do Lagar	Mte.	179	372
317	Cabeço de São Pedro	Mte.	175	370	355	Cabeço do Lagar	Reg.	193	317
318	Cabeço de São Sebastião	Mte.	228	344	356	Cabeço do Lameiro	Mte.	225	338
319	Cabeço de Seladinho	Mte.	219	323	357	Cabeço do Lenteiro	Mte.	228	348
320	Cabeço de Targal	Mte.	192	341	358	Cabeço do Lucas	Mte.	177	341
321	Cabeço de Tráz de Figueiro	Mte.	173	334	359	Cabeço do Madeiro	Mte.	184	335
322	Cabeço de Vermum	Mte.	224	360	360	Cabeço do Marco	Cas.	207	331
323	Cabeço do Aguilhão	Mte.	230	344	361	Cabeço do Meio	Mte.	254	349
324	Cabeço do Arneiro	Mte.	185	350	362	Cabeço do Meirinho	Mte.	196	370
325	Cabeço do Arraçaio	Mte.	241	366	363	Cabeço do Mogadouro	Mte.	224	331
326	Cabeço do Asno	Mte.	178	315	364	Cabeço do Moinho	Cas.	205	327
327	Cabeço do Bidoeiro	Mte.	194	362	365	Cabeço do Moinho	Cas.	213	311
328	Cabeço do Brejo	Mte.	192	362	366	Cabeço do Moinho	Cas.	262	339
329	Cabeço do Bufo	Mte.	255	342	367	Cabeço do Moinho	Mte.	169	334
330	Cabeço do Calvo	Mte.	218	325	368	Cabeço do Moinho	Mte.	169	337
331	Cabeço do Cantinho	Mte.	249	369	369	Cabeço do Moinho	Mte.	177	333
332	Cabeço do Carvão	Mte.	255	325	370	Cabeço do Moinho de Vento	Mte.	177	331
333	Cabeço do Carvoeiro	Mte.	192	356	371	Cabeço do Moinho de Vento	Mte.	184	346
334	Cabeço do Castro	Mte.	235	377	372	Cabeço do Moinho de Vento	V.g.	252	330
335	Cabeço do Cepo	Mte.	185	332	373	Cabeço do Monte	V.g.	174	347
336	Cabeço do Chão do Ruivo	Mte.	176	336	374	Cabeço do Moreira	V.g.	253	379
337	Cabeço do Clérigo	Mte.	231	332	375	Cabeço do Moroço	Mte.	247	378
338	Cabeço do Concelho	Mte.	232	365	376	Cabeço do Mosqueiro	Mte.	203	342
339	Cabeço do Covão	Mte.	225	362	377	Cabeço do Muro	Mte.	212	344
340	Cabeço do Cura	Mte.	194	327	378	Cabeço do Murta	Mte.	190	370

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
379	Cabeço do Pardo	Cas.	194	362	417	Cabeço do Temperão	Mte.	188	314
380	Cabeço do Peão	Mte.	177	330	418	Cabeço do Touril	Cas.	253	329
381	Cabeço do Peão	Mte.	191	312	419	Cabeço do Vale	Mte.	181	353
382	Cabeço do Peão	Mte.	197	336	420	Cabeço do Vale	Mte.	182	311
383	Cabeço do Peão	Mte.	220	360	421	Cabeço do Vale	Reg.	194	328
384	Cabeço do Peito	Reg.	180	374	422	Cabeço do Vale da Casa	Mte.	168	318
385	Cabeço do Pelorenço	Mte.	214	346	423	Cabeço do Vale da Piçarra	Mte.	208	349
386	Cabeço do Penedo	Mte.	192	323	424	Cabeço do Vale da Trota	Mte.	176	371
387	Cabeço do Pencignal	Cas.	243	352	425	Cabeço do Vale das Figueiras	Mte.	230	349
388	Cabeço do Pião	Mte.	193	341	426	Cabeço do Vale das Kapa	Mte.	178	357
389	Cabeço do Pião	Mte.	205	354	427	Cabeço do Vale do Muro	Mte.	230	345
390	Cabeço do Pião	Mte.	236	351	428	Cabeço do Vale do Ouro	Mte.	231	348
391	Cabeço do Picoto	Mte.	240	368	429	Cabeço do Vale do Pereiro	Mte.	232	345
392	Cabeço do Picoto	Mte.	240	376	430	Cabeço do Vale do Porto	Mte.	190	378
393	Cabeço do Pinheiro Manso	Mte.	230	346	431	Cabeço do Vale dos Lobatos	Mte.	230	349
394	Cabeço do Pires	Mte.	214	312	432	Cabeço do Valeiro	Mte.	186	363
395	Cabeço do Poço Negro	Reg.	191	310	433	Cabeço do Vegas	Mte.	239	378
396	Cabeço do Poiso	Mte.	234	364	434	Cabeço do Vinagre	Mte.	212	347
397	Cabeço do Porto	Mte.	195	376	435	Cabeço dos Aguilhões	Mte.	189	313
398	Cabeço do Porto Cimeiro	Mte.	185	316	436	Cabeço dos Bolegões	Mte.	186	368
399	Cabeço do Porto das Vacas	Mte.	188	319	437	Cabeço dos Buracos	Mte.	218	355
400	Cabeço do Rabacinho	Mte.	203	342	438	Cabeço dos Coucinhos	Mte.	243	366
401	Cabeço do Redondo	Mte.	218	338	439	Cabeço dos Couros	Mte.	176	373
402	Cabeço do Regelo	Mte.	179	376	440	Cabeço dos Espinhos	Mte.	191	326
403	Cabeço do Relvas	Mte.	179	311	441	Cabeço dos Lameiros	Mte.	193	360
404	Cabeço do Ribeiro	Mte.	189	313	442	Cabeço dos Lobos	Mte.	239	375
405	Cabeço do Ribeiro do Boi	Mte.	256	376	443	Cabeço dos Minhotos	Mte.	180	375
406	Cabeço do Rodom	Mte.	191	375	444	Cabeço dos Moinhos	Mte.	176	370
407	Cabeço do Sameiro	Mte.	255	371	445	Cabeço dos Pelados	Mte.	244	368
408	Cabeço do Seixal	Mte.	248	379	446	Cabeço dos Penedos	Cas.	244	351
409	Cabeço do Seixo	Mte.	197	343	447	Cabeço dos Penedos	Mte.	191	340
410	Cabeço do Senhor do Mundo	Mte.	191	379	448	Cabeço dos Pereiros	Mte.	180	371
411	Cabeço do Sobral	Mte.	230	333	449	Cabeço dos Picos	Mte.	188	312
412	Cabeço do Sobrinho	Mte.	194	341	450	Cabeço dos Picos	Mte.	188	319
413	Cabeço do Soito	Mte.	223	346	451	Cabeço dos Picos	Mte.	188	320
414	Cabeço do Soito	V.g.	252	378	452	Cabeço dos Pinheiros	Mte.	236	375
415	Cabeço do Tabuado	Mte.	239	377	453	Cabeço dos Pinheiros	Mte.	242	368
416	Cabeço do Talão	Mte.	242	374	454	Cabeço dos Poios	Mte.	214	345

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
455	Cabeço dos Torrastera	Mte.	224	331	493	Celada do Caratão	Cas.	209	351
456	Cabeço dos Três Marcos	Mte.	224	322	494	Celadinha	Cas.	234	337
457	Cabeço Fundeiro	Mte.	198	312	495	Costa	Cas.	169	377
458	Cabeço Gordo	Cas.	255	371	496	Costa	Cas.	215	333
459	Cabeço Gordo	Mte.	189	315	497	Costa	Cas.	234	376
460	Cabeço Gordo	Mte.	192	311	498	Costa	Mte.	168	328
461	Cabeço Gordo	Mte.	246	367	499	Costa	Mte.	170	339
462	Cabeço Gordo	Mte.	257	369	500	Costa	Mte.	172	333
463	Cabeço Grande	Mte.	201	347	501	Costa	Mte.	173	327
464	Cabeço Junqueiro	Mte.	187	315	502	Costa	Mte.	173	334
465	Cabeço Lobo	Mte.	194	311	503	Costa	Mte.	176	336
466	Cabeço Lourenço	Mte.	194	310	504	Costa	Mte.	177	338
467	Cabeço Marigo	Mte.	191	344	505	Costa	Mte.	179	321
468	Cabeço Marques	Mte.	204	313	506	Costa	Mte.	182	340
469	Cabeço Martins	Mte.	182	377	507	Costa	Mte.	184	330
470	Cabeço Medo	Mte.	187	310	508	Costa	Mte.	185	328
471	Cabeço Pedrogão	Mte.	183	370	509	Costa	Mte.	195	341
472	Cabeço Pelado	Mte.	175	314	510	Costa	Mte.	195	344
473	Cabeço Pereiro	Mte.	183	371	511	Costa	Mte.	197	341
474	Cabeço Pião	Mte.	197	340	512	Costa	Mte.	197	374
475	Cabeço Poeiro	Mte.	193	371	513	Costa	Mte.	218	314
476	Cabeço Queimado	Pov.	259	374	514	Costa	Mte.	231	333
477	Cabeço Rainho	V.g.	217	320	515	Costa	Mte.	246	350
478	Cabeço Raso	Mte.	235	367	516	Costa	Reg.	180	370
479	Cabeço Redondo	Mte.	186	313	517	Costa	V.g.	198	373
480	Cabeço Redondo	Mte.	199	374	518	Costa Alta	Reg.	172	336
481	Cabeço Redondo	Mte.	249	365	519	Costa da Ameixeira	Reg.	193	367
482	Cabeço Ruivo	Mte.	182	339	520	Costa da Azenha	Reg.	210	313
483	Cabeço Samo	Mte.	184	364	521	Costa da Azenha	Reg.	218	348
484	Cabeço Santa Eufémia	Mte.	224	367	522	Costa da Boiça	Reg.	190	336
485	Cabeço Santa Maria	Mte.	190	369	523	Costa da Candeia	Reg.	199	336
486	Cabeço Servas	Mte.	196	334	524	Costa da Eira	Cas.	187	360
487	Cabeço Vale de Água	Mte.	232	362	525	Costa da Mata	Reg.	171	337
488	Cabeço Vale de Sobreiro	Mte.	188	379	526	Costa da Mata	Reg.	180	354
489	Cabeço Vieira	Mte.	180	331	527	Costa da Portela	Reg.	203	349
490	Cabeço Zaire	Mte.	185	338	528	Costa da Relva	Reg.	184	315
491	Cela	S.F.	122	285	529	Costa da Várzea Longa	Reg.	180	334
492	Cela Velha	Pov.	120	287	530	Costa da Veiga	Reg.	193	342

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
531	Costa das Almas	Cas.	179	339	569	Foz Coito	Cas.	214	353
532	Costa das Azinheiras	Reg.	198	344	570	Foz Dão	Pov.	195	374
533	Costa de Eira Pedrinha	Pov.	169	350	571	Foz da Abelheira	Cas.	217	362
534	Costa de João Figueiredo	Cas.	184	324	572	Foz da Amieira	Cas.	199	293
535	Costa de Rios Frios	Pov.	170	368	573	Foz da Boiça	Cas.	198	341
536	Costa de Soure	Reg.	175	313	574	Foz da Cerdeira	Cas.	188	316
537	Costa do Açor	Reg.	189	344	575	Foz da Cova	Cas.	213	350
538	Costa do Adro	Cas.	172	334	576	Foz da Gramaça	Cas.	222	365
539	Costa do Burro	Reg.	182	337	577	Foz da Isna	Pov.	191	306
540	Costa do Cabril	Reg.	190	346	578	Foz da Lameira	Reg.	219	342
541	Costa do Cascalho	Reg.	188	366	579	Foz da Loisa	Cas.	206	344
542	Costa do Cego	Reg.	188	328	580	Foz da Lonteira	Cas.	218	327
543	Costa do Chiqueiro	Reg.	178	337	581	Foz da Panasqueira	Cas.	220	329
544	Costa do Covão	Reg.	186	344	582	Foz da Porta	Cas.	229	346
545	Costa do Forno	Reg.	177	312	583	Foz da Ribeira	Pov.	194	295
546	Costa do Forno	Reg.	182	344	584	Foz da Ribeira	Reg.	195	323
547	Costa do Forno	Reg.	187	353	585	Foz da Ribeira	Reg.	206	365
548	Costa do Galvão	Reg.	226	334	586	Foz da Sertã	Pov.	191	310
549	Costa do Mato	Reg.	174	353	587	Foz das Cerdeiras	Cas.	214	322
550	Costa do Pessegueiro	Reg.	188	345	588	Foz das Ribeiras	Cas.	212	326
551	Costa do Poço da Feira	Reg.	176	334	589	Foz de Alge	Pov.	187	317
552	Costa do Rebolo	Reg.	174	324	590	Foz de Alva	Cas.	227	371
553	Costa do Vale Alto	Reg.	174	338	591	Foz de Alvares	Pov.	207	339
554	Costa do Vale da Avelreira	Reg.	195	348	592	Foz de Arouce	S.F.	187	354
555	Costa do Vale do Bato	Reg.	188	344	593	Foz de Azereira	Reg.	217	344
556	Costa do Vale dos Ameiros	Reg.	187	345	594	Foz de Belides	Cas.	214	351
557	Costa do Vale Florido	Reg.	172	336	595	Foz de Êgua	Cas.	227	364
558	Costa do Vale Valongo	Reg.	181	341	596	Foz de Gondelim	Cas.	190	371
559	Costa do Zambujal	Reg.	177	314	597	Foz de Moura	Pov.	220	365
560	Costa Fria	Reg.	194	341	598	Foz de Praçais	Reg.	217	344
561	Costa Sabrosa	Reg.	207	318	599	Foz de São João	Reg.	196	374
562	Costa Sobreira	Reg.	181	344	600	Foz do Algar	Cas.	203	340
563	Costeira	Cas.	214	377	601	Foz do Amioso	Cas.	203	335
564	Costeiras	Cas.	236	373	602	Foz do Beirão	Cas.	211	314
565	Foz	Cas.	191	301	603	Foz do Cadaval	Cas.	225	338
566	Foz	Cas.	203	317	604	Foz do Calvo	Cas.	205	331
567	Foz	Cas.	230	377	605	Foz do Carriçal	Cas.	197	340
568	Foz	Reg.	193	336	606	Foz do Cobreão	Pov.	231	307

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
607	Foz do Cobreão	Povi.	232	306	645	Lomba	Reg.	241	379
608	Foz do Feitoso	Cas.	220	342	646	Lomba Chã	Pov.	240	317
609	Foz do Pereiro	Pov.	221	308	647	Lomba Chã	Reg.	198	349
610	Foz do Recadem	Cas.	217	351	648	Lomba Chã	V.g.	240	317
611	Foz do Ribeiro	Pov.	221	345	649	Lomba Chã Primeiro	V.g.	240	317
612	Foz do Romão	Cas.	203	350	650	Lomba da Abeçada	Reg.	179	336
613	Foz do Sendinho	Cas.	215	336	651	Lomba da Abitureira	Reg.	195	349
614	Foz do Sobral	Cas.	213	341	652	Lomba da Barca Nova	Reg.	220	338
615	Foz do Tojoso	Cas.	199	303	653	Lomba da Batalha	Reg.	197	339
616	Foz do Vale das Porcas	Cas.	210	341	654	Lomba da Cabada	Reg.	190	331
617	Foz do Vale	Reg.	219	342	655	Lomba da Carraça	Reg.	185	331
618	Foz do Vale	Reg.	244	304	656	Lomba da Carrasqueira	Reg.	225	336
619	Foz do Vale Tojar	Cas.	217	333	657	Lomba da Casa	Pov.	183	330
620	Foz dos Besteiros	Reg.	229	296	658	Lomba da Cavadinha	Reg.	194	348
621	Foz dos Vales	Cas.	220	358	659	Lomba da Cerdeira	Reg.	232	358
622	Foz Fontão	Reg.	187	333	660	Lomba da Cevada	Reg.	233	354
623	Foz Giesteira	Cas.	233	358	661	Lomba da Cevada	V.g.	233	354
624	Foz Giraldo	Povi.	235	337	662	Lomba da Cilha	Reg.	201	346
625	Foz Semessugo	Reg.	225	350	663	Lomba da Corga Cega	Reg.	224	337
626	Fragas	Reg.	236	373	664	Lomba da Corga Forra	Reg.	227	334
627	Fragas da Lagoa	Reg.	182	334	665	Lomba da Corte	Reg.	221	331
628	Fragas das Penas	V.g.	246	379	666	Lomba da Corte Sobreira	Reg.	198	338
629	Fragas do Amor	Reg.	243	378	667	Lomba da Cortinha	Reg.	195	346
630	Fragas do Azougue	Reg.	239	374	668	Lomba da Costa	Reg.	223	369
631	Lomba	Cas.	172	323	669	Lomba da Cumeada	Reg.	225	338
632	Lomba	Cas.	181	320	670	Lomba da Cumieira	Reg.	199	347
633	Lomba	Cas.	184	324	671	Lomba da Fonte	Reg.	189	333
634	Lomba	Cas.	187	357	672	Lomba da Geia	Reg.	230	370
635	Lomba	Cas.	194	352	673	Lomba da Igreja	Cas.	188	375
636	Lomba	Cas.	205	339	674	Lomba da Jaca	Reg.	192	345
637	Lomba	Cas.	216	375	675	Lomba da Junqueira	Reg.	226	336
638	Lomba	Cas.	218	314	676	Lomba da Ladeira	Reg.	229	330
639	Lomba	Cas.	220	318	677	Lomba da Maceira	Reg.	185	332
640	Lomba	Pov.	202	337	678	Lomba da Maceira Grande	Reg.	185	333
641	Lomba	Pov.	208	359	679	Lomba da Macorra	Reg.	177	374
642	Lomba	Reg.	178	372	680	Lomba da Madeira	Reg.	219	344
643	Lomba	Reg.	187	375	681	Lomba da Malhada do Pai	Reg.	224	367
644	Lomba	Reg.	232	374	682	Lomba da Malhada Larga	Reg.	225	366

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
683	Lomba da Mo	Reg.	193	351	721	Lomba das Vergadas	Reg.	232	359
684	Lomba da Moira	Reg.	179	351	722	Lomba de Alveite	Pov.	195	356
685	Lomba da Moita	Reg.	188	343	723	Lomba de Arche	Reg.	237	336
686	Lomba da Picota	Reg.	218	366	724	Lomba de Cavada	Reg.	187	343
687	Lomba da Portela	Reg.	224	365	725	Lomba de Coimbraão	Reg.	182	379
688	Lomba da Retorta	Reg.	197	339	726	Lomba de Gavão	Reg.	181	342
689	Lomba da Sardinha	Reg.	232	378	727	Lomba de Guerreiro	Reg.	238	336
690	Lomba da Sela da Rodela	Reg.	221	361	728	Lomba de Mega	Cas.	200	335
691	Lomba da Serra	Cas.	186	322	729	Lomba de Meios	Reg.	197	342
692	Lomba da Silva	Reg.	209	348	730	Lomba de Pombeiro	Cas.	200	362
693	Lomba da Tia	Reg.	169	339	731	Lomba de São Tomé	Reg.	180	379
694	Lomba da Tojeira	Reg.	255	334	732	Lomba de Tersoi	Reg.	183	378
695	Lomba da Tojinha	Reg.	185	332	733	Lomba de Vizinhos	Reg.	193	345
696	Lomba da Torga	Reg.	219	355	734	Lomba do Aguilhão	Reg.	220	338
697	Lomba da Torre	Reg.	226	333	735	Lomba do Antão	Reg.	231	343
698	Lomba da Ucha	Reg.	222	337	736	Lomba do Argunto	Reg.	217	363
699	Lomba da Ucha	Reg.	223	330	737	Lomba do Bago	Reg.	225	361
700	Lomba da Urgueira	Reg.	191	338	738	Lomba do Barco	Pov.	214	336
701	Lomba da Velha	Reg.	255	312	739	Lomba do Barroca do Cavalo	Reg.	231	346
702	Lomba da Vergada	Reg.	199	344	740	Lomba do Bufo	Reg.	185	331
703	Lomba da Voga	Reg.	233	340	741	Lomba do Bujo	Reg.	216	361
704	Lomba das Antas	Reg.	228	333	742	Lomba do Burrel	Reg.	222	365
705	Lomba das Antunes	Reg.	227	330	743	Lomba do Cabeceiro	Reg.	230	338
706	Lomba das Areias	Reg.	188	367	744	Lomba do Cabeço da Areia	Reg.	194	347
707	Lomba das Balsas	Reg.	222	337	745	Lomba do Camecinho	Reg.	197	342
708	Lomba das Brazinas	Reg.	211	344	746	Lomba do Caminho da Serra	Reg.	249	363
709	Lomba das Brigas	Reg.	224	342	747	Lomba do Carqueijal	Reg.	227	362
710	Lomba das Corgas	Reg.	226	335	748	Lomba do Carvalhal	Reg.	219	364
711	Lomba das Domingas	Reg.	187	330	749	Lomba do Carvalho	V.g.	238	338
712	Lomba das Gralhas	Reg.	185	331	750	Lomba do Casalinho	Reg.	223	331
713	Lomba das Lages	Reg.	228	369	751	Lomba do Castanheiro da Senhora	Reg.	198	342
714	Lomba das Malhadas	Reg.	224	364	752	Lomba do Castelo	Reg.	195	347
715	Lomba das Mós	Reg.	193	321	753	Lomba do Castelo	Reg.	234	342
716	Lomba das Partelínhas	Reg.	226	360	754	Lomba do Cavalo	Reg.	195	369
717	Lomba das Porcas	Reg.	217	351	755	Lomba do Ceiroco	Mte.	218	350
718	Lomba das Regadas	Reg.	190	332	756	Lomba do Cestro	Reg.	226	331
719	Lomba das Tábuas	Reg.	222	319	757	Lomba do Chão Redondo	Reg.	225	336
720	Lomba das Traves	Reg.	189	326	758	Lomba do Cingral	Reg.	189	339

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
759	Lomba do Covelo	Mte.	181	373	797	Lomba do Tarrasteira	Reg.	188	343
760	Lomba do Crato	Reg.	210	301	798	Lomba do Touro	Reg.	180	356
761	Lomba do Faval	Cas.	180	352	799	Lomba do Touro	Reg.	227	355
762	Lomba do Fontão	Reg.	235	371	800	Lomba do Valdeiro	Reg.	199	341
763	Lomba do Freixo	Cas.	259	365	801	Lomba do Vale de Arinto	Reg.	183	343
764	Lomba do Lagar	Reg.	221	331	802	Lomba do Vale de Bezertos	Reg.	182	379
765	Lomba do Lagar Fundeiro	Reg.	223	332	803	Lomba do Vale de Miranda	Reg.	187	346
766	Lomba do Machão	Reg.	223	364	804	Lomba do Vale do Paio	Reg.	231	332
767	Lomba do Machial	Reg.	224	343	805	Lomba do Vale	Reg.	256	379
768	Lomba do Malhadil	Reg.	230	337	806	Lomba do Vaqueirinho	Reg.	191	345
769	Lomba do Malhadinho	Reg.	230	366	807	Lomba do Vermelho	Reg.	194	332
770	Lomba do Malhão	Reg.	228	365	808	Lomba do Vidual	Reg.	222	348
771	Lomba do Marco	Reg.	189	333	809	Lomba do Vidueiro	Reg.	198	348
772	Lomba do Meio	Cas.	232	341	810	Lomba do Vieiro	Reg.	181	318
773	Lomba do Milgioso	Reg.	183	378	811	Lomba do Vime	Reg.	190	372
774	Lomba do Mogo	Reg.	256	373	812	Lomba do Zorro	Reg.	211	335
775	Lomba do Moinho	Cas.	192	353	813	Lomba dos Agros	Reg.	231	334
776	Lomba do Moinho	Reg.	195	370	814	Lomba dos Aguaceiros	Reg.	230	362
777	Lomba do Mouro	Reg.	196	348	815	Lomba dos Amieiros	Reg.	221	331
778	Lomba do Muro	Reg.	224	348	816	Lomba dos Bois	Mte.	179	371
779	Lomba do Muro	Reg.	230	336	817	Lomba dos Boixinhos	Reg.	231	364
780	Lomba do Nogueirão	Reg.	222	363	818	Lomba dos Caniços	Reg.	224	341
781	Lomba do Orelhão	Reg.	221	330	819	Lomba dos Carvalhais	Reg.	225	336
782	Lomba do Outeiro	Reg.	195	347	820	Lomba dos Carvalhos	Reg.	187	343
783	Lomba do Pinheiro	Reg.	183	312	821	Lomba dos Carvalhos	Reg.	230	335
784	Lomba do Plome	Cas.	208	357	822	Lomba dos Meios	Reg.	193	341
785	Lomba do Porto da Pedra	Reg.	199	343	823	Lomba dos Meios	Reg.	198	330
786	Lomba do Rei	Pov.	183	341	824	Lomba dos Meiros	Mte.	183	371
787	Lomba do Rouco	Reg.	221	337	825	Lomba dos Mieiros	Reg.	185	331
788	Lomba do Seixo	Reg.	190	318	826	Lomba dos Moinhos	Cas.	181	350
789	Lomba do Seixo	Reg.	194	329	827	Lomba dos Ovos	Reg.	240	374
790	Lomba do Seixo	Reg.	230	370	828	Lomba dos Pereiros	Reg.	224	339
791	Lomba do Singral	Reg.	190	340	829	Lomba dos Pois	Reg.	249	374
792	Lomba do Sobral	Reg.	231	360	830	Lomba Gorda	Mte.	206	318
793	Lomba do Sobreiro	Reg.	176	372	831	Lomba Gorda	Reg.	163	311
794	Lomba do Soladinho	Reg.	224	364	832	Lomba Gorda	Reg.	184	337
795	Lomba do Souto de Álvaro	Reg.	198	342	833	Lomba Gorda	Reg.	186	361
796	Lomba do Souto Redondo	Reg.	199	343	834	Lomba Gorda	Reg.	197	321

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
835	Lomba Gorda	Reg.	225	335	873	Outeiro	Pov.	172	324
836	Lomba Grande	Reg.	194	332	874	Outeiro	Pov.	174	345
837	Lomba Grande	Reg.	203	341	875	Outeiro	Pov.	180	349
838	Lomba Grande	Reg.	216	338	876	Outeiro	Pov.	183	292
839	Lomba Grande	Reg.	221	333	877	Outeiro	Pov.	183	324
840	Lomba Larga	Reg.	187	369	878	Outeiro	Pov.	192	318
841	Lomba Malhada Garcia	Reg.	223	359	879	Outeiro	Pov.	194	354
842	Lomba Primeiro	V.g.	175	314	880	Outeiro	Pov.	204	356
843	Lomba Rapada	Reg.	251	379	881	Outeiro	Pov.	219	377
844	Lomba Segundo	V.g.	258	357	882	Outeiro	Pov.	177	370
845	Lomba Torta	Reg.	187	332	883	Outeiro Chora	Mte.	170	354
846	Lomba Velha	Cas.	187	361	884	Outeiro da Abelheira	Mte.	174	339
847	Outeirinho	Cas.	179	313	885	Outeiro da Aduela	Reg.	224	360
848	Outeirinho	Cas.	184	323	886	Outeiro da Barreira	Pov.	186	293
849	Outeirinho	Cas.	203	375	887	Outeiro da Barroca da Água	Mte.	231	368
850	Outeirinho	Cas.	209	313	888	Outeiro da Barroqueira	Mte.	223	360
851	Outeirinho	Cas.	225	378	889	Outeiro da Bica	Mte.	174	322
852	Outeiro	Cas.	170	328	890	Outeiro da Boa Vista	Mte.	181	302
853	Outeiro	Cas.	177	333	891	Outeiro da Cabeça	Mte.	183	328
854	Outeiro	Cas.	177	379	892	Outeiro da Capela	Reg.	223	360
855	Outeiro	Cas.	179	324	893	Outeiro da Cavalheira da Pedra Alta	Reg.	225	360
856	Outeiro	Cas.	186	326	894	Outeiro da Cavada	Mte.	224	368
857	Outeiro	Cas.	190	329	895	Outeiro da Chousa do Mato	Mte.	169	336
858	Outeiro	Cas.	197	290	896	Outeiro da Condessa	Pov.	172	360
859	Outeiro	Cas.	204	378	897	Outeiro da Costa dos Poços	Mte.	184	329
860	Outeiro	Cas.	206	369	898	Outeiro da Cotovia	Mte.	179	312
861	Outeiro	Cas.	208	301	899	Outeiro da Cova	Cas.	232	374
862	Outeiro	Cas.	208	372	900	Outeiro da Cruz	Cas.	219	370
863	Outeiro	Cas.	209	313	901	Outeiro da Cruz	Mte.	174	328
864	Outeiro	Cas.	222	378	902	Outeiro da Cruz	Mte.	229	365
865	Outeiro	Cas.	225	373	903	Outeiro da Cuca	Mte.	178	341
866	Outeiro	Cas.	232	371	904	Outeiro da Eira	Cas.	183	299
867	Outeiro	Cas.	233	375	905	Outeiro da Eira	Cas.	206	367
868	Outeiro	Cas.	234	372	906	Outeiro da Eira Cerquinhal	Mte.	226	362
869	Outeiro	Cas.	236	379	907	Outeiro da Encosta do Gorgolão	Reg.	224	360
870	Outeiro	Cas.	239	314	908	Outeiro da Favaca	Mte.	183	330
871	Outeiro	Pov.	170	333	909	Outeiro da Feijoeira	Mte.	226	364
872	Outeiro	Pov.	171	359	910	Outeiro da Fontainha	Reg.	232	372

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
911	Outeiro da Fonte	Cas.	170	358	949	Outeiro das Navalhas	Mte.	224	361
912	Outeiro da Forca	Mte.	186	301	950	Outeiro das Urtigas	Mte.	217	360
913	Outeiro da Gorunha	Mte.	178	333	951	Outeiro de Baixo de S. Pedro	Cas.	182	311
914	Outeiro da Ladeira do Rio	Mte.	177	295	952	Outeiro de Bera	Pov.	177	352
915	Outeiro da Lagoa	Povi.	199	315	953	Outeiro de Cima de S. Pedro	Cas.	182	311
916	Outeiro da Malhada	Mte.	176	290	954	Outeiro de Couto	Mte.	174	352
917	Outeiro da Malhada Carvalheira	Mte.	230	364	955	Outeiro de Pias	Mte.	168	325
918	Outeiro da Malhada das Vacas	Mte.	230	363	956	Outeiro de S. Silvestre	Mte.	173	329
919	Outeiro da Malhada do Muro	Mte.	228	365	957	Outeiro do Amieiro	Mte.	224	359
920	Outeiro da Malhadinha	Reg.	228	363	958	Outeiro do Amieiro	Reg.	224	360
921	Outeiro da Marrada	Mte.	225	359	959	Outeiro do Bardo Longo	Reg.	226	361
922	Outeiro da Negra	Reg.	169	376	960	Outeiro do Brioso	Mte.	222	366
923	Outeiro da Pedra	Mte.	179	299	961	Outeiro do Cabeço	Cas.	235	367
924	Outeiro da Pega	Mte.	179	338	962	Outeiro do Caminho	Mte.	225	361
925	Outeiro da Pena	Mte.	171	323	963	Outeiro do Carvalhal	Reg.	226	361
926	Outeiro da Peneda da Volta	Mte.	223	361	964	Outeiro do Carvalhinho	Mte.	224	363
927	Outeiro da Peneda do Barrancão	Reg.	223	361	965	Outeiro do Carvalhinho	Mte.	228	368
928	Outeiro da Picarreira	Reg.	225	360	966	Outeiro do Carvalhinho	Reg.	224	362
929	Outeiro da Ponte	Cas.	222	370	967	Outeiro do Carvalho	Mte.	221	360
930	Outeiro da Ponte	Mte.	170	322	968	Outeiro do Cascalho	Mte.	174	339
931	Outeiro da Ponte	Mte.	220	371	969	Outeiro do Cepo	Mte.	169	337
932	Outeiro da Ponte	Mte.	234	372	970	Outeiro do Cortiço	Mte.	186	338
933	Outeiro da Ponte	Reg.	235	368	971	Outeiro do Crasto	Cas.	187	361
934	Outeiro da Pontinha	Mte.	225	355	972	Outeiro do Cuco	Mte.	179	323
935	Outeiro da Presa	Mte.	178	336	973	Outeiro do Fato	Cas.	180	330
936	Outeiro da Roxa	Reg.	226	361	974	Outeiro do Forno	Cas.	225	377
937	Outeiro da Safreira	Mte.	227	365	975	Outeiro do Lombo	Reg.	226	361
938	Outeiro da Tapada	Mte.	221	364	976	Outeiro do Marco	Pov.	184	313
939	Outeiro da Vinha	Pov.	237	369	977	Outeiro do Meio	Cas.	177	303
940	Outeiro das Almas	Mte.	175	331	978	Outeiro do Milho	Cas.	174	302
941	Outeiro das Côirelas	Reg.	224	362	979	Outeiro do Moinho	Mte.	169	328
942	Outeiro das Colheres	Pov.	204	313	980	Outeiro do Moinho	Mte.	229	369
943	Outeiro das Custaneiras	Mte.	175	339	981	Outeiro do Muro	Mte.	227	364
944	Outeiro das Donas	Mte.	173	316	982	Outeiro do Penedinho	Reg.	228	362
945	Outeiro das Eiras	Mte.	190	344	983	Outeiro do Pocabreiro	Mte.	225	363
946	Outeiro das Forcas	Cas.	213	374	984	Outeiro do Poisio	Mte.	223	362
947	Outeiro das Galegas	Mte.	176	330	985	Outeiro do Poiso	Reg.	222	360
948	Outeiro das Matas	Mte.	175	343	986	Outeiro do Porto	Reg.	218	363

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
987	Outeiro do Prado	Mte.	178	297	1025	Porta	Pov.	177	318
988	Outeiro do Rama	Cas.	173	359	1026	Portacho	Reg.	179	335
989	Outeiro do Ramiro	Reg.	235	372	1027	Porta Chousa	Reg.	181	333
990	Outeiro do Rebolão	Mte.	231	366	1028	Porta da Rosa	Reg.	171	319
991	Outeiro do Rossio	Mte.	168	321	1029	Porta das Lapas	Cas.	179	378
992	Outeiro do Seixo	Mte.	225	365	1030	Porta do Souto	Pov.	229	348
993	Outeiro do Talegre	Mte.	177	320	1031	Porta do Souto	V.g.	229	348
994	Outeiro do Valado	Mte.	224	366	1032	Porta dos Casais	Reg.	175	337
995	Outeiro do Vale Cortiço	Mte.	220	362	1033	Portas da Lagoa	Cas.	188	318
996	Outeiro do Vale	Mte.	222	367	1034	Portas da Rainha	Cas.	180	378
997	Outeiro do Vale Torno	Reg.	224	366	1035	Portas da Serra	Reg.	180	377
998	Outeiro do Valeiro da Fonte	Reg.	223	361	1036	Portas de Além	Cas.	182	324
999	Outeiro do Vizo	Mte.	183	338	1037	Portas de Coimbra	Cas.	179	378
1000	Outeiro dos Bardos	Reg.	228	363	1038	Portas de Fígua	Reg.	229	361
1001	Outeiro dos Cabecinhos	Mte.	228	364	1039	Portas de Serpa	Cas.	179	379
1002	Outeiro dos Coelhoos	Mte.	198	375	1040	Portas do Inferno	Reg.	225	365
1003	Outeiro dos Cucos	Mte.	176	329	1041	Portas do Sula	Cas.	180	378
1004	Outeiro dos Cucos	Mte.	179	339	1042	Portas	Reg.	173	321
1005	Outeiro dos Frades	Mte.	176	294	1043	Portas	Reg.	240	378
1006	Outeiro dos Lagares	Mte.	180	321	1044	Portela	Cas.	168	352
1007	Outeiro dos Malhadinhos	Mte.	226	363	1045	Portela	Cas.	177	363
1008	Outeiro dos Moinhos	V.g.	180	349	1046	Portela	Cas.	189	365
1009	Outeiro dos Moiros	Mte.	169	376	1047	Portela	Cas.	200	361
1010	Outeiro dos Penedos	Mte.	226	368	1048	Portela	Cas.	223	372
1011	Outeiro dos Pereiros	Pov.	182	305	1049	Portela	Cas.	237	373
1012	Outeiro dos Pinheiros	Cas.	178	299	1050	Portela	Cas.	243	356
1013	Outeiro dos Pinheiros	Mte.	227	369	1051	Portela	Cas.	247	351
1014	Outeiro Felipe	Mte.	182	338	1052	Portela	Pov.	184	320
1015	Outeiro Franco	Mte.	178	299	1053	Portela	Pov.	194	372
1016	Outeiro Galego	Mte.	175	351	1054	Portela	Pov.	199	352
1017	Outeiro Gordo	Mte.	227	366	1055	Portela	Pov.	200	315
1018	Outeiro Grande	V.g.	184	293	1056	Portela	Pov.	206	313
1019	Outeiro Longo	Cas.	191	367	1057	Portela	Pov.	216	365
1020	Outeiro Negro	Mte.	172	353	1058	Portela	Pov.	223	375
1021	Outeiro Penedo	Cas.	176	352	1059	Portela	Reg.	172	331
1022	Outeiro Raimundo	Mte.	176	353	1060	Portela	Reg.	172	336
1023	Outeiro Redondo	Mte.	171	324	1061	Portela	Reg.	173	312
1024	Outeiro Visoeiro	Mte.	174	345	1062	Portela	Reg.	175	372

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
1063	Portela	Reg.	176	315	1101	Portela da Urgueira	Cas.	200	365
1064	Portela	Reg.	179	332	1102	Portela da Vila	Cas.	244	309
1065	Portela	Reg.	186	331	1103	Portela da Vila	Reg.	197	336
1066	Portela	Reg.	186	359	1104	Portela da Vila Verde	Povi.	180	304
1067	Portela	Reg.	188	327	1105	Portela das Casas	Cas.	168	307
1068	Portela	Reg.	189	333	1106	Portela das Feteiras	Cas.	179	314
1069	Portela	Reg.	193	378	1107	Portela de Cacemes	Reg.	181	375
1070	Portela	Reg.	197	332	1108	Portela de Cerdeirinha	V.g.	183	376
1071	Portela	Reg.	212	346	1109	Portela de Lenhais	Cas.	228	350
1072	Portela	Reg.	214	343	1110	Portela de Movera	V.g.	238	342
1073	Portela	Reg.	237	377	1111	Portela de Nixebra	Pov.	182	302
1074	Portela	Reg.	238	370	1112	Portela de Oliveira	Cas.	192	312
1075	Portela	Reg.	243	357	1113	Portela de Santa Cristina	Reg.	179	353
1076	Portela	Reg.	246	358	1114	Portela de São Caetano	Pov.	177	321
1077	Portela	Reg.	253	360	1115	Portela de São Lourenço	Pov.	177	321
1078	Portela	Reg.	256	348	1116	Portela de Torres	Cas.	187	353
1079	Portela	Reg.	262	377	1117	Portela de Valverde	Reg.	197	340
1080	Portela	V.g.	174	344	1118	Portela do Açor	Reg.	229	343
1081	Portela	V.g.	200	315	1119	Portela do Alqueve	Cas.	211	363
1082	Portela	V.g.	224	334	1120	Portela do Arão	Reg.	235	374
1083	Portela da Armada	Reg.	182	375	1121	Portela do Armadouro	Reg.	223	343
1084	Portela da Carvalha	Reg.	233	363	1122	Portela do Atalho	Reg.	240	295
1085	Portela da Casa Branca	Reg.	239	362	1123	Portela do Braz	Pov.	182	314
1086	Portela da Cobiça	Pov.	177	358	1124	Portela do Brejo	Reg.	191	300
1087	Portela da Cruz	Reg.	251	378	1125	Portela do Carvalho	Cas.	197	364
1088	Portela da Fonte	Cas.	188	362	1126	Portela do Carvão	Reg.	194	379
1089	Portela da Gandra	Reg.	176	372	1127	Portela do Casal	Cas.	188	296
1090	Portela da Horta	Cas.	179	351	1128	Portela do Casal Novo	Cas.	179	352
1091	Portela da Lameira	Pov.	192	317	1129	Portela do Coimbrão	Reg.	181	358
1092	Portela da Légua	Cas.	180	295	1130	Portela do Curreal	Cas.	204	300
1093	Portela da Malhariça	Reg.	236	302	1131	Portela do Curreal	Reg.	189	313
1094	Portela da Oliveirinha	Cas.	200	335	1132	Portela do Esquio	Reg.	183	335
1095	Portela da Perbex	Reg.	229	331	1133	Portela do Fojo	Pov.	168	321
1096	Portela da Quinta	Reg.	228	345	1134	Portela do Fojo	Reg.	199	313
1097	Portela da Sapateira	Reg.	203	310	1135	Portela do Fojo	S.F.	205	335
1098	Portela da Selada	Pov.	197	294	1136	Portela do Gato	Cas.	176	353
1099	Portela da Serra	Reg.	188	314	1137	Portela do Mondego	Pov.	177	357
1100	Portela da Silha	Reg.	229	343	1138	Portela do Moreira	Reg.	229	343

Nº	Topónimo	Tipo	M	P	Nº	Topónimo	Tipo	M	P
1139	Portela do Papão	Reg.	216	345	1177	Portelinha	Reg.	180	354
1140	Portela do Ribeiro	Reg.	220	347	1178	Portelinha	Reg.	188	369
1141	Portela do Seixo	Reg.	204	341	1179	Portelinha	Reg.	240	331
1142	Portela do Sinal	Reg.	211	316	1180	Portelinho	Cas.	197	351
1143	Portela do Sobral	Cas.	198	372	1181	Portelinho	Reg.	221	348
1144	Portela do Telhadouro	Reg.	227	335	1182	Portelo	Cas.	219	352
1145	Portela do Torgal	Cas.	201	337	1183	Portelo	Cas.	231	330
1146	Portela do Vale	Cas.	241	351	1184	Salada Cava	Cas.	210	326
1147	Portela do Vale Castanheiro	Reg.	226	330	1185	Salada de Lameira	Cas.	210	323
1148	Portela do Vale Sarnoco	Cas.	206	357	1186	Selada	Cas.	205	335
1149	Portela dos Carvalhais	Reg.	180	335	1187	Selada	Reg.	236	370
1150	Portela dos Colos	Cas.	207	305	1188	Selada	Reg.	237	377
1151	Portela Matriz	Cas.	186	295	1189	Selada Cimeira	Reg.	192	344
1152	Portela Selada	Reg.	237	371	1190	Selada Cova	Cas.	222	342
1153	Portelada	Cas.	180	322	1191	Selada da Boica	Reg.	198	340
1154	Portelada	Cas.	234	377	1192	Selada da Cova	Reg.	216	350
1155	Portelada	Reg.	179	373	1193	Selada da Ereira	Reg.	212	319
1156	Portelada	Reg.	181	331	1194	Selada da Ervideira	Cas.	217	334
1157	Portelada da Ferraria	Reg.	183	334	1195	Selada da Mata	Reg.	223	345
1158	Porteladas	Cas.	174	327	1196	Selada das Eiras	Cas.	213	357
1159	Porteladinha	Cas.	177	358	1197	Selada das Pedras	Cas.	220	341
1160	Portelagem	Reg.	174	330	1198	Selada das Poças	Reg.	195	345
1161	Portelais	Reg.	174	332	1199	Selada das Porcas	Reg.	216	350
1162	Portelanos	Cas.	180	324	1200	Selada das Raposas	Reg.	201	342
1163	Portelão	Cas.	187	325	1201	Selada de Franco	Mre.	194	348
1164	Portelas	Cas.	262	354	1202	Selada de Pera	Reg.	196	346
1165	Portelas	Reg.	186	349	1203	Selada do Asno	Reg.	223	352
1166	Porteleiros	Cas.	201	325	1204	Selada do Braçal	Reg.	208	349
1167	Porteleiros	Cas.	223	313	1205	Selada do Cavallo	Cas.	214	330
1168	Portelinha	Cas.	174	302	1206	Selada do Estreitinho	Reg.	206	346
1169	Portelinha	Cas.	183	304	1207	Selada do Jancão	Reg.	186	344
1170	Portelinha	Cas.	196	360	1208	Selada do Mucilhão	Reg.	208	356
1171	Portelinha	Cas.	198	366	1209	Selada dos Barreiros	Reg.	231	333
1172	Portelinha	Cas.	207	361	1210	Selada Fundeira	Reg.	192	344
1173	Portelinha	Cas.	213	360	1211	Selada Porta	Reg.	229	348
1174	Portelinha	Cas.	224	373	1212	Selada Verde	Cas.	184	325
1175	Portelinha	Cas.	246	366	1213	Seladinha	Cas.	184	337
1176	Portelinha	Reg.	172	338	1214	Seladinha	Cas.	232	375

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
1215	Seladinha	Cas.	234	372	1253	Serra da Estrela	Sa.	243	374
1216	Seladinha	Reg.	250	361	1254	Serra da Faísca	Sa.	188	310
1217	Seladinha Cimeira	Cas.	232	375	1255	Serra da Folgosa	Sa.	204	349
1218	Serra	Cas.	170	365	1256	Serra da França	Sa.	185	317
1219	Serra	Cas.	194	372	1257	Serra da Galega	Sa.	218	296
1220	Serra	Cas.	248	323	1258	Serra da Galega	Sa.	254	377
1221	Serra	Cas.	252	330	1259	Serra da Gardunha	Sa.	251	346
1222	Serra	Cas.	252	348	1260	Serra da Lagoa	Sa.	189	314
1223	Serra	Cas.	258	350	1261	Serra da Lomba	Sa.	187	320
1224	Serra	Pov.	204	290	1262	Serra da Lousã	Sa.	188	342
1225	Serra	Pov.	217	325	1263	Serra da Lousã	Sa.	195	345
1226	Serra	Reg.	190	328	1264	Serra da Luação	Sa.	189	310
1227	Serra	Reg.	211	313	1265	Serra da Malhadinha	Sa.	188	311
1228	Serra	Sa.	169	304	1266	Serra da Melriça	Sa.	200	303
1229	Serra	S.F.	185	292	1267	Serra da Mendeira	Sa.	188	313
1230	Serra	V.g.	205	290	1268	Serra da Moita	Sa.	205	367
1231	Serra	V.g.	209	297	1269	Serra da Moita da Asna	Sa.	226	290
1232	Serra	V.g.	217	324	1270	Serra da Nova	Cas.	178	323
1233	Serra	V.g.	229	335	1271	Serra da Nova	Reg.	169	323
1234	Serra Alta	Sa.	189	309	1272	Serra da Nova	Sa.	178	328
1235	Serra da Ajuda	Sa.	182	327	1273	Serra da Pedrageira	Sa.	237	335
1236	Serra da Ajuda	Sa.	182	330	1274	Serra da Portela	Sa.	176	322
1237	Serra da Alvoaça	Sa.	239	367	1275	Serra da Prata	Sa.	189	317
1238	Serra da Ameixeira	Sa.	176	325	1276	Serra da Quinta	Sa.	178	324
1239	Serra da Amêndoa	Sa.	209	297	1277	Serra da Quinta	Sa.	193	312
1240	Serra da Amieirosa	Sa.	224	292	1278	Serra da Rasca	Sa.	219	331
1241	Serra da Arega	Sa.	183	319	1279	Serra da Rocha	Pov.	179	362
1242	Serra da Atalaia	Sa.	259	375	1280	Serra da Silva	Sa.	171	374
1243	Serra da Atalhada	Sa.	191	366	1281	Serra da Tira	Sa.	193	311
1244	Serra da Aveleira	Sa.	181	365	1282	Serra da Vacariça	Sa.	175	378
1245	Serra da Aversada	Sa.	171	349	1283	Serra da Vila	Sa.	182	348
1246	Serra da Bargina	Sa.	190	315	1284	Serra das Casinhas	Sa.	225	330
1247	Serra da Blanca	Sa.	190	310	1285	Serra das Hortas	Sa.	192	300
1248	Serra da Bugja	Sa.	187	376	1286	Serra das Mougueiras	Sa.	225	326
1249	Serra da Cabreira	Sa.	185	319	1287	Serra das Talhadas	Sa.	230	311
1250	Serra da Cadaveira	Sa.	190	313	1288	Serra das Talhadas	Sa.	235	303
1251	Serra da Casqueira	Sa.	180	371	1289	Serra das Valinhas	Sa.	185	316
1252	Serra da Cerdeirinha	Sa.	182	377	1290	Serra de Alcaria	Sa.	200	358

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
1291	Serra de Alconcere	Sa.	169	346	1329	Serra do Carriçal	Sa.	192	311
1292	Serra de Alvaiázere	Sa.	176	317	1330	Serra do Carril	Sa.	216	333
1293	Serra de Alvelos	Sa.	210	326	1331	Serra do Carujo	Sa.	217	324
1294	Serra de Baixo	Pov.	170	299	1332	Serra do Carvalho	Sa.	189	312
1295	Serra de Baixo	Sa.	251	375	1333	Serra do Casal	Sa.	191	313
1296	Serra de Campelos	Sa.	223	338	1334	Serra do Casal	Sa.	230	336
1297	Serra de Castelo	Sa.	185	315	1335	Serra do Casal da Mansa	Sa.	185	320
1298	Serra de Cima	Pov.	170	299	1336	Serra do Casal Soceiro	Sa.	176	323
1299	Serra de Janeanes	Pov.	170	343	1337	Serra do Castelo	Sa.	176	321
1300	Serra de Magarefe	Sa.	237	324	1338	Serra do Covão	Sa.	190	310
1301	Serra de Sacões	Sa.	197	354	1339	Serra do Douro	Sa.	189	323
1302	Serra de Santa Catarina	Pov.	183	302	1340	Serra do Espinheiro	Sa.	191	312
1303	Serra de Santa Quitéria	Sa.	198	360	1341	Serra do Espinheiro de Cão	Sa.	253	373
1304	Serra de Santana	Sa.	185	314	1342	Serra do Gavião	Sa.	187	372
1305	Serra de Santo António	Sa.	213	298	1343	Serra do Gomes	Sa.	246	352
1306	Serra de São Domingos	Pov.	202	319	1344	Serra do Lobo	Sa.	246	327
1307	Serra de São Domingos	Sa.	171	350	1345	Serra do Luzim	Sa.	186	317
1308	Serra de São Domingos	Sa.	203	320	1346	Serra do Machialinho	Sa.	230	347
1309	Serra de São João	Sa.	184	334	1347	Serra do Marco	Sa.	176	375
1310	Serra de São Neutel	Sa.	185	325	1348	Serra do Meio	Pov.	170	299
1311	Serra de São Paulo	Sa.	186	313	1349	Serra do Meiral	Sa.	188	377
1312	Serra de Sobral	Sa.	183	299	1350	Serra do Mercador	Sa.	187	315
1313	Serra de Suimbre	Sa.	179	367	1351	Serra do Moradal	Sa.	229	335
1314	Serra de Valbom	Sa.	185	314	1352	Serra do Moradal	Sa.	233	329
1315	Serra de Valongo	Sa.	182	346	1353	Serra do Mosqueiro	Sa.	180	313
1316	Serra do Açor	Sa.	228	361	1354	Serra do Mouro	Povi.	178	325
1317	Serra do Alvorge	Pov.	171	335	1355	Serra do Mouro	Sa.	177	325
1318	Serra do Amial	Sa.	190	313	1356	Serra do Outeiro do Casal	Sa.	189	311
1319	Serra do Arado	Sa.	186	318	1357	Serra do Penedo	Sa.	200	347
1320	Serra do Balas	Cas.	181	305	1358	Serra do Pinheiro	Pov.	202	319
1321	Serra do Bidueiro	Sa.	194	361	1359	Serra do Porto dos Fusos	Sa.	191	315
1322	Serra do Braçal	Sa.	187	316	1360	Serra do Rabaçal	Sa.	168	340
1323	Serra do Brejo	Sa.	191	317	1361	Serra do Safredo	Sa.	182	329
1324	Serra do Cabeço Rainho	Sa.	214	317	1362	Serra do Santo	Sa.	198	376
1325	Serra do Cabeço Rainho	Sa.	216	319	1363	Serra do Vale	Sa.	187	315
1326	Serra do Cabeço Rainho	Sa.	219	321	1364	Serra do Vale da Menina	Sa.	190	316
1327	Serra do Caniçal	Sa.	225	324	1365	Serra do Vidoeiro	Sa.	184	375
1328	Serra do Carregal	Sa.	231	347	1366	Serra do Vidual	Sa.	221	348

N.º	Topónimo	Tipo	M	P	N.º	Topónimo	Tipo	M	P
1367	Serra dos Aguilhões	Sa.	190	311	1374	Serra dos Chães	Sa.	228	342
1368	Serra dos Ariques	Sa.	175	319	1375	Serra dos Coriscos	Sa.	190	320
1369	Serra dos Ariques	Sa.	176	320	1376	Serra dos Covões	Sa.	207	327
1370	Serra dos Balseiros	Cas.	180	305	1377	Serra dos Mindeiros	Sa.	190	318
1371	Serra dos Borrados	Sa.	186	317	1378	Serra dos Vales	Sa.	178	374
1372	Serra dos Carvalhos	Sa.	181	359	1379	Serra Pequena	Sa.	174	318
1373	Serra dos Carvoeiros	Sa.	179	374	1380	Serra Vale de Sor	Sa.	187	310

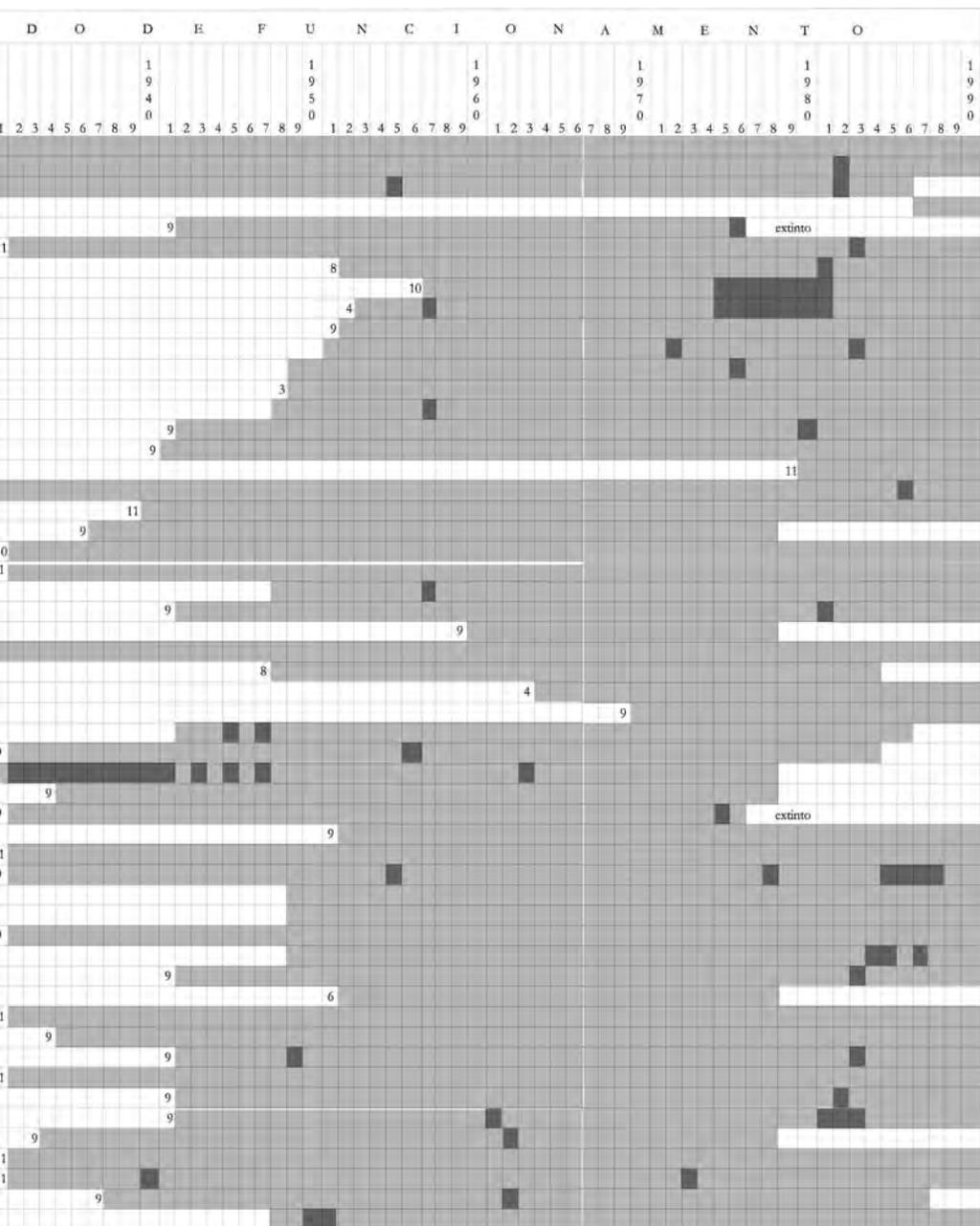
#### Legenda

- Cas. Casas
- Mte. Monte, Morro, Cabeço
- Pov. Povoação
- Povi. Povoação importante
- Reg. Região
- Rib. Ribeiro, ribeira, pequeno curso de água
- Š.F. Sede de Freguesia
- Sa. Serra
- V.g. Vértice geodésico

APÊNDICE III  
CARACTERÍSTICAS E PERÍODO DE FUNCIONAMENTO  
DA REDE UDOMETEOROLÓGICA

Fonte: Até 1985 – Dados pluviométricos 1900/01 a 1984/85 e Anuários dos Serviços Hidráulicos de 1933 a 1977/78; Após 1985 – Instituto de Meteorologia





■ Registos completos  
HIDR - Hidrológica

■ Registos incompletos  
⑨ Mês do início dos registos

□ Falha de registos ou de informações

(Página deixada propositadamente em branco)

APÊNDICE IV  
CARACTERÍSTICAS DOS POSTOS HIDROMÉTRICOS E LIMNIGRÁFICOS  
E DAS ESTAÇÕES HIDROMÉTRICAS

Fonte: Anuário dos Serviços Hidráulicos, Hidrologia (1933 a 1971/1972)  
e Hidrometria (1976/77); CAUDAIS, Portugal (Continente) (1977/78 a 1989/90)  
e Registos inéditos





(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICES

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE DE APÊNDICES

I — Nomes de lugares com indicação da posição relativa .....	603
II — Nomes de lugares com significado geomorfológico .....	613
III — Características e período de funcionamento da rede udometeorológica .....	633
IV — Características dos postos hidrométricos e limnigráficos e das estações hidrométricas .....	637

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE DE FIGURAS

1 — Esboço hipsométrico e de Localização .....	50-51
2 — Delimitação das Serras de Xisto por critérios de ordem toponímica.....	52-53
3-A — Divisão Regional da área estudada (NUTS) .....	56
3-C — Divisão Florestal .....	56
3-B — Divisão Distrital.....	56
3-D — Divisão Agrícola.....	56
4 — Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica.....	62
5 — Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico .....	63
6 — Reativação alpina do Soco Ibérico .....	64
7 — Esboço litológico das Serras de Xisto.....	67
8 — Esquema simplificado da cartografia geológica existente para a área em estudo .....	69
9 — Distribuição das fraturas que podem surgir numa zona de cisalhamento .....	89
10 — Rede de fraturas. Esboço obtido por fotointerpretação.....	91
11 — Perfis longitudinais das cristas quartzíticas .....	103-104
12 — Perfis longitudinais das cristas quartzíticas de: A – Serra da Moita; B – Penedos de Góis.....	106
13 — Serras de Xisto da Cordilheira Central. A – Enquadramento morfo-estrutural.....	110
B – Principais unidades e subunidades morfo-estruturais .....	111
14 — Bloco-diagrama interpretativo da movimentação relativa dos principais blocos das Serras de Xisto.....	114
15 — Distribuição espacial das altitudes máximas, por km <sup>2</sup> .....	119
16 — Distribuição espacial das altitudes mínimas, por km <sup>2</sup> .....	120
17 — Distribuição espacial dos desníveis máximos, por km <sup>2</sup> .....	121
18 — Esboço de localização e de síntese interpretativa regional.....	122
19 — Distribuição dos efetivos por classes de altitude, nas Serras de Xisto.....	124
20 — Distribuição dos efetivos por classes de altitude, nas Áreas Marginais .....	125
21 — Representação tridimensional do relevo das Serras de Xisto.....	126

22 — Distribuição geográfica de topónimos com significado geomorfológico.....	134-135
23 — Perfil longitudinal projetado das vertentes SE das Serras de Xisto.....	136-137
24 — Perfis transversais às Serras de Xisto.....	138-139
25 — Esboço geomorfológico das Serras de Xisto da Cordilheira Central.....	140-141
26 — Perfis projetados dos aplanamentos que marginam o vale do rio Unhais.....	146
27 — Perfis transversais do rio Ceira, de montante para jusante, até Góis.....	151
28 — Perfis sobrepostos ao nível superior e à cumeada da serra de Alvelos.....	156-157
29 — Plutonito do Fundão.....	158
30 — Perfil da superfície de Pedrógão, mostrando os níveis basculados e escalonados.....	162-163
31 — Formas de vales: em bord (A) e em walls (B).....	171
32 — Enquadramento morfo-estrutural do <i>graben</i> de Unhais. Esboço interpretativo.....	173
33 — Esquema da migração de um meandro para jusante.....	180
34 — Esboço interpretativo da provável evolução da área envolvente do ribeiro do Muro.....	192
35 — Esboço de localização de adaptações de pormenor e de rupturas de declive....	195
36 — Perfil longitudinal do rio Zêzere e principais afluentes.....	198
37 — Perfil longitudinal do rio Ceira e principais afluentes.....	208
38 — Perfil longitudinal do rio Ocreza e principais afluentes.....	208
39 — Capturas iminentes, em áreas de confluência, por evolução de meandros.....	210
40 — Perfilador topográfico.....	219
41 — Microperfilador topográfico.....	219
42 — Esboço geomorfológico das partes vestibulares do rio Alvoco e da ribeira de Pomares.....	226-227
43 — Corte esquemático do depósito do antigo Meandro da Barreosa.....	233
44 — Corte esquemático elucidativo do depósito do antigo meandro da Vide.....	238
45 — Corte esquemático do depósito da Vide, km 126,9.....	238
46 — Meandro da Redonda, no rio Alva, entre Vila Cova do Alva e Barril de Alva.....	243
47 — Esboço de localização da depressão do Mosteiro.....	249
48 — Localização relativa dos depósitos descritos da depressão do Mosteiro.....	250
49 — Esboço de localização do depósito do Engenho.....	255
50 — Representação esquemática, simplificada, do depósito do Engenho.....	256
51 — Esboço de localização dos depósitos referidos no texto.....	258
52 — Perfis detalhados dos Penedos de Góis.....	296-297

53 — Pormenor da escombeira do lugar do Penedo e sua colonização pela vegetação .....	306
54 — Difratogramas relativo ao depósito vermelho do Muro .....	312
55 — Curvas granulométricas correspondentes às amostras do depósito vermelho.....	314
56 — Curvas granulométricas correspondentes às amostras do depósito de patelas .....	315
57 — Curvas granulométricas correspondentes às amostras dos outros depósitos.....	316
58 — Características estruturais correspondentes às amostras analisadas .....	318
59 — Evolução dos valores das temperaturas médias anuais e decenais em Coimbra (A), Castelo Branco (B) e Penhas Douradas (C).....	327
60 — Desvio dos valores das temperaturas médias anuais registadas em Coimbra, relativamente à temperatura média observada no período 1866-1994 .....	328
61 — Variação dos valores médios das precipitações anuais e decenais em Coimbra (A), Castelo Branco (B) e Penhas Douradas (C).....	330
62 — Desvios dos valores das precipitações anuais observados em Coimbra, em relação ao seu valor médio no período 1866-1994 .....	332
63 — Repartição dos valores da precipitação média anual (1961/90) consoante a altitude dos respetivos postos udométricos .....	338
64A — Localização dos postos.....	341
64B — Distribuição da precipitação média mensal ao longo do ano, nos postos e estações da rede udometeorológica das Serras de Xisto, durante o período de 1961/90.....	342-345
65 — Rede hidrográfica das Serras de Xisto .....	349
66 — Delimitação das bacias hidrográficas de ordem > 5, afluentes aos rios Alva e Ceira.....	353
67 — Relação existente entre o número de canais de uma determinada ordem e o respectivo número de ordem .....	355
68 — Relação constante entre o comprimento médio acumulado.....	357
69 — Perfis longitudinais esquemáticos dos rios Alva (A) e Ceira (B).....	368
70 — Esboço de localização dos postos limnigráficos e dos postos e estações hidrométrica.....	377
71 — Hidrograma relativo a estações hidrométricas situadas nos principais rios serranos e hietograma de Coimbra referentes aos anos pluviosos de 1976/77 e 1984/85 .....	386
72 — Hidrogramas e pluviogramas relativos às mesmas estações, referentes aos anos secos de 1980/81 e 1979/80 .....	387

73 — Distribuição dos valores dos caudais médios mensais registados na Ponte da Mucela durante o período compreendido entre 1955/56 e 1984/85 .....	391
74 — Evolução dos valores dos caudais médios mensais do rio Alva, na Ponte da Mucela, entre os anos hidrológicos de 1945/46 e 1989/90 .....	391
75 — Caudais classificados do rio Alva na Ponte da Mucela, entre 1960/61 e 1984/85 .....	393
76 — Evolução dos caudais diários do Alva na Ponte da Mucela .....	394
77 — Evolução anual do escoamento no rio Alva na Ponte da Mucela .....	395
78 — Distribuição mensal das alturas de água na Ponte de Coja .....	399
79 — Enquadramento temporal das estiagens do rio Alva na Ponte da Mucela .....	400
80 — Análise comparativa dos coeficientes mensais de caudal .....	401
81 — Corte esquemático ilustrativo da construção de terraços antrópicos .....	412
82 — Representação simplificada de vales serranos modificados pelo homem .....	414
83 — Evolução dos efetivos dos pequenos ruminantes na área do Pinhal Interior .....	422
84 — Evolução da população dos concelhos do Pinhal Interior, entre 1864 e 1991 .....	427
85 — Evolução da população ativa agrícola, entre 1930 e 1991 .....	429
86 — Evolução anual dos incêndios florestais no Pinhal Interior, por concelhos .....	454
87 — Representação cartográfica dos incêndios florestais $\geq 10$ ha .....	456
88 — Distribuição das áreas ardidadas nos concelhos do Pinhal Interior Norte .....	458
89 — Percentagem de áreas ardidadas em povoamentos e em mato .....	459
90 — Distribuição percentual das áreas ardidadas durante o ano de 1991 .....	459
91 — Evolução das áreas ardidadas em povoamentos florestais e em mato .....	461
92 — Volume do material lenhoso com valor comercial existente à altura do fogo .....	462
93 — Idade média das árvores existentes nas áreas ardidadas .....	463
94 — Distribuição da precipitação diária .....	482
95 — Planta de localização do deslizamento Lagartixa-Alfocheira .....	484
96 — Corte resumo do deslizamento da Lagartixa-Alfocheira .....	487
97 — Individualização das zonas geotécnicas e da superfície de escorregamento .....	489
98 — Localização das parcelas experimentais .....	494
99 — Representação simplificada de uma parcela experimental tipo .....	496
100 — Pormenor da caixa coletora de tipo GERLACH .....	497
101 — Perfil longitudinal de pormenor do sector onde está instalada a parcela GAGR .....	500
102 — Perfis transversais, levantados a meio do comprimento das parcelas que apresentaram maior evolução .....	502-503
103 — Valores totais dos elementos quantificados .....	507

104 — Distribuição mensal dos valores da precipitação e do material carreado.....	508-511
105 — Valores mensais da precipitação registada em Coimbra .....	512
106 — Evolução dos valores acumulados de: precipitação, escorrência e material carreado.....	513
107 — Distribuição temporal dos valores da precipitação.....	514
108 — Comparação dos valores totais da precipitação, escorrência e material carreado.....	518
109 — Valores de erosão estimados para situações de precipitação normal .....	519
110 — Relação entre precipitação (mm) e escorrência ( $l/m^2$ ) .....	522-523
111 — Relação entre escorrência ( $l/m^2$ ) e material transportado ( $gr/m^2$ ) .....	526-527
112 — Relação entre precipitação (mm) e material carreado ( $gr/m^2$ ) .....	528-529
113 — Esboço interpretativo da deposição .....	540

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

1 — Aspeto dos xistos dobrados em sinclinal .....	71
2 — Pormenor de bancadas xisto-grauvacóides muito dobradas.....	71
3 — Aspeto de pormenor de xistos ruiformes.....	72
4 — Contacto anormal entre xistos e quartzitos .....	76
5 — A — Pormenor dos filões de quartzo .....	83
B — Microformas de relevo .....	83
6 — Disjunção esferoidal no filão de rocha básica .....	84
7 — Aspeto macroscópico do afloramento do pórfiro granítico das Roçadas .....	84
8 — Aspeto geral da falha de Cebola.....	94-95
9 — Aspeto de pormenor da falha de Cebola .....	96
10 — Pormenor de espelho de falha .....	96
11 — Vestígios de um espelho de falha com patine quartzosa .....	97
12 — Pormenor de espelho de falha .....	97
13 — Aspeto do aplanamento culminante do Candal-Espigão, Serra da Lousã.....	143
14 — Vista geral do aplanamento do interflúvio ribeira de Praçais – Rio Unhais .....	144
15 — Contacto anormal entre o plutonito de Pedrógão e a rocha envolvente.....	162
16 — Plutonito de Pedrógão. Aspeto da formação sobrejacente .....	163
17 — Vista aérea da confluência da ribeira de Loriga com o rio Alvoco.....	167
18 — Aspeto de pormenor da ribeira do Coentral, na área de cabeceira .....	168
19 — Pormenor do fundo do leito do rio Zêzere, tomado em época de estiagem ...	169
20 — Detalhe do fundo do leito do rio Ceira tirado em época de águas baixas .....	169
21 — Vale de fratura da ribeira do Moninho.....	172
22 — Vista aérea da ribeira da Sertã, por alturas de Vale do Souto.....	178
23 — Vista aérea do meandro abandonado de Vide, no rio Alvoco.....	184
24 — Vista aérea do meandro abandonado da Barroca, rio Zêzere .....	185
25 — Túnel do Vale Pardieiro, no rio Ceira, visto de jusante .....	185
26 — Vista aérea de meandros abandonados, por corte antrópico, no vale do rio Ceira.....	187

27 — Vista aérea de meandros abandonados naturalmente no vale da ribeira de Pera.....	188
28 — Vista aérea do meandro abandonado de Janeiro de Cima.....	189
29 — Aspeto geral do meandro situado imediatamente a montante de Janeiro de Cima.....	190-191
30 — Aspeto da queda de “Água de Alta”, tomada em época de caudal reduzido .....	196
31 — Queda de água da “Pedra Ferida”, na ribeira da Azenha.....	202-203
32 — Cascata da “Fraga da Pena”, na Barroca de Degraínhos, aspeto de pormenor.....	204
33 — Detalhes das Cabouqueiras da “Forja”, na Barroca do Carvalhinho, ribeira de Balocas .....	206
34 — Pormenor do depósito do antigo meandro da Vide .....	237
35 — Vista geral do antigo meandro do rio Ceira, a NE do Soito .....	247
36 — Pormenor do cavalgamento dos xistos sobre o depósito do Mosteiro .....	250
37 — Depósito da Selada Cova .....	260-261
38 — Depósito vermelho (B) fossilizando paleotopografia em xisto (A) .....	265
39 — Aspeto geral da vertente Norte da cumeada da Figueirinha.....	276-277
40 — Pormenores do escoamento subsuperficial no interior de um depósito da vertente.....	279
41 — Aspeto geral do depósito curvifluxivo da Estrada Vide – Pedras Lavradas .....	282-283
42 — Aspeto do depósito curvifluxivo entre a Selada da Cova e a Selada das Porcas.....	282-283
43 — Pormenor do depósito de patelas com blocos de xisto .....	285
44 — Serra do Chiqueiro. Esboço de turfeira incipiente.....	290
45 — Selada de Belide. Pormenor do talude da estrada .....	290
46 — Aspeto dos quartzitos no local da barragem de Santa Luzia .....	294
47 — Depósitos caóticos de blocos em corredor .....	300
48 — Serra do Vidual. Aspetos de pormenor dos blocos em corredor .....	302
49 — Vista geral da cobertura de calhaus na vertente ocidental da Serra do Vidual .....	304-305
50 — Aspeto das escombreyras de gravidade.....	304-305
51 — Pormenor da Estrada Catraia do Rolão – Fajão coberta de neve.....	334
52 — Aspeto do vale do rio Zêzere preenchido por neveeiro .....	336-337
53 — Pormenor da valeta da entrada Cavaleiros de Cima – Cruzamento da Teixeira .....	472

54 — Aspeto do barranco originado pela concentração das águas de um aqueduto.....	473
55 — Casa situada na parte central do deslizamento. Pormenor das fendas.....	478
56 — Roturas no muro de suporte da estrada da base do talude.....	480
57 — Pormenor dos abatimentos da E.N. 236.....	488

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE DE QUADROS

I — Caraterísticas das Centrais Hidroelétricas existente nos rios serranos .....	382
II — Valores de escoamento na Ponte da Mucela, entre 1938/39 e 1989/90.....	395
III — Espaços submetidos ao regime florestal parcial .....	419
IV — Número de cabeças de gado ovino e caprino, por concelhos .....	420
V — População residente nas Serras de Xisto, entre 1864 e 1991, por concelhos ...	425
VI — População com atividade agrícola nas Serras de Xisto, por concelhos .....	428
VII — Distribuição das áreas ardidas em povoamentos florestais, no ano de 1991	460
VIII — Áreas ardidas do Pinhal Interior por sub-regiões.....	461
IX — Identificação das parcelas experimentais usadas para quantificar a erosão do solo.....	492

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE DE TABELAS

I — Datações recentes dos granitóides aflorantes nas Serras de Xisto .....	81
II — Análise estatística de altitudes por km <sup>2</sup> – Serras de Xisto .....	116
III — Análise estatística de altitudes por km <sup>2</sup> – Áreas Marginais das Serras de Xisto.....	117
IV — Depósitos vermelhos.....	235
V — Outros depósitos.....	245
VI — Depósitos de patelas .....	274
VII — Espessura dos níveis identificados no corte efetuado no depósito da Selada Cova.....	278
VIII — Dimensão dos eixos de calhaus medidos em depósitos da Serra da Lousã.....	285
IX — Proposta de síntese cronoestratigráfica.....	319
X — Parâmetros morfométricos das bacias de drenagem de ordem $\geq 5$ .....	359
XI — Índices de forma das bacias hidrográficas de ordem $\geq 5$ .....	362
XII — Declives dos rios Alva e Ceira .....	366
XIII — Parâmetros hidrogeomorfológicos das bacias fluviais de ordem $\geq 5$ .....	371
XIV — Periódicos publicados nos concelhos das Serras de Xisto.....	425
XV — Localização das espécies identificadas ao longo de transecções transversais.....	440-441

(Página deixada propositadamente em branco)

## ÍNDICE GERAL

Resumos.....	15
Prefácio .....	23
Nota prévia.....	27
Agradecimento .....	31
Preâmbulo.....	37
INTRODUÇÃO.....	41
Objetivo.....	41
Metodologia.....	44
Localização da área .....	47
Individualização das Serras de Xisto.....	48
CAPÍTULO 1	
QUADRO MORFO-ESTRUTURAL.....	59
1.1. Apresentação geral .....	59
1.1.1. Enquadramento nas unidades morfo-estruturais da Península Ibérica .....	61
1.1.2. Zonas paleogeográficas e tectónicas — A zona Centro-Ibérica.....	61
1.1.3. Aspetos geomorfológicos da Cordilheira Central .....	62
1.2. Base litológica.....	65
1.2.1. Rochas metamórficas .....	66

1.2.1.1. Rochas predominantemente xistosas .....	68
1.2.1.2. Rochas características das auréolas metamórficas de contacto .....	72
1.2.1.3. Rochas essencialmente quartzíticas.....	74
1.2.2. Rochas magmáticas .....	77
1.2.2.1. Rochas plutónicas .....	77
1.2.2.2. Rochas filonianas.....	80
1.3. Tectónica .....	82
1.3.1. Características gerais das deformações.....	86
1.3.2. Orientações tectónicas dominantes .....	88
1.3.3. Neotectónica e suas relações com o relevo .....	92
1.3.4. Importância das cristas quartzíticas como testemunho da movimentação tectónica.....	98
1.4. Unidades morfo-estruturais .....	107
1.4.1. Definição das subunidades .....	108
1.4.2. Caracterização hipsométrica .....	113
1.4.3. Síntese morfo-estrutural.....	127

## CAPÍTULO 2

FORMAS DO RELEVO.....	129
2.1. Formas culminantes.....	131
2.1.1. Topónimos com significado geomorfológico .....	132
2.1.2. Cumeadas e aplanamentos culminantes .....	137
2.2. Níveis aplanados.....	147
2.2.1. Níveis superiores .....	150
2.2.2. Níveis médios.....	154
2.2.3. Níveis inferiores.....	161

2.3. Formas de erosão fluvial condicionadas estruturalmente .....	164
2.3.1. Vales e valeiros de fratura, de orientação meridiana.....	170
2.3.2. Vales dissimétricos.....	174
2.3.3. Pequenas bacias de fundo chato .....	175
2.3.4. Meandros encaixados: ativos e abandonados .....	176
2.3.5. Passagens nas cristas quartzíticas. Epigenias e antecedências .....	183
2.3.6. Rupturas de declive nos perfis longitudinais dos cursos de água .....	194
2.3.7. Capturas .....	207
2.3.8. Síntese geomorfológica.....	211

### CAPÍTULO 3

DEPÓSITOS DE COBERTURA.....	213
-----------------------------	-----

3.1. Metodologia de análise dos depósitos de vertente .....	214
3.2. Depósitos de vertente essencialmente xistosos .....	222
3.2.1. Depósitos vermelhos .....	222
3.2.1.1. Depósitos dos vales do rio Alvoco e da ribeira de Pomares.....	229
Depósito da Barreosa.....	230
Depósito das Abelheiras .....	231
Depósito das Levadas .....	232
Depósito da Vide (antigo meandro) .....	234
Depósito da Vide (km 126,9) .....	236
Depósitos de Alvoco das Várzeas .....	239
Depósito da Ponte das Três Entradas.....	240
Depósitos do Agrual e de Pomares.....	241
3.2.1.2. Depósitos do vale do rio Alva.....	242
Depósito de Vila Cova do Alva.....	242
3.2.1.3. Depósitos do vale do rio Ceira .....	245
3.2.1.4. Depósitos do vale da ribeira de Pera .....	246

Depósitos do Mosteiro .....	247
Depósitos do Rabicordo .....	248
3.2.1.5. Depósitos do vale da ribeira de Alge .....	252
Depósito do Engenho .....	252
3.2.1.6. Depósitos do Fosso do Zêzere .....	256
Depósitos de Unhais-o-Velho e da Pampilhosa da Serra .....	257
Depósitos do Sobral do Gavião e da Selada Cova .....	259
3.2.1.7. Depósitos nos vales das Serras Meridionais .....	262
3.2.1.8. Depósitos vermelhos — Síntese .....	265
3.2.2. Depósitos de patelas, de plaquetas ou de “pevides” de xisto .....	268
3.2.2.1. Depósitos constituídos essencialmente por patelas de xisto .....	272
Depósitos da Selada Cova e do Sobral do Gavião .....	273
Outros Depósitos .....	275
3.2.2.2. Depósitos curvifluxivos formados por leitos alternantes de patelas com material fino .....	279
3.2.2.3. Depósitos grosseiros de patelas com grandes calhaus e blocos dispersos na matriz .....	281
3.2.2.4. Depósitos incaraterísticos .....	284
3.2.2.5. Depósitos de patelas – Síntese .....	286
3.3. Depósitos associados às cristas quartzíticas .....	291
3.3.1. Depósitos heterométricos amarelados .....	293
3.3.2. Depósito caótico de blocos em corredor .....	299
3.3.3. Escombreyras de gravidade .....	303
3.3.4. Depósitos associados às cristas quartzíticas – Síntese .....	307
3.4. Considerações morfogenéticas e morfocronológicas sobre os depósitos — Síntese comparativa .....	308
3.4.1. Depósitos vermelhos e depósitos de patelas .....	309
3.4.2. Considerações morfogenéticas e morfocronológicas .....	317

## CAPÍTULO 4

### HIDROCLIMATOLOGIA, PRINCIPAL CAUSA DA

### MORFOGÊNESE E DA EVOLUÇÃO RECENTE E ATUAL DAS

### VERTENTES.....323

#### 4.1. Evolução recente das condições climáticas.....324

##### 4.1.1. Rede udometeorológica .....325

##### 4.1.2. Comportamento dos elementos meteorológicos .....326

###### 4.1.2.1. Sequência da temperatura média anual.....327

###### 4.1.2.2. Evolução da precipitação anual .....329

###### 4.1.2.3. Importância da neve.....332

###### 4.1.2.4. Influência do nevoeiro.....333

##### 4.1.3. Distribuição da precipitação nas Serras de Xisto.....335

###### 4.1.3.1. Influência da altitude.....335

###### 4.1.3.2. Variabilidade na distribuição da precipitação média anual..... 340

#### 4.2. escoamento fluvial. Influência no escavamento dos vales .....347

##### 4.2.1. Traçado das redes hidrográficas.....347

##### 4.2.2. Análise morfométrica. Os exemplos dos rios Alva e Ceira .....350

###### 4.2.2.1. Hierarquização da rede de drenagem segundo o critério de Strahler ..... 351

###### 4.2.2.2. Extensão e forma das bacias hidrográficas.....358

###### 4.2.2.2.1. Índices de forma .....363

###### 4.2.2.3. Análise do declive dos talwegues .....365

###### 4.2.2.4. Densidade de drenagem.....370

##### 4.2.3. Identificação do regime dos cursos de água .....374

###### 4.2.3.1. Equipamentos hidrométricos e documentação hidrológica.....375

###### 4.2.3.2. Caracterização do regime dos rios serranos.....383

###### 4.2.3.2.1. Variabilidade interestacional e interanual .....383

###### 4.2.3.2.2. Outros elementos de regime.....396

###### 4.2.3.3. Classificação do regime dos rios serranos ..... 400

###### 4.2.4. Consequências do tipo de regime..... 404

## CAPÍTULO 5

### INTERVENÇÃO ANTRÓPICA E ALTERAÇÃO DOS

ECOSSISTEMAS.....	407
5.1. O homem nas suas relações com o meio.....	408
5.1.1. Complementaridade agro-silvo-pastoril.....	409
5.1.1.1. Os campos agrícolas.....	411
5.1.1.2. A silvo-pastorícia.....	416
5.1.2. Êxodo rural e consequências geocológicas.....	421
5.1.3. Evolução da cobertura vegetal recente e atual.....	432
5.2. Impacte ambiental dos incêndios florestais.....	442
5.2.1. Condições físicas mais favoráveis à ocorrência e desenvolvimento de incêndios florestais.....	445
5.2.2. Distribuição dos incêndios florestais no espaço e no tempo.....	450
5.2.3. Efeitos ecológicos dos incêndios florestais.....	455
5.3. Morfogénese e evolução atual das vertentes.....	468
5.3.1. Ravinamentos.....	469
5.3.2. Deslizamentos.....	474
5.3.2.1. O complexo deslizamento da Lousá (1989).....	475
5.3.3. Atuação dos processos morfogenéticos em meio florestal.....	489
5.3.3.1. Instalação de parcelas experimentais para avaliação da erosão do solo.....	491
5.3.3.1.1. Identificação e localização.....	492
5.3.3.1.2. Composição das parcelas experimentais.....	494
5.3.3.1.3. Morfometria.....	499
5.3.3.2. Medição e tratamento dos elementos recolhidos nas parcelas.....	503
5.3.3.3. Análise das principais variáveis quantificadas.....	505
5.3.3.3.1. Precipitação.....	505
5.3.3.3.2. Escorrência.....	515
5.3.3.3.3. Material carreado.....	516

5.3.3.3.4. Relações entre as três variáveis consideradas .....	521
5.3.3.4. Considerações finais.....	524
SÍNTESE E CONCLUSÃO .....	531
Gênese e suportes das grandes formas.....	532
Linhas gerais da evolução do relevo .....	535
Morfogênese Würmiana .....	537
As vertentes e o Homem.....	542
EPÍLOGO .....	549
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	553
APÊNDICES .....	600
ÍNDICES.....	641

(Página deixada propositadamente em branco)

**Luciano Lourenço** é natural do Goulinho (Oliveira do Hospital) e doutorado em Geografia Física, pela Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, onde é Professor Associado com Agregação, Diretor do Núcleo de Investigação Científica de Incêndios Florestais e da Série de Publicações sobre “Riscos e Catástrofes”, da Imprensa da Universidade de Coimbra.

No passado desempenhou diversas funções, designadamente de Vice-Presidente do Conselho Diretivo, Diretor do Departamento de Geografia, Coordenador do Grupo 1, Natureza e Dinâmicas Ambientais, do CEGOT e Coordenador Nacional do Projeto PROSEPE.

Foi, também, Diretor-Geral da APIF - Agência para a Prevenção de Incêndios Florestais e Presidente da Direção da ENB - Escola Nacional de Bombeiros.

Possui mais de três centenas de títulos publicados, sobre diversos temas da geografia, com destaque para os relacionados com incêndios florestais.

Coordenou meia dezena de projetos internacionais de investigação científica, assim como mais de duas dezenas de projetos nacionais, integrou várias Comissões Científicas e de Acompanhamento, é Consultor Científico de várias revistas científicas, nacionais e internacionais, bem como de diversos organismos oficiais, e Avaliador de Projetos, junto de organizações científicas internacionais.

Membro fundador e Presidente da Direção da *RISCOS*, Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança, e Diretor da sua revista, a *Territorium*.

I  
IMPRESSA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
COIMBRA UNIVERSITY PRESS  
U

Ge  grafias

• U  C •