

INSTITUTO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS
FACULDADE DE LETRAS — UNIVERSIDADE DE COIMBRA



Cadernos de Geografia

A EVOLUÇÃO DAS VERTENTES DA SERRA DA FREITA NO QUATERNÁRIO RECENTE

A. M. ROCHETTE CORDEIRO

RESUMO

A Serra da Freita, uma das montanhas ocidentais do Centro-Norte de Portugal, terá apresentado como base à evolução quaternária de vertentes um esqueleto morfológico resultante do deslocamento das superfícies aplanadas terciárias. Deste modo, foi a acção dos processos morfogenéticos quaternários que moldou as vertentes originais.

Apresentando uma extensa superfície culminante, de altimetria próxima do limite das neves perpétuas würmianas, a Serra da Freita sofreu a acção dos processos morfogenéticos ligados ao frio reflectindo, assim, um modelado crio-nival característico, em especial do Pleniglaciário e do Tardiglaciário würmianos. Nivação, crioclastia e solifluxões, que modelaram não só a superfície culminante, mas também as vertentes e o fundo dos vales, apresentam-se como a dinâmica mais importante do afeiçoamento das vertentes do Pleistocénico Superior.

Esta dinâmica periglaciár apresenta-se, contudo, não raras vezes, com características que reflectem a acção dos processos morfogenéticos holocénicos, dos quais aqueles que se relacionam com a água impõem um cunho muito especial, resultando por isso um modelado actual sensível a uma relação meteorização/acumulação fortemente favorável à primeira.

RÉSUMÉ

Serra da Freita, une des montagnes occidentales du centre-nord du Portugal, aura présentée en tant que base pour l'évolution quaternaire des versants une structure morphologique résultante du déplacement des surfaces aplanées du Tertiaire. C'est pourquoi les versants dès l'origine ont été modelés par l'action des processus morphogéniques quaternaires.

Avec une surface culminante étendue, d'une altitude proche de la limite des neiges persistantes du Würm, Serra da Freita a subi l'action des processus morphogéniques froids en reflétant, de cette façon, un modelé cryo-nival caracté-

téristique, particulièrement du Pleniglaciaire et du Tardiglaciaire würmiens. Nivation, cryoclastic et solifluxions ont modelé pas seulement la surface culminante, mais aussi les versants et les fonds des vallées. Elles se présentent comme les dynamiques les plus importantes du façonnement des versants au Pleistocène Supérieur. Pourtant, ces dynamiques périglaciaires présentent parfois des caractéristiques qui reflètent l'action des processus morphogéniques de l'Holocène, dont ceux qui se rapportent à l'action de l'eau imposent une empreinte très spéciale, en donnant un modelé actuel sensible devant un rapport météorisation/accumulation assez favorable à la météorisation.

SUMMARY

Serra da Freita, one of the western mountains in the center-north Portugal, may have presented as a basis to the quaternary evolution of the slopes a morphological structure resulting from tectonic movement the tertiary surfaces of the plateau. So, original slopes have been moulded by the action of quaternary geomorphic processes.

With an extended top surface, altitudenally near of würmian limits of persistent snow, *Serra da Freita* suffered the action of cold geomorphic processes reflecting a typical cold wet morphology, specially on the würmian Pleniglacial and Tardiglacial. Nivation, freezing and solifluction moulded not only the top surface, but also slopes and channels. They are the most important dynamic effects of moulding slopes during Superior Pleistocene. Sometimes however, periglacial dynamics present characteristics which reflect the action of holocenic geomorphic processes, some of them related to the action of the water which imposes a very special characteristic and therefore results in an actual morphology, sensitive to a weathering/deposition ratio, favorable to weathering.

Ao apresentarem-se como uma das mais importantes componentes da paisagem, desde sempre as vertentes retiveram o olhar dos geógrafos, levando-os a apresentar essas formas de relevo como o resultado da actuação conjunta de processos endógenos e exógenos. Muitos trabalhos, colóquios e artigos versaram o tema «Evolução de vertentes» fornecendo-nos a nós, «aprendizes» de geomorfólogo, bases teóricas e práticas para o início de um estudo desta índole.

Aliadas a estas bases, um prolongado trabalho de campo e uma certa irreverência que o «espírito jovem» oferece, levaram a que algumas das hipóteses, apresentem por vezes, um desenvolvimento pouco académico. Gostaríamos contudo, que esta irreverência não fosse tomada como um confronto, mas sim como um exercício escolar, onde as conclusões não fossem mais do que puras hipóteses cujo desenvolvimento futuro poderá ou não mostrar até que ponto não foram mais do que janelas abertas sobre o conhe-

cimento real do clima e, conseqüentemente, do modelado dos últimos 35.000 anos.

Foi após a realização de um trabalho sobre a evolução das vertentes da serra da Freita (A. M. ROCHETTE CORDEIRO, 1986-B), e devido à riqueza de formas encontradas ligadas em especial ao Holocénico, cujo estudo não tem sido muito referido na bibliografia geomorfológica portuguesa, que a apresentação do presente artigo ganhou forma.

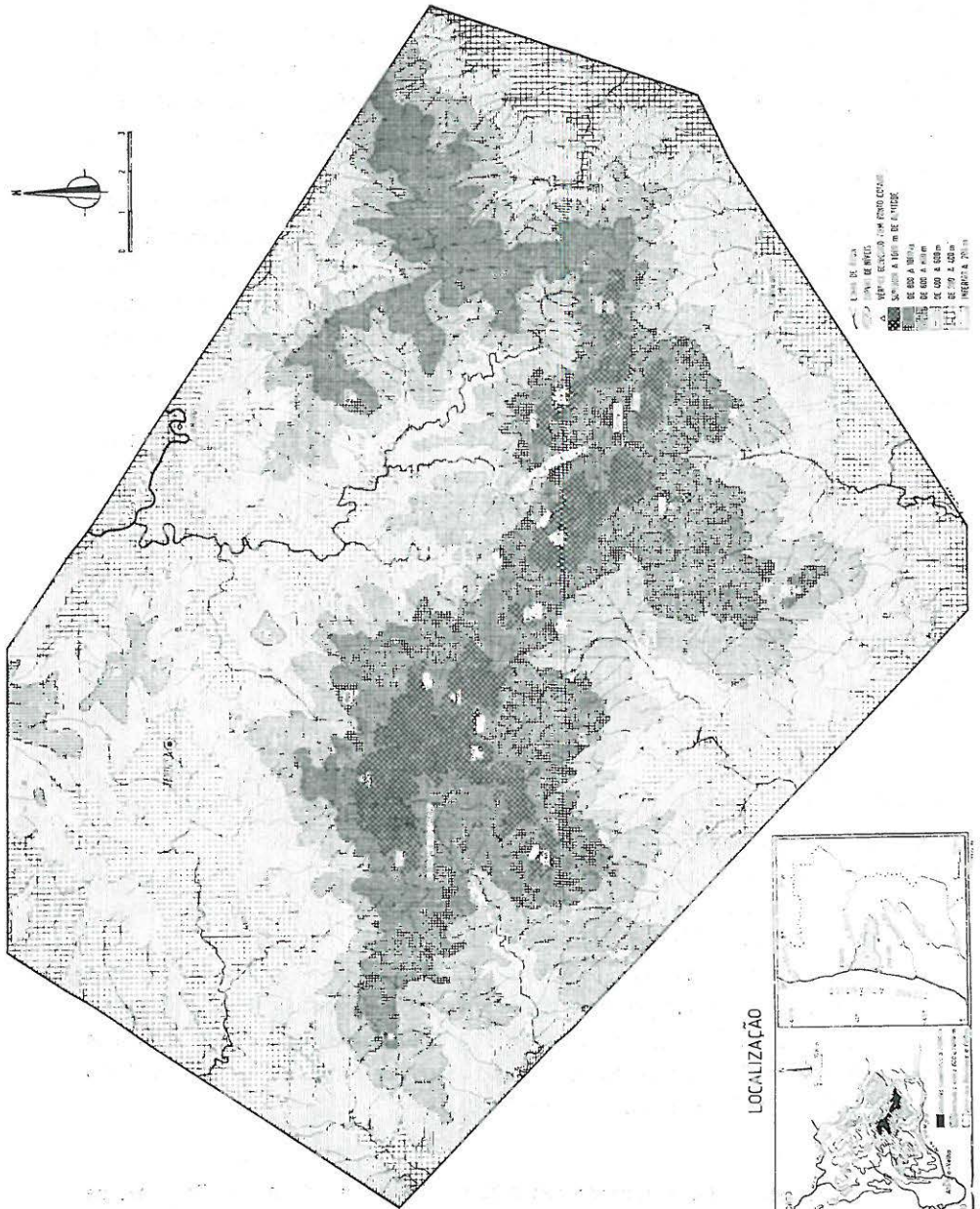
Se o tema proposto carece de trabalhos mais desenvolvidos, também não é menor o interesse de dar a conhecer uma área, cujo desconhecimento é real, quer seja utilizada a designação de todo o grande bloco do Maciço da Graheira como o referenciou A. GIRÃO (1922) seguido por O. RIBEIRO, J. ALMEIDA e A. PATRÍCIO (1943) ou a de serra da Freita propriamente dita, bloco hexagonal mais elevado, definido por A. B. FERREIRA (1978), no estudo exaustivo dos planaltos e montanhas do norte da Beira.

Este conjunto de relevos situados no centro-norte litoral português, a curta distância do Oceano Atlântico (pouco mais de 30 km) é delimitado essencialmente por linhas de água que aproveitam linhas de fragilidade tectónica para se instalarem, apresentando-se os rios Marialva (vertente norte), Paiva (vertente nordeste), Sul (vertente este) e a ribeira do Ameal (vertente oeste) como principais linhas de separação entre esta unidade geomorfológica e todas aquelas que a envolvem. A linha de separação entre as serras do Arestal (sector mais baixo, a Sul) e da Freita ¹ (sector mais elevado, a Norte) é feito por um acidente tectónico já apresentado por A. B. FERREIRA, ao qual corresponde a vertente sudoeste (Fig. 1).

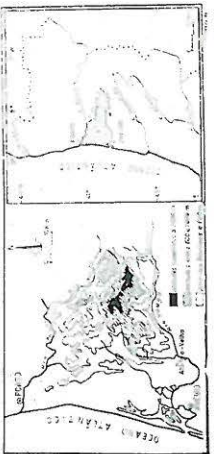
Apresentando o bloco uma forma «grosso modo» hexagonal, ele vai ser definido por vertentes que normalmente reflectem as influências tectónicas e a posterior modelação. Estas vertentes não são mais do que traços de união entre vários níveis aplanados, o mais espectacular dos quais é o culminante, caracterizado por uma superfície aplanada residual bastante degradada, a rondar os 1100/1050 metros.

Assim, foi com base nas referências bibliográficas e cartográficas, bem como no trabalho de campo, que apresentamos a evolução recente das vertentes na serra da Freita, como o resultado da conjugação dos processos tectodinâmicos e dos processos morfoclimáticos ao longo de todo o período compreendido desde o início da Era Terciária.

¹ Na presente nota, é utilizado um critério idêntico ao de A. B. FERREIRA, na designação de serra da Freita para o conjunto das serras da Arada e Freita, já que esta diferenciação prende-se essencialmente com as influências administrativas entre os concelhos de Arouca e S. Pedro do Sul.



LOCALIZAÇÃO



A análise dos aspectos morfo-estruturais que terão condicionado a evolução das vertentes na área em estudo, toda ela implantada no Maciço Antigo, vai ter de ser forçosamente complexa, já que o modelado é condicionado essencialmente pela tectónica de orientações hercínicas e tardi-hercínicas e pela diferenciação imprimida pelos diferentes materiais litológicos.

É evidente que a análise da litologia e da tectónica num trabalho desta índole vai reflectir essencialmente a tentativa de explicação geomorfológica, deixando para segundo plano a explicação exaustiva dos aspectos químico-minerológicos e tectónicos. Aliás, já alguns trabalhos foram efectuados com esse objectivo aos quais, como é obvio, vamos «beber» as informações teóricas que permitem aquilatar da importância dos factores morfo-estruturais no modelado da serra da Freita. Foi tanto em trabalhos de grande profundidade, entre os quais os de A. B. FERREIRA (ob. cit.) e de PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA (1980), como em alguns pequenos artigos sobre a geologia da área, que nos baseámos para a apresentação da litologia e da tectónica, emprestando, por vezes, algumas notas pessoais, resultantes essencialmente da descida na escala taxonómica de análise.

Quando se analisa o esboço geológico simplificado (Fig. 2)², verifica-se a existência, no que refere à litologia, de vários tipos de rochas magmáticas (granitoides) e de rochas metamórficas (xistos e quartzitos).

Nas rochas metamórficas, de difícil cronologia, talvez do Câmbrico ou Infracâmbrico (TEIXEIRA, 1955), vão-nos aparecer rochas de diferentes graus de xistosidade, como os xistos argilosos, xistos grauvacóides e quartzitos cinzentos, integrados no complexo xisto-grauváquico (também chamado complexo xistoso das Beiras). É um grupo de rochas que, no que concerne à resistência à erosão, apresenta particularidades curiosas. Tidas normalmente como «rochas brandas», elas vão, não só pela presença de quartzitos, rochas mais resistentes, mas principalmente devido ao seu elevado grau de metamorfismo, comportar-se, por vezes, como rochas mais duras, quando comparadas com as restantes rochas da área.

Por isso, verifica-se uma inversão no que refere ao posicionamento altimétrico normalmente esperado. Algo semelhante se verifica no que respeita aos materiais constituintes do batólito de Arouca. Assim, os quartzodioritos hercínicos, tarditectónicos, de composição petrográfica monótona, de plagioclasse, quartzo e biotite, que, uma vez em perfeito estado de conservação, apresentam uma elevada resistência à meteorização, na generali-

² Elaborado com base nas cartas geológicas 1/50 000 das folhas 13-B, 13-D e 14-B.

dade comportam-se como «rochas brandas» em relação às rochas xistosas envolventes, muito metamorizadas. Não é, porém, o grau de metamorfismo das rochas envolventes o principal responsável pela situação topográfica do quartzodiorito na vertente norte e, mais propriamente, na

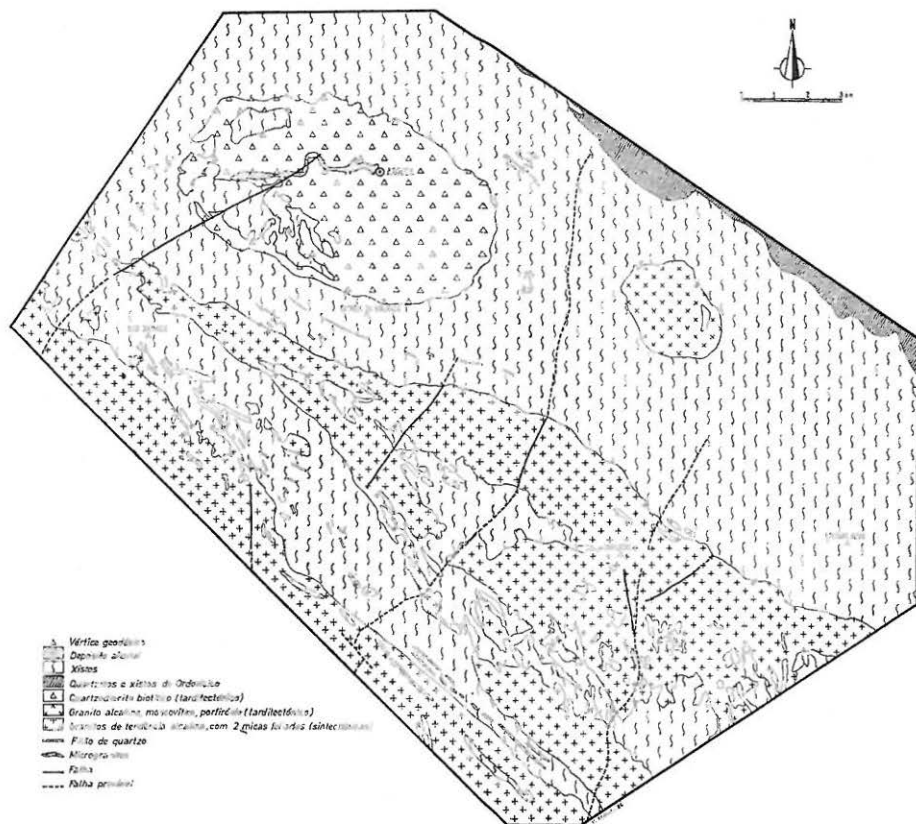


FIG. 2 — Esboço litológico.

Bacia de Arouca: a existência de uma tectónica posterior à instalação do batólito, aliada a um, também posterior, recortamento daquele por elevado número de filões e diques (pórfiros graníticos, doleritos e lamprófiros), levaram a que os materiais se comportassem como facilmente alteráveis em determinadas situações paleomorfoclimáticas provocando, deste modo, uma situação topográfica deprimida. Mas, se o quartzodiorito apresenta

características particulares importantes em relação ao modelado, as suas auréolas de metamorfização não vão ser menos importantes. Em especial entre as bacias de Arouca e Zendo, a existência, segundo PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA (ob. cit.), de «pórfiros quartzodioritos intercalados por quartzitos de faciés corneana», nas saídas das bacias referidas, influenciou o modelado, não só directamente, como no caso dos cursos de água (provocando passagens estranguladas, rápidos e mesmo pequenas cascatas) e das vertentes (apresentando declives muito acentuados), mas também indirectamente, ao provocarem uma retenção de águas que levou a um maior ataque químico e ao consequente desenvolvimento da Bacia de Arouca.

Uma outra rocha hercínica, tardi-tectónica, se encontra representada na área em estudo: é o granito do batólito de Regoufe, fundamentalmente alcalino, moscovítico, porfiroide, e, embora menos, também recortado por diques e filões de microgranitos e pórfiros (PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA, ob. cit.). Contudo, este batólito, que se encontra a leste do de Arouca, apresenta-se como relevo de dureza, em relação aos xistos encaixantes devido, à existência de linhas de fragilidade que o envolvem, provocando um realçar da posição.

Na superfície culminante e nas vertentes sudoeste, este e oeste, predominam outros granitoides, considerados, pelos mesmos autores, como granitos hercínicos, sintectónicos, de tendência alcalina e com duas micas foliadas, dos quais o mais representativo é o de grão médio, em especial na superfície culminante. Encontram-se, também, o de grão médio porfiroide, localizado unicamente em dois pequenos afloramentos na vertente sudoeste (um deles a es-sueste do lugar de Vilarinho e o outro junto ao marco geodésico de Ouressa) e o de grão fino, que se encontra em pequenos afloramentos no sector sudoeste (o de maior extensão encontra-se ligado a dois acidentes tectónicos a oeste de Coelheira e Candeiro). No entanto, sob o ponto de vista geomorfológico, não deve ser efectuada qualquer distinção entre eles, visto o modelado ser idêntico, um pouco como do ponto de vista petrográfica, conforme o referido por PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA (ob. cit.)³.

Deverão referir-se, todavia, as reacções muito características destes granitos, quer no que respeita ao comportamento em relação às rochas envolventes, onde se apresentam como rochas de elevada dureza, quer no que se

³ Um outro granito existe na serra da Freita, ligado aos granitos hercínicos sintectónicos, o qual é designado por ASSUNÇÃO e TEIXEIRA (1954) granito de Castanheira. Este, apresenta formas de pormenor ligadas a fenómenos de metamorfização através do aparecimento de nódulos biotíticos, as quais a população designa por «pedras que parem pedras».

refere às formas resultantes dos processos de descompressão dos batólitos granitoides, as quais oferecem um cunho muito característico à morfologia das áreas graníticas.

Em relação aos já referidos filões e diques (que no esboço da fig. 2 encontram-se representados de forma simplificada) que atravessam quer os batólitos, quer as rochas xistosas, ao sofrerem o ataque dos agentes erosivos vão apresentar comportamentos diferenciados em relação às rochas envolventes. Deste modo, tanto se comportam como «rochas brandas», o que acontece no batólito de Arouca, onde se apresentam como linhas preferenciais de ataque da erosão quer química quer mecânica, como, por outro lado, como «rochas duras» provocando barras rochosas, neste caso ligadas ou aos filões de quartzo ou a pequenas manchas de microgranitos alcalinos⁴. Ao ascenderem através de linhas de fragilidade tectónica, alguns destes filões e diques apresentam-se, como importantes indicadores do aparecimento dessas mesmas linhas. Aliada a esta ideia, e com base nas cartas geológicas referidas, na Carta Tectónica de Portugal (1/1 000000), nas cartas topográficas, nas fotografias aéreas (1/26.000), nas imagens de satélite (Landsat 4) e, principalmente, no trabalho de A. B. FERREIRA (ob. cit.), apreendemos as indicações gerais da influência da tectónica no modelado.

Esta influência, atendendo em especial aos aspectos tectónicos do soerguimento da serra da Freita, deverá ser analisada a partir do início da evolução morfológica da Cordilheira Central, a qual terá acontecido, segundo S. SABARIS e L. LLADÓ (cfr. A. B. FERREIRA, ob. cit.), no final do Oligocénico. Ganhando altura ao longo de falhas marginais, esta vai encontrar-se, no Pontiano, provavelmente, reduzida a relevos insignificantes. Seria então a fase rodânica da orogenia alpina a responsável por novo soerguimento, que, segundo os mesmos autores, terá sido a responsável pelas linhas gerais do relevo actual e consequentemente das linhas gerais do Maciço da Gralheira.

Porém, as direcções desses mesmos acidentes, estariam fortemente condicionadas pela tectónica hercínica e tardi-hercínica cujas direcções hoje bem conhecidas, de NW-SE a NNW-SSE e de NE-SW a NNE-SSW originaram dobramentos de razoável amplitude, que atingiram todos os sedimentos até ao Devónico Superior⁵. Na área em estudo, estes dobramentos

⁴ Outros materiais litológicos encontram-se representados nas cartas geológicas, mas, ao apresentarem uma importância pouco relevante do ponto de vista geomorfológico, são referenciados unicamente à medida que forem interferindo no modelado.

⁵ Segundo J. R. PARGA (1969, cfr. A. B. FERREIRA, ob. cit.) deverão também ser considerados como tardi-hercínicos o sistema de orientação NNE-SSW e os sistemas E-W e N-S, os quais funcionaram principalmente como movimentos verticais.

apresentam direcções WNW-ESE, formando de Este para Oeste o sinclinal de Janarde e o anticlinal da Freita, cujo núcleo é ocupado pelos granitos sintectónicos de Albergaria da Serra (PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA, ob. cit.).

O estudo do soerguimento do Maciço da Gralheira, foi efectuado, de um modo exaustivo, por A. B. FERREIRA, no estudo dos planaltos e montanhas do Norte da Beira, facto aliás constatado por PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA na notícia explicativa da carta geológica de Oliveira de Azeméis, pelo que a nossa posição não representa mais do que, um reforçar da maioria das hipóteses de A. B. FERREIRA, introduzindo pequenas alterações pontuais, principalmente nas vertentes norte e nordeste em função essencialmente de uma descida na escala de análise.

A vertente noroeste, por se encontrar talhada tanto em granitos sintectónicos, cujo afloramento apresenta no geral uma direcção NNW-SSE, como por xistos, é explicada em função de um dos acidentes perpendiculares aquela direcção (de NE-SW a NNE-SSW) e paralelo a um acidente tectónico, representado na carta geológica, desde Vale de Cambra a Fundo da Aldeia, aproveitado como linha preferencial de instalação pela ribeira do Ameal. Esta, individualiza duas sub-unidades geomorfológicas, por um lado, a serra da Freita, e, por outro, uma área relativamente homogénea, com valores altimétricos próximos dos 600 metros, que designamos por níveis de Nabais. Este acidente, embora se revista de uma importância geomorfológica relativa, não parece ser o responsável directo pelo desnível de cerca de 300 metros entre o nível intermédio do Maciço da Gralheira, com 600 metros, e a área a norte do marco geodésico de Bico Queimado, com cerca de 880 metros, ambos talhados em granitos sintectónicos. Isto, porque na margem esquerda da ribeira do Ameal (bloco da serra da Freita), encontram-se rechãs, facilmente relacionáveis com o nível intermédio pelos valores altimétricos idênticos. Seria então um acidente secundário, com a mesma orientação, que passaria junto a Cabanelas, o responsável pelo desnível.

Fenómeno idêntico parece verificar-se na vertente oriental, a qual é dominada pelo acidente de direcção tardi-hercínica Verin-Penacova (NNE-SSW). No entanto, o responsável pelo desnível existente entre o Planalto da Nave, com valores altimétricos entre os 600 e os 700 metros, e o nível mais elevado neste sector, com valores de 900-950 metros não é este acidente. A existência de algumas rechãs com altimetria entre os 620 e os 690 (Forca e áreas a sudoeste de Pósnil e Souto), na margem direita do rio Sul, deixam antever uma certa relação com o Planalto da Nave colocando deste modo a hipótese de ser um acidente secundário, paralelo à falha referida, o responsável pelo desnível de cerca de 300 metros entre Alto Gourim e Monte Redondo.

Uma das hipóteses mais importantes para a compreensão do soerguimento foi apresentada, para a vertente sudoeste, por A. B. FERREIRA. O desnível existente entre as superfícies culminantes das serras da Freita e do Arestal e sua conseqüente individualização eram explicados por A. GIRÃO (ob. cit.) como o resultado da acção da erosão diferencial, explicada em função da Frecha da Mizarela, hipótese essa, idêntica à seguida pelos geólogos, os quais ainda hoje parecem ter dificuldade em aceitar uma hipótese tectónica (PEREIRA e GONÇALVES, 1983). Contudo, a hipótese da existência de movimentação tectónica (falha Felgueira-Preguinho) sai reforçada, com aparecimento da folha de Oliveira de Azeméis (13-D) da carta geológica de Portugal (1:50.000), não só pela representação de rochas filonianas, aparentemente ligadas a um possível acidente tectónico, mas, em especial, pela relação existente entre os maiores declives e os materiais litológicos, já que a linha de mudança de declive atravessa indistintamente os xistos e os granitos. A falha, que não é representada na carta geológica, é, no entanto, aceite na notícia explicativa, o que parece deixar antever uma importância pouco significativa do ponto de vista geológico, embora se apresente muito importante do ponto de vista geomorfológico.

A ligação entre as vertentes SW e E é feita por um abrupto bem nítido, de origem tectónica. Com uma direcção geral de NE-SW, desde a rib. da Landeira (provavelmente em Barroco de Pousas) até encontrar o acidente da vertente oriental, apresenta em alguns locais, mais de 500 metros de desnível entre a superfície culminante, com valores de 1050-1080 metros (Arada, Cabria e toda a área de Coelheira e Outeiro de Cachopa) e os níveis mais elevados da depressão de Carvalhais⁶. Mas, se a sua origem é nítida, já que corta, indistintamente materiais litológicos diferenciados (xistos de vários graus de metamorfização e granitos), a sua localização não o é tanto, visto existirem um certo número de rechãs de altitude entre os 480 e os 518 metros, entre a ribeira Escura e as rechãs a norte de Tapada do Monte, que deixam antever uma certa discordância com os níveis mais altos da depressão de Carvalhais.

Contudo, duas vertentes, a norte e a nordeste, deixam campo para o aparecimento de hipóteses alternativas de interpretação, em especial numa descida na escala de análise, devido à sua maior complexidade.

⁶ Área deprimida, estudada por A. B. FERREIRA (ob. cit.) entre a serra do Caramulo, o Maciço da Gralheira e o Planalto da Nave, de provável origem tectónica, formada em função do aproveitamento pela erosão de uma área extremamente esmigalhada tectonicamente, devido à existência de grande densidade de linhas de fragilidade.

Um acidente de direcção E-W, que se prolonga desde Saril ao rio Paivô, cortando indistintamente granitos de grão médio, quartzodioritos e xistos de diferentes graus de metamorfação, foi apresentado por A. B. FERREIRA como acidente responsável pelo soerguimento da vertente norte. Seria este acidente o responsável pelo deslocamento da superfície culminante entre o Detrelo da Malhada e a Granja, mas não parece que possa explicar as diferenças altimétricas entre as diferentes rechãs que se encontram na vertente.

Assim, e ao analisarem-se, através das cartas topográficas e da fotografia aérea, os níveis situados na vertente norte, entre Detrelo da Malhada e o rio Arda, encontram-se os níveis apresentados por A. B. FERREIRA: o dos 300-350 metros em Barreiros e Pala, e dos 600-610, em Povos, S. João, Fuste e Souto Redondo e o do Destrelo da Malhada acima dos 1050 metros. Aparecem ainda, níveis aos 450-500 metros, os quais como se tentará demonstrar, deverão ser, antes de mais o resultado de uma evolução morfoclimática do nível intermédio, e o nível de 815-850 metros na Granja, o qual seria, segundo aquele autor, a superfície culminante deslocada pelo acidente.

Pensamos, no entanto, que, tanto o deslocamento pouco compreensível entre os níveis intermédios, como o abrupto existente entre Forcada e Granja, com rigidez nítida de NE-SW (muito comum na área), deixam antever um deslocamento tectónico. Tal possibilitaria o desnível de cerca de 250 metros entre Povos e Granja onde a própria forma da vertente remete para segundo plano outra explicação. Aliadas a estas constatações, aparece, por um lado, uma linha de fragilidade tectónica de Zendo à Ameixeira, com aquela direcção perpendicular (NW-SE) e, por outro, uma linha de fragilidade percorrida pela ribeira de Moldes, com direcção NNE-SSW, o que parece dar uma certa consistência à hipótese de um acidente com direcção NE-SW que joga simultaneamente (ou mesmo posteriormente) ao de E-W, e que é responsável pela existência do nível da Granja neste local e pela sua não existência na restante vertente norte (Fig. 3).

Com maiores dificuldades de estudo, inclusivé na sua delimitação, se bem que esta pareça ser feita através da ribeira do Deilão e do rio Paiva, apresenta-se a vertente nordeste da serra da Freita. Estes cursos de água, que apresentam um traçado bastante rectilíneo de NW-SE, parecem aproveitar os materiais pouco consistentes do sinclinal paleozóico e em especial a falha que lhe está associada, delimitando assim as vertentes do Maciço da Gralheira. Mas é na dificuldade de individualização de rechãs, motivada pela não conservação dos diferentes níveis em xistos pouco metamorfizados, que se prende a dificuldade de entendimento desta vertente.

Com um nível, o de Lagoa, muito bem conservado aos 900-950 metros, e algumas cumeadas aplanadas, com idêntica altimetria, a norte e a nordeste

do rio Paivô (Alto Celado, «serra» Facleira e Prova), sempre dominadas por pequenos relevos com valores altimétricos à volta dos 1000 metros (Drave, Alto-Drave e Gorim), antevê-se uma certa analogia com o que se passa na superfície culminante na área de Albergaria da Serra, só que com uma dife-

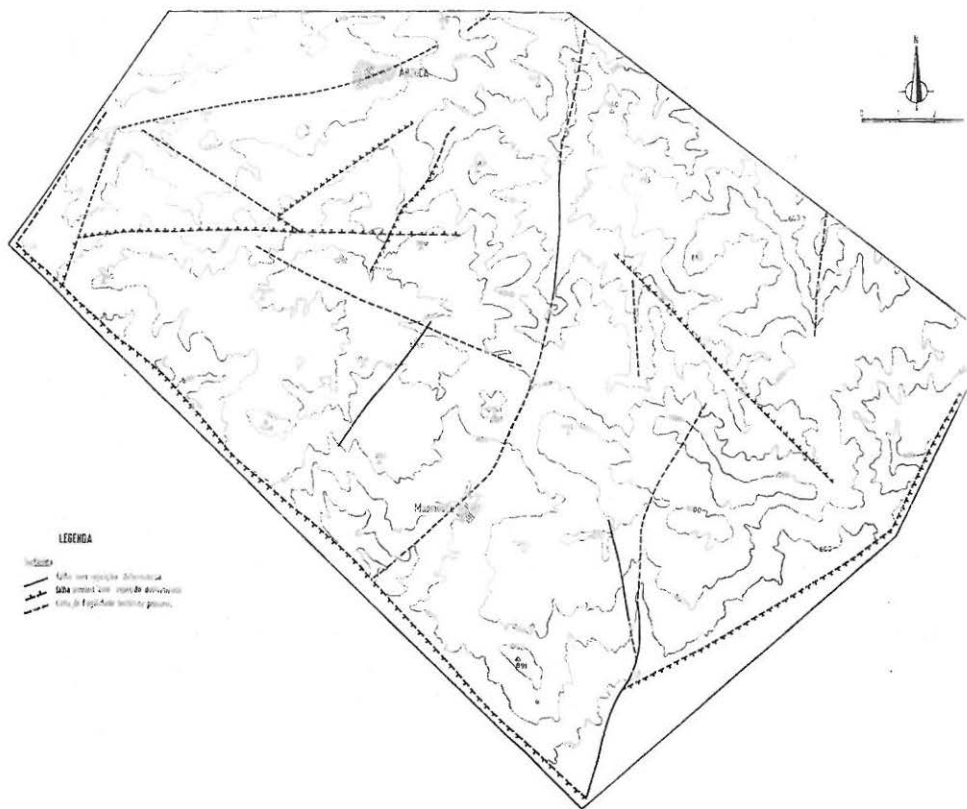


FIG. 3 — Esboço tectónico.

rença de cotas de cerca de uma centena de metros. Estas semelhanças levam a colocar a hipótese, que é sem dúvida a mais simples ⁷, de existir um desnivelamento de cerca de 100 metros, de origem tectónica, entre as margens

⁷ A outra hipótese é a da dissecação dos níveis de aplanamento abaixo da superfície culminante, aparecendo os níveis de 900-950 metros, como o nível que penetra sob a forma de corredor de erosão no alto da Freita, a qual foi apresentada por A. B. FERREIRA (ob. cit.) num contexto mais generalizado.

esquerda e direita do rio Paivô, correspondendo o nível de Lagoa ao de Albergaria da Serra. Tal acidente apresentaria, uma direcção idêntica à da falha Felgueira – Preguinho e à do sinclinal de Janarde, aproveitada na grande maioria do seu traçado, pelo rio Paivô, como linha preferencial de instalação, explicando assim o entalhe tão significativo de um curso de água cuja importância é relativa.

No entanto, o resultado conjunto do soerguimento da serra da Freita não explica, na sua totalidade, a influência da tectónica na modelação das vertentes. Ao comparar-se o esboço geológico (Fig. 2) com o esboço tectónico (Fig. 3), no que respeita ao grande bloco «hexagonal» da serra, um facto sai realçado: as linhas de fragilidade tectónica mais importantes do ponto de vista geológico, não têm importância significativa sob o ponto de vista do soerguimento. Mas, estas falhas e fracturas, vão ser responsáveis por um modelado muito característico, quer estejam relacionados com as já referidas rochas filonianas, quer pelo aproveitamento para instalação por parte dos cursos de água.

As linhas de esmigalhamento sempre foram consideradas pelos geomorfólogos, como linhas preferenciais de drenagem, mas no que refere à serra da Freita, este factor deve ser analisado segundo duas formas de aproveitamento. Se, por um lado, nos xistos, a acção é directa, com os cursos de água a utilizarem preferencialmente as linhas de esmigalhamento, o melhor exemplo é o da Bacia de Zendo), já nos granitos, a acção apresenta características mistas, com a introdução da alteração química nas linhas de esmigalhamento.

Grande número das linhas de fragilidade tectónica são, deste modo, linhas preferenciais de instalação reflectindo mesmo os próprios meandros esse aspecto. No entanto, o que se passa nas grandes e médias bacias, como as de Arouca e Moldes ultrapassa a simples utilização das linhas de fragilidade. Na bacia de Arouca, a existência de uma soleira de rocha dura a jusante da Bacia, associada, em determinados momentos da evolução morfoclimática, à acção da alteração química provocou, devido à grande densidade de linhas de fragilidade (estrelar de falhas e fracturas), uma profunda alteração levando a que as dimensões da Bacia ultrapassem largamente o que seria de esperar pela simples utilização da linha de fragilidade tectónica, de orientação E-W, marcada através da imagem do Landsat-4 por R. S. ANDRADE (1983).

Todos estes factores, quando analisados individualmente ou em conjunto, estiveram na origem das bases de estudo morfo-estruturais, esqueleto principal da construção das vertentes, sobre o qual os processos morfogenéticos posteriores ofereceram o seu cunho muito característico.

A análise das influências e das formas anteriormente estudadas, do ponto de vista endógeno, desde logo deixa antever toda uma série de processos que levaram à modificação das formas iniciais, de origem estrutural, até às formas actuais. Esses processos, como agentes erosivos que se conhecem, deixam vislumbrar a influência dos diferentes tipos de clima, na génese e dinâmica do modelado da área em estudo. O clima, com as suas diferentes componentes, actua através dos diferentes agentes erosivos tanto directa, como indirectamente no modelado, podendo imprimir um cunho zonal às formas e aos depósitos.

Referimo-nos, quando da apresentação da tectónica, ao início do soergimento da serra da Freita, relacionado com a fase rodânica da orogenia alpina, utilizando, por vezes, como pontos de referência, níveis ou superfícies aplanadas, pré-existentes, cujo estudo foi efectuado por A. B. FERREIRA (ob. cit.). Teremos de recuar forçosamente ao início do Terciário, para que, a partir dos momentos iniciais de formação das superfícies, possamos compreender algumas das formas actuais das vertentes.

Assim, a forma mais antiga que se encontra, ainda que profundamente degradada, é a superfície aplanada paleogénica, bem definida na superfície culminante aos 1100 metros (Fig. 4). Designada por S. SABARIS e L. LLADÓ (ob. cit.) de um modo clássico, segundo perspectivas *davisanos*, como «peneplanície poligénica derivada da superfície aplanada pré-triássica», ela deverá ter servido de base a um modelado que, numa primeira fase, reflectiria um clima de características tropicais húmidas. Seriam, então, os processos morfogénicos ligados a um «CPS» tropical húmido⁸ (alteração química, cursos de água e movimentos de massa) que estariam na origem do aparecimento de um relevo em duas superfícies: basal de meteorização e topográfica. Aliás, a existência de restos de crocodilos e gastrópodes terrestres no complexo basáltico de Lisboa T. (ANTUNES, 1974), também, do máximo desenvolvimento das espécies recifais no Aquitaniano, na Bacia Terciária do Tejo, sugerida por (J. P. CHEVALIER e T. ANTUNES, 1971 cfr. A. B. FERREIRA, ob. cit.), parecem indicar, no mínimo, um clima tropical contrastado de regime pluviométrico tropical longo, clima este, propício à acção desses processos. O desaparecimento gradual destas espécies sugere um arrefecimento sensível desde o Miocénico inferior ao Pliocénico, levando ao que se pode designar

⁸ Utiliza-se a designação de LEE WILSON (1969) para os «climate process systems», embora trocando a designação de «selva» pela de «tropical húmido» já que nos parece ser mais correcto.

por uma savanização da vegetação ou, mais propriamente, à tendência para uma evolução negativa do clima.

Todos estes factores levaram A. B. FERREIRA (ob. cit.) a apresentar a hipótese da existência de um Miocénico inferior com clima quente e húmido, apresentando, na evolução para o Miocénico superior, um clima ligeiramente menos quente, de estação seca pronunciada, com possibilidade de crises de aridez⁹.

Estariam, então, criadas todas as condições para o desenvolvimento da pediplanação, já que, após a existência de um relevo em duas superfícies, ter-se-ia verificado o desencadeamento de modificações climáticas de tendências negativas e a mudança de nível de base, motivada, provavelmente, pela tectónica do Miocénico médio. Estas condições são apontadas como decisivas para a teoria evolutiva dos «inselberge» de THOMAS (1974). Estes factores ofereceriam, assim, condições propícias para a exumação da superfície basal de meteorização, passando a evolução do relevo a apresentar uma tendência para o aplanamento, que, em final de evolução, em momentos de aridez, ofereceria superfícies de desnudação.

A evolução negativa do clima da área, culminando em fases de aridez, deverá ter-se verificado, segundo A. B. FERREIRA (ob. cit.), duas vezes: uma no Miocénico médio e outra no Quaternário antigo. O reflexo dos momentos de intensa aridez fez-se sentir ao nível do modelado, no primeiro momento, na superfície intermédia (níveis de Nabais), que, quando não afectada pela tectónica, apresenta valores altimétricos entre os 600 e os 650 metros, e, no segundo, nos níveis dos 300-350 metros, relacionados com os cursos de água, mas cuja identificação e delimitação é bastante difícil na área (Fig. 4).

Embora as condições climáticas fossem, então, as ideais para o aparecimento de relevos de tipo «inselberg», no que respeita à serra da Freita, o seu aparecimento é problemático. Apenas um relevo saliente, o de Tropeço poderá ser apresentado como tendo sido monte-ilha em relação à superfície aplanada miocénica. Pensamos, no entanto, que a apresentar-se o relevo de Tropeço como monte-ilha, será em sentido amplo (a sua composição mineralógica é em corneana). A sua individualização teria sido feita em função dos níveis de alteração embutidos na superfície miocénica e não, em função desta.

Estes níveis, em posição altimétrica mais baixa em relação à superfície

⁹ A hipótese de evolução climática apresentada, enquadra-se tanto no que é considerado por P. BIROT (1964) para o Mediterrâneo, no que respeita à Península Ibérica, entre o Miocénico médio e o Quaternário, como no esquema de evolução climática central peninsular apresentada por DELTELL e ZAPATA (1985).

dos 600-650 metros, poderão ser uma das formas mais discutíveis desta área. Uma tentativa de correlação clima/modelado, leva-nos a referenciá-los como de gênese pliocénica. A razão prende-se com as referências paleoclimáticas deste período, apresentadas por F. DINIZ (1985) em função dos depósitos de Rio Maior, onde o Pliocénico inferior apresentava características idênticas

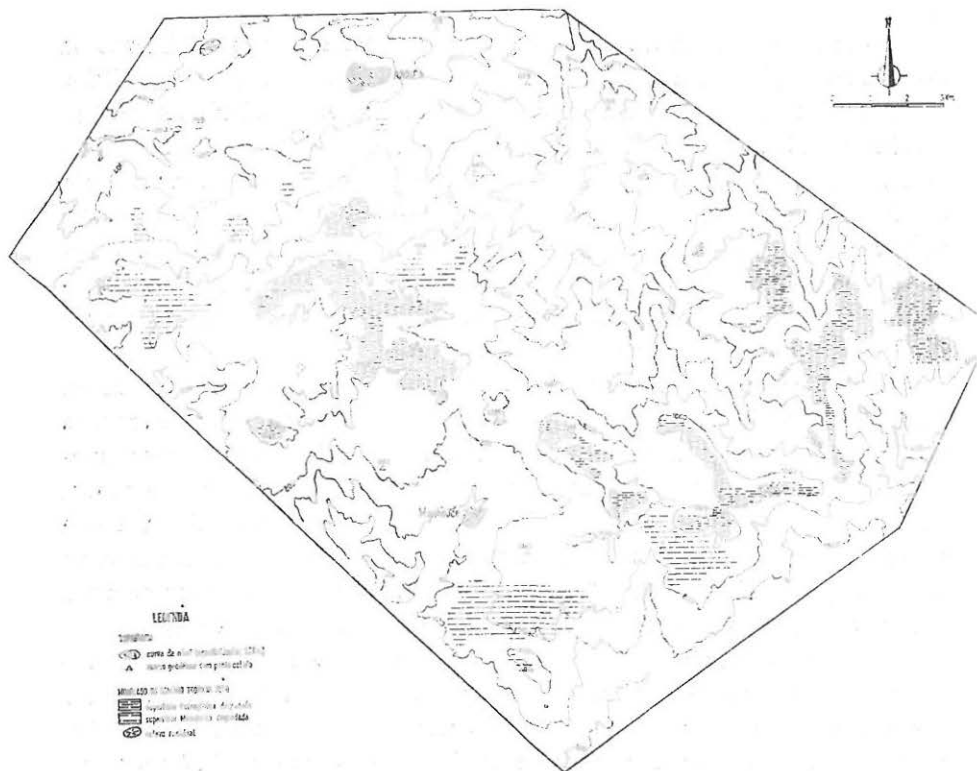


FIG. 4 — Esboço das superfícies aplanadas.

às do Miocénico inferior no respeitante à precipitação (sup. a 1500 mm), mas com temperaturas mais baixas (18-20°C), características que, segundo a autora, seriam muito próximas dos «parâmetros climáticos existentes na Ilha da Madeira, a altitude média».

... As características climáticas apresentadas (e mesmo aquelas que se verificaram durante os finais do Miocénico superior), estariam assim na origem de condições propícias ao aparecimento de uma fase de alteração química, a qual provocaria uma modificação da morfologia da superfície dos

600-650 metros. Ao apresentar-se como um período relativamente curto e de eficácia geomorfológica menor que o anterior, não terá conseguido atingir o ponto de evolução do Miocénico médio, provocando somente pequenos níveis, que se estendem por cotas diferentes, consoante se encontram talhados em xistos ou em granitoides. É o que se terá verificado na Bacia de Arouca, já que esta se encontra envolta por níveis de 450-480 metros em quartzodiorito e de 500-520 metros nos xistos (atinge os 580 metros em corneana), o que mostra claramente uma erosão diferencial onde a alteração química apresenta um papel preponderante. Seria o ataque pelas águas quentes aos minerais constituintes dos granitoides, que provocaria, um mais acentuado aprofundamento da superfície nestas rochas. Assim, a alteração química, ligada nesses momentos ao domínio subtropical, estaria na origem de níveis à mesma cota, no mesmo tipo de rocha (o nível de Vacaria em quartzodiorito), e de níveis que apresentam diferenças altimétricas, em rochas diferentes (níveis de Tropeço, em xisto, corneana e quartzodiorito).

Ligados também, na sua génese, à alteração química nos períodos referidos, vão-nos aparecer nos sectores norte e ocidental do Maciço da Graheira em afloramentos graníticos, alguns alvéolos. São formas cuja evolução depende da saída espasmódica dos materiais alterados, mas forçosamente em condições climáticas diferentes das do Pliocénico inferior. A apresentação da hipótese de evolução climática por F. DINIZ (ob. cit.), para o caso da área de Rio Maior, refere que se passaria a um clima de pluviosidade repartida, com reduções no período estival, atingindo o Pliocénico superior com abaixamentos, pouco significativos, da temperatura e muito significativos da humidade, existindo, mesmo, graves crises de aridez até ao Tigliano. Estas características seriam as mais favoráveis à saída abrupta dos materiais (chuvas intensas e concentradas, capazes de evacuar os materiais anteriormente alterados). Estas condições vão reforçar a ideia da grande importância do «domínio mediterrâneo» na génese e desenvolvimento dos alvéolos e dos níveis que os dominam, quando relacionados com as rochas graníticas, como o salienta LAGASQUIE (1985).

Ainda que semelhantes do ponto de vista genético, pelas suas formas, os alvéolos diferenciam-se em dois tipos. Os de grande dimensão, com fundo plano, a valores altimétricos baixos (200-220 metros), encontram-se ligados preferencialmente a acidentes tectónicos¹⁰. Neles, a saída é efectuada por gargantas fluviais talhadas em materiais de maior dureza (alvéolos de

¹⁰ O de Arouca tem, como grande núcleo tectónico, o acidente identificado por R. ANDRADE através das imagens do satélite Landsat 4.

Arouca, Cesar e Romariz). Os de pequena dimensão, em forma de concha, bem delimitados pelos níveis dos 450 metros, apresentam-se alcandorados nos cursos de água (Moldes, Espinheiro e Regadas) (Fig. 5).

Em nossa opinião, o mais importante factor de diferenciação dos alvéolos parece ser a existência de materiais de maior dureza (quartzitos ou corneanas) na parte terminal das bacias, que terá levado a uma maior dificuldade de escoamento das águas nos períodos quentes e húmidos, provocando, desse modo, uma maior alteração e conseqüente dimensão dos alvéolos.

A proliferação destas formas a ocidente das serras litorais do centro-norte português (Fig. 5) e a sua inexistência (quando perfeitamente definidos) a oriente, onde se observa a maior distribuição espacial dos granitoides, deixa antever que a uma maior quantidade de precipitações nas vertentes com exposição ao Oceano, com conseqüente enriquecimento dos caudais dos cursos de água, correspondia uma maior probabilidade do desenvolvimento da alteração química. Teríamos, necessariamente, no Pliocénio superior relevos bem definidos (muito provavelmente nas delimitações actuais), capazes de provocar o desencadeamento de chuvas orográficas em períodos de aridez acentuada. Estes relevos, que, como já foi referido, tiveram origem em acções tectónicas intensas no final do Terciário e no Quaternário antigo, são o resultado do deslocamento das superfícies aplanadas pré-existentes provocados pelas forças compressivas e que, no seu resultado final, deram forma à base de modelação que se terá verificado no Quaternário.

A passagem para o Quaternário é normalmente descrita e caracterizada por um arrefecimento do clima, com a conseqüente modificação dos processos morfogenéticos. Embora os processos ligados aos domínios quentes, atrás analisados, se venham porventura a verificar nos interglaciários, são os processos morfogenéticos ligados aos domínios frios e temperados que actuam no modelado durante períodos mais longos. Porém, os vestígios deixados por muitos desses processos ao longo do Pleistocénico inferior e médio foram praticamente nulos, levando a considerar este período como um dos de maiores dúvidas interpretativas, no que respeita à evolução de vertentes.

Na área em estudo e em todo este período, vamos encontrar um conjunto de formas ligadas ao nível dos 300-350 metros, relacionado com os cursos de água, e que A. B. FERREIRA (ob. cit.) relaciona, com a plataforma litoral pliocénica, repercutindo uma fase de estabilidade. A relação existente entre esse nível e todas as formas anteriores leva a que possa ser considerado como Quaternário antigo. Com efeito, por um lado, encontra-se bem desenvolvido no interior dos alvéolos (de provável idade pliocénica superior) e, por outro, a existência de um depósito de características de

terraço (extremamente desmantelado), constituído por grandes blocos de quartzo, leva a colocar a hipótese de ligação a um clima temperado húmido.

A dificuldade de localização deste nível no tempo é, por demais, evidente. Por isso a tentativa de síntese, apresentada para a evolução da vertente norte (Fig. 6), não pode ser vista senão como uma hipótese. Mas, se existem dúvidas acerca deste nível, elas avolumam-se no período compreendido entre a sua formação e a idade glaciária rissiana, visto não existirem vestígios nas

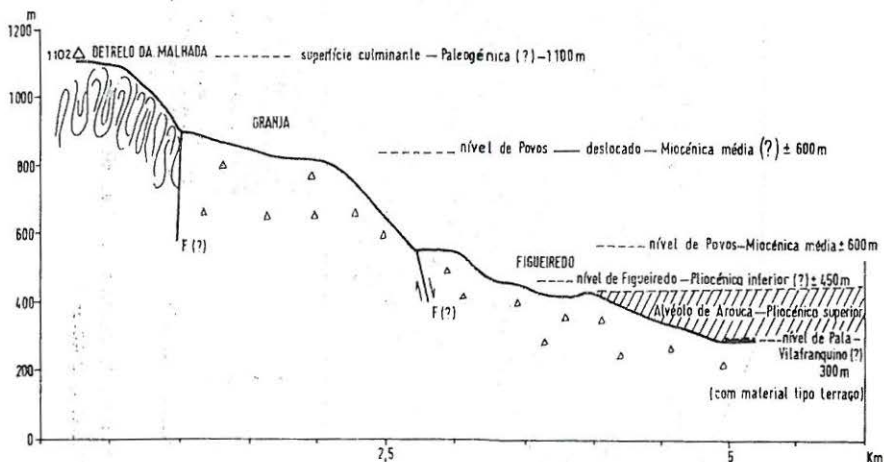


FIG. 6 — Vertente norte da serra da Freita — a tectónica e os níveis de erosão.

vertentes, aparecendo assim um hiato, de extrema importância, na coluna estratigráfica quaternária, que vai até ao aparecimento de uma formação, cuja possível génese se teria verificado no interglaciário Riss-Würm¹¹.

Contudo, o período glaciário rissiano (Pleistocénico médio final) deveria ter dado origem a depósitos semelhantes aos que se atribuem ao Würm e cuja ausência de vestígios deve ser encarada como o resultado tanto das

¹¹ As dúvidas parecem também colocar-se actualmente ao nível da evolução climática deste período. Por um lado, a hipótese clássica, apresentada pelos autores dos estudos alpinos, da existência de cinco glaciações durante o Quaternário, cujo terminus favorecia o aparecimento de condições propícias de formação de terraços. Por outro lado, a hipótese recente, que começa a ganhar adeptos, da existência na Península Ibérica, unicamente, de vestígios de duas glaciações, as quais corresponderiam ao Riss e ao Würm, com um longo período quente desde o Pleistocénico inferior ao médio final (entre outros, DELTELL e ZAPATA, ob. cit.).

alterações do interglaciário como, principalmente, das movimentações würmianas das vertentes que terão retomado ou mascarado as formas e rissianas.

No entanto, dois depósitos reflectem não só os tempos rissianos, como o interglaciário. É uma sequência que engloba um depósito tipo terraço e um depósito de areias de alteração granítica, por vezes, concrecionado de ferro e onde as argilas mais representativas são a caulinite e a gibsite, o que reflecte a existência de um clima quente com humidade repartida no interglaciário. Esta sequência encontra-se tanto no alvéolo de Arouca como no vale de Bouceguim.

Este último depósito, que se encontra sob as sequências würmianas, deixa antever toda uma importância para a compreensão do estudo da evolução das vertentes, já que, terá sido neste momento quente e húmido (mesmo aliado a outros anteriores) que se terão formado, não só grande parte dos mantos de alteração graníticos, cuja importância, posteriormente, sob a acção do frio veio a ser relevante, mas também os «Tors» e os caos de blocos, que aparecem na área em estudo, embora a sua exumação seja posterior.

As vertentes no Pleistocénico superior e a sua relação com o domínio periglacial

As grandes dúvidas existentes no período compreendido entre o final do Pliocénico e o Pleistocénico médio-final são, pode-se dizer, o ponto de partida para o estudo dos períodos mais ricos, tanto em formas como em depósitos, que reflectem condições morfoclimáticas bem definidas então verificadas.

As características climáticas após o interglaciário quente e húmido correspondem a um arrefecimento extremo, com grande humidade que evolui posteriormente para a secura (pleniglaciário superior), acontecendo já no tardiglaciário de novo uma fase de frio-húmido (NONN, 1966; G. COUDÉ GAUSSEN, 1981 e ROCHETTE CORDEIRO, 1986-A). Contudo, após os últimos trabalhos de campo efectuados e no seguimento de anteriores estudos (ROCHETTE CORDEIRO, 1985 e 1986-A), pensamos que a riqueza dos depósitos encontrados pode levar a um melhor conhecimento do clima e conseqüente morfogénese, na nossa área, embora as hipóteses apresentadas não sejam mais do que meras hipóteses de trabalho.

Ao analisar-se o esboço sobre os aspectos geográficos do litoral e das montanhas de Portugal, durante o Würm recente (DAVEAU, 1980), verifica-se que durante o pleniglaciário superior, e em consonância com as formas glaciares das serras portuguesas, a superfície culminante da serra da Freita

deveria encontrar-se próxima do limite das neves perpétuas, o qual apresentaria valores próximos dos 1200-1300 metros ¹².

Encontrar-se-ia, então, por largos períodos, a superfície culminante (com valores altimétricos entre os 1050 e os 1100 metros), numa situação de provável manutenção de neve e formação de gelo, com alternâncias sazonais de gelo-degelo, características que as quais se apresentam como as principais do domínio periglacial. Com a nivação, a gelifracção e as solifluxões a assumirem-se como os processos morfo-genéticos dominantes, o modelado da área terá reflectido a acção da neve e, principalmente, do gelo, cujas variações de volume através da expansão dos seus cristais em formação, vão provocar uma forte tensão nos materiais das rochas coerentes, dando origem à sua fragmentação (gelifracção). Assim, por outras palavras, no seguimento da passagem da água contida na rocha a temperaturas negativas, verifica-se a fragmentação, cuja constatação, só acontece na passagem da rocha a temperaturas positivas, já que, antes, os fragmentos estão como que soldados pelo gelo, só se libertando, por isso, com a fusão.

Assim, durante largos períodos do Pleistocénico superior, a cobertura de neve provocaria o aparecimento de formas derivadas dessas mesmas acumulações nivais, especialmente, no sector ocidental, entre os 980 e os 1050 metros, as quais apresentam, pelo menos, dois aspectos. Uma delas, forma em concha, profusamente distribuída pelos 1030 e 1015 metros, aproxima-se dos esquemas apresentados para os nichos de nivação por GUILCHER (1959), J. L. DAVIES (1972) e EMBLETON e KING (1975), entre outros. A definição da forma é reforçada, nos casos estudados, pelas condições de exposição, por um lado, devido ao resguardo do vento (o qual levaria a uma maior acumulação de neve em locais protegidos) e, por outro, pela maior exposição aos raios solares (a insolação provocaria a fusão da neve nos períodos menos frios ¹³). Estes nichos de nivação, que deixam antever a sua formação através de acumulação de neve, nos períodos frios, encontram-se, hoje em dia, em desmantelamento, tanto nos xistos, como nos granitos, apresentando exposições variadas, embora a exposição a Sul seja a preferencial.

Relacionados com estas formas mas, com diferente morfologia, encon-

¹² Contudo, pode este nível de neves perpétuas, em determinadas condições regionais, sofrer um abaixamento, como o demonstraram S. DAVEAU e N. DEVY-VARETA (1985) para a Serra da Cabreira.

¹³ A fusão da neve seria reforçada, em alguns nichos de nivação, pela existência de nascentes de água, as quais apresentariam temperaturas mais elevadas que as de circulação superficial.

tram-se vários níveis, no vale de Albergaria da Serra. A. B. FERREIRA (ob. cit.), considerou-os como níveis intermédios entre a superfície culminante e a superfície miocénica. Numa primeira aproximação, pareceu-nos que poderiam ser considerados como «terraços de altiplanação» (ROCHETTE CORDEIRO, 1985). A celeuma desencadeada pela apresentação desta designação levou-nos a um novo estudo exaustivo das formas, cujo resultado, embora satisfatório, não deverá tomar-se como definitivo.

Com a existência de climas quentes no interglaciário, a hipótese dos níveis pré-existentes (níveis intermédios) parece discutível, visto a alteração química nesse período provocar consequências diferenciadas nos xistos e nos granitos, com a consequente diferença altimétrica. Será, assim, o retocar dos níveis anteriores por acção do frio würmiano que levará ao desenvolvimento, às mesmas altitudes, dos níveis cuja evolução parece estar relacionada com a crioplaneação.

Atendendo às condições de exposição do vale (voltado a Sul e a Oeste), à proximidade do provável limite das neves perpétuas, ao desnível tectónico antigo a jusante do vale, e à evolução periglacial diferenciada das vertentes nos vales limítrofes, no Würm, a ideia que se coloca é a de uma semelhança genética com os nichos de nivação. Aliás, a mesma hipótese apresentada por DENGUINE (cfr. TRICART e CAILLEUX, 1967) ou mesmo a da primeira fase do processo de crioplaneação apresentada por DEMEK (1969; Cfr. H. M. FRENCH, Ob. cit.), em que grandes acumulações de neve e consequentes acções crio-nivais provocariam o aparecimento dos níveis relacionados com os processos de nivação em vertentes ao abrigo dos ventos dominantes ¹⁴.

A actual inexistência de materiais de cobertura correlativos dos níveis, óbice apresentado por alguns geomorfólogos para negar a génese crionival da forma, parece dever-se, por um lado, às solifluxões e escorrências do período de degelo, as quais provocavam a limpeza e o ordenamento dos materiais (daí o aparecimento de formas de vertente convexo-côncavas entre os níveis) e, por outro, às condições climáticas propícias à erosão dos materiais no Holocénico. Mas, a convicção da existência de materiais de cobertura prende-se essencialmente com dois factores ligados à actual diferença morfológica dos níveis, em especial do dos 1050 metros, em relação aos restantes.

¹⁴ J. L. DAVIES (ob. cit) sistematiza, mesmo, os processos e formas de nivação, numa situação intermédia entre os domínios glaciares e periglaciares, o que pareceria razoável na superfície culminante da serra da Freita, visto estas formas aparecerem abaixo do limite altitudinal dos glaciares e em limite confuso entre os limites nivais e periglaciares.

Assim, e embora o nível dos 1050 metros tenha sido afectado pela macrogelifracção, a importância deste processo foi pequena, pelo que a direcção das juntas de diaclasamento, reflectem essencialmente a acção da tectónica (NNE-SSW). O mesmo não se verifica com os níveis inferiores (1030 e 1015 metros), onde os vestígios de uma intensa gelifracção são bem visíveis com as direcções das juntas a apresentarem-se confusas, fugindo à direcção preferencial da tectónica, o que, sem uma cobertura dos materiais, não seria possível (Fig. 7). Um outro factor prende-se com a existência de microformas nos granitos (oriçangas e nervuras), as quais apresentam diferente distribuição nos vários níveis: a exploração destas formas pela erosão química processou-se, no caso da serra da Freita, em função dos domínios actual e subactual, necessitando, para que tal exploração se verifique, da inexistência de materiais de cobertura (LAGASQUIE, ob. cit.), o que terá acontecido prematuramente no nível mais elevado. Assim, e contrariamente ao que se verifica nos níveis mais baixos, o número de oriçangas e nervuras é muito elevado, deixando antever o desaparecimento da cobertura de materiais mais rapidamente do que nos níveis crionivais.

Somos, deste modo, levados a pensar que os níveis do vale de Albergaria da Serra poderão ter a sua origem em tempos terciários, mas apresentando-se o retoque crionival como fundamental para a sua manutenção e melhor nivelamento. Assim, à diferente reacção dos materiais perante a alteração química, nos períodos quentes, corresponderia uma diferente reacção à crioclastia, nos períodos frios.

Ao apresentarmos as formas de génese nival como contemporâneas das formas glaciares e conseqüentemente ligadas ao pleniglaciário superior würmiano, referimos a importância da crioclastia no desenvolvimento destas formas, a qual, vai apresentar, como resposta directa nas vertentes, todo um conjunto de depósitos de significativa importância para a compreensão da evolução do modelado, no período frio würmiano.

Um desses depósitos¹⁵ corresponde à sequência de depósitos estratificados de vertente por nós apresentada anteriormente, a qual parece ser incompleta, à luz da descoberta de outras sequências. É, o que se verifica nas vertentes do vale de Bouceguim, em especial na vertente com exposição a Norte (Fig. 8-B) onde, sobre os depósitos interglaciários, vai aparecer uma série de sequências de depósitos estratificados de vertente culminada pela sequência do vale de Janarde (Fig. 8-A), a mais característica dos nossos anteriores trabalhos (ROCHETTE CORDEIRO, 1985 e 1986-A). Esta, caracte-

¹⁵ Em trabalhos anteriores, os depósitos estratificados de vertente eram designados por «grèzes» ou «groizes».

rizada pela existência, na sua base, de macrogelifractos, com blocos de xisto de tamanho superior a 20 cm (ho), sofreria uma evolução até ao momento solifluxivo tardiglacial (J) de duas fases de gelifracção, diferenciadas, não só pelas dimensões dos gelifractos, onde o primeiro momento (H) apresenta

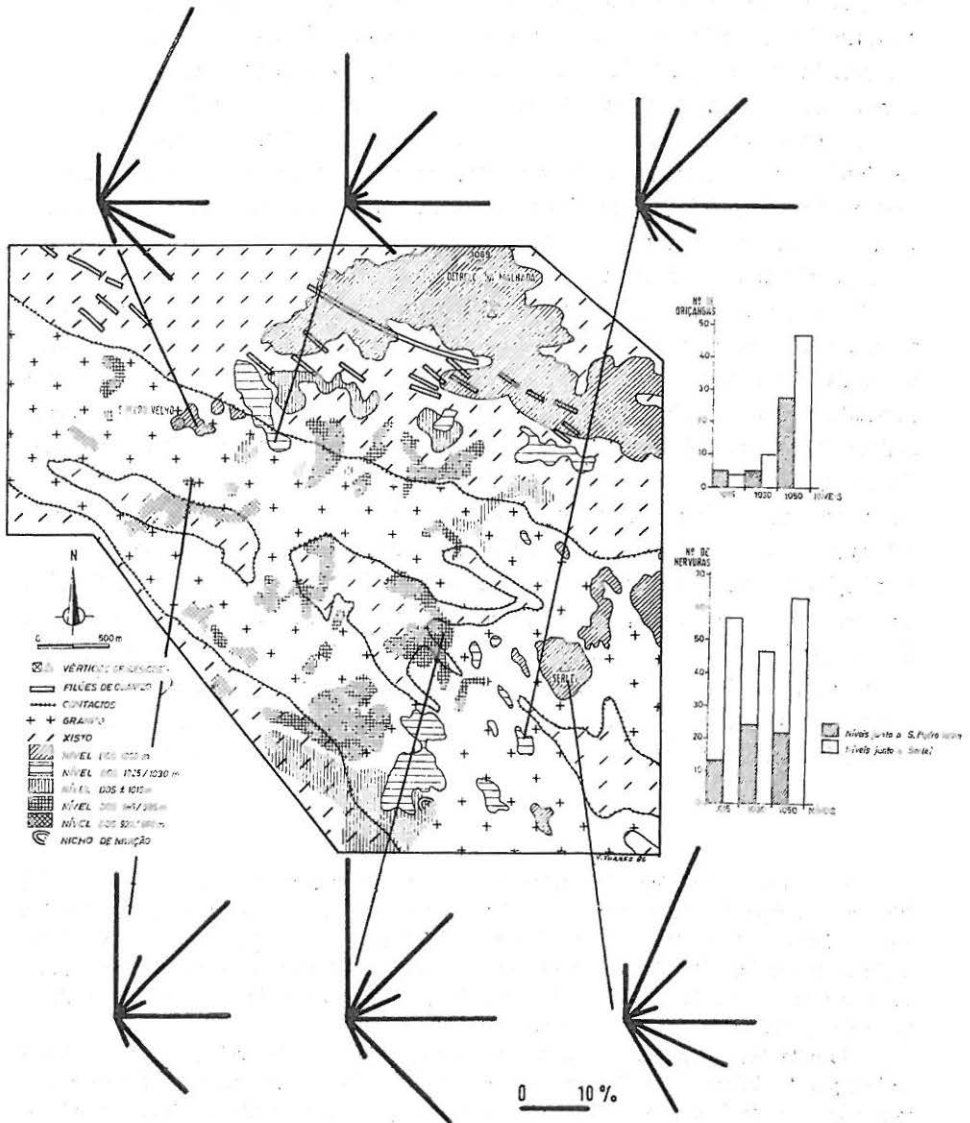


FIG. 7 — Orientações preferenciais das juntas de diaclasamento e número de orichans e de nervuras nos diferentes níveis da superfície culminante.

os de maior dimensão, mas também pela percentagem de materiais argilosos que, no segundo momento (I), é superior, denunciando uma evolução climática que pensamos ser bem definida.

Parece corresponder a esta sequência de depósitos estratificados de vertente um período extremamente importante na modelação das vertentes de xisto desta região, o qual deverá estar em consonância temporal, em especial nas fases de características secas (ho e H), com as formas glaciares das serras portuguesas (Estrela, Peneda-Gerês e Cabreira). Contudo, nas vertentes com exposição a Norte, sob esta, vão-se encontrar, outras sequências de depósitos estratificados de vertente, como se pode verificar no vale de Bouceguim (Fig. 8-B), onde vão existir duas com disposição semelhante (fase seca seguida de um aumento progressivo da humidade), salvo, na espessura e características do depósito dos momentos mais húmidos.

Porém, nas vertentes com exposição aos quadrantes de Sul (Fig. 8-C), toda a estrutura se modifica, não se encontrando as duas primeiras sequências, as quais dão lugar, sob a sequência de estratificados de vertente final, a um depósito de características do tipo «escoada lamacenta», constituído essencialmente por crioclastos de xisto, envoltos por abundante matriz argilosa. Somos então levados a colocar a hipótese da existência de um aquecimento, de certo modo significativo no interestádio superior (?), o qual, quando reforçado por uma maior exposição aos raios solares, provocaria a movimentação e total desaparecimento das sequências de depósitos estratificados de vertente anteriores à última glaciação. Aliás, a possível existência de um período menos frio, com características de certa aridez, numa fase intermédia do Würm (o qual, se apresentaria reforçado pela exposição nas vertentes do Maciço da Gralheira), foi apresentado para a área de Condeixa, por F. REBELO, (1981) e F. REBELO, L. CUNHA e ROCHETTE CORDEIRO, 1986¹⁶.

¹⁶ A análise dos depósitos estratificados de vertente, em trabalhos anteriores, foi feita sob a perspectiva das concepções «climatistas» dos «ciclotemas» onde a cada alternância de climas contrastados correspondia um «ciclotema» (GUILLIEN, 1964). Hoje em dia, a génese destes depósitos é apresentada de um modo complexo como uma relação conjunta entre as alternâncias da escorrência-lavagem (acção dominante), da produção de gelifracos e de episódios de gelifluxão (FRANCOU, 1986).

No entanto, nos perfis analisados nas vertentes da serra da Freita, se por um lado a designação de Würm I e II (??) para os depósitos inferiores würmianos e a ideia da passagem gradual da fase seca (pleniglacário superior) para o momento solifluxivo (tardiglaciar) terão de ser revistas, por outro lado algumas ideias se mantêm. A existência de um momento mais quente que parece ter provocado as escoadas lamacentas no interestádio superior wurmiano (correlativas dos ravinamentos de Condeixa e do paleosolo que lhe

À apresentação deste esquema, cuja base gira em torno das condições de frio e da existência de maior ou menor humidade, as quais se reflectiam nas características dos depósitos, desde logo se pode replicar com a importância das características litológicas das rochas na reacção ao frio¹⁷. Porém, a influência será nula quando analisada numa vertente de xisto de igual grau de metamorfose, como é o caso da vertente esquerda da ribeira do Paivô (Vale do Bouceguim), o que deixa antever toda uma relação essencialmente feita em função da intensidade do frio. Deverão ser, deste modo, a intensidade do frio e a quantidade de água no solo, as principais razões que explicam os diferentes tamanhos dos gelifractos, com um período mais frio e seco a provocar macrogelifractos sem materiais argilosos e um período menos frio e húmido a provocar o contrário.

Contudo, nem toda a superfície da área em estudo se encontra talhada em rochas xistosas, pelo que os factores apontados nestas para a gelifracção vão ser reforçados por outros, quando da análise nas rochas granitoides. Os diferentes graus de coerência e de porosidade vão provocar diferentes reacções da rocha à gelifracção, apresentando esta porosidade uma fraca eficácia nas superfícies sãs, visto a porosidade ser baixa e a resistência mecânica elevada. O ataque seria, então, feito essencialmente nas diaclases e zonas de fragilidade tectónica, através da infiltração da água na estação menos fria. A acção da gelifracção seria reforçada sempre que existissem areias de alteração¹⁸, as quais, serviriam de materiais para o armazenamento de água, actuando posteriormente o gelo na superfície da rocha com maior eficácia. Este tipo de acção provocaria normalmente uma macrogelifracção, a qual se encontraria na origem da quebra de blocos de «Tor», observáveis na vertente norte após a exumação subactual, bem como de toda a paisagem crionival dos níveis da superfície culminante. Sem os materiais de cobertura, a superfície rochosa, iria ser afectada essencialmente pela microgelifracção, que provocaria a descamação e arenitização, levando por isso a um enriquecimento em areias e argilas facilitando a posterior acção da macrogelifracção. Nos mesmos granitos, o tamanho dos gelifractos,

está sobrejacente — F. REBELO, 1981), separa os depósitos estratificados de vertente do pleniglaciário superior, dos pertencentes aos pleniglaciários inferior e médio.

¹⁷ No que se refere aos xistos ou rochas xistosas, temos de ter em atenção o diferente grau de metamorfose, que, em condições de idêntica eficácia do frio, provoca diferentes tipos de gelifractos, com os de maior dimensão a estarem ligados às rochas mais metamorfozadas.

¹⁸ Estas areias podem ser de origem periglaciária, ou, mesmo, herdadas do interglaciário Riss-Würm cujas características seriam quentes e húmidas.

varia do mesmo modo que nos xistos, mas a intensidade e eficácia do frio não são tão nítidas. Porém, um depósito correlativo dos depósitos estratificados de vertente aparece, nas vertentes graníticas (vales de Coelhoira e de Albergaria da Serra), sob o depósito solifluxivo tardiglaciário, com as características de areias «litées», apresentando uma composição mineralógica onde a presença dos feldspatos em perfeito estado de conservação é significativa e onde os valores percentuais da ilite são superiores a 80%.

Ao referirem-se os depósitos estratificados de vertente tanto em granitos como em xistos, a acção da gelifracção tem de ser aliada à movimentação dos materiais, em função de um determinado declive. Porém, a montante dos materiais movimentados, a fonte de alimentação desses gelifracções, apresenta formas diferenciadas, consoante os materiais rochosos em que são talhadas as vertentes e que, tanto podem apresentar-se sob a forma de barras rochosas, quando ligadas aos filões de quartzo, como de xistos runíformes (a evolução terá sido efectuada em domínio subactual) ou de «Tor» de origem periglaciária nos granitos¹⁹.

Estas formas e depósitos, apresentariam no momento anterior ao Tardiglaciário würmiano, uma distribuição generalizada de carácter regional, a qual, na actualidade, não se encontra em perfeito estado de conservação, senão em condições topográficas bem definidas. O seu desaparecimento deve-se à existência de um momento solifluxivo ligado ao aquecimento tardiglaciário, por nós já apresentado (ROCHETTE CORDEIRO, 1985) bem como por outros autores (F. REBELO, 1985, e A. B. FERREIRA, 1985), o qual terá englobado grande parte dos materiais destacados por crioclastia dos períodos anteriores.

Este período de intensa modelação, que provocou o regularizar de grande número de vertentes e o entulhar dos fundos de vale, apresenta diferentes características consoante a variação dos factores que lhe estão na base. As diferenças, tanto morfoscópicas como granulométricas, que se verificam, são motivadas por factores muito variados, que vão desde o material rochoso que lhe está subjacente até à sua posição em relação ao curso de água, passando pelos diferentes declives ou mesmo pela exposição aos raios solares.

A relação posicional com os cursos de água é determinante para a diferenciação significativa entre os depósitos de vertente e os de fundo de vale.

¹⁹ A existência na bibliografia anglo-saxónica de duas formas com a mesma designação, mas de génese e morfologia diferentes, levou à necessidade de diferenciação através da designação do domínio morfogenético actuante. Assim, os «Tor» de génese tropical, de dimensões métricas e com os seus elementos sob forma arredondada, são muito diferentes dos de dimensão centimétrica com elementos angulosos dos «Tor» de génese periglaciária.

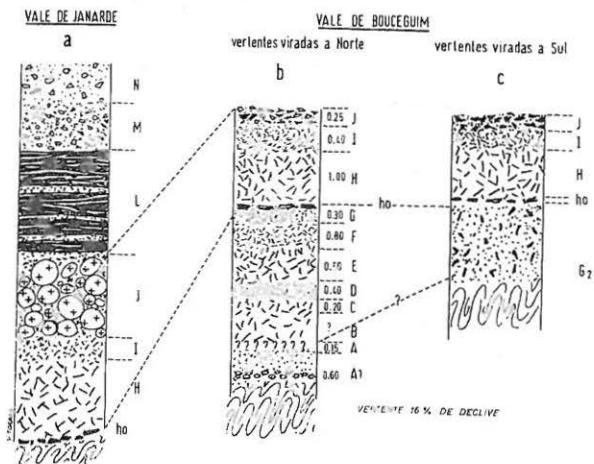


FIG. 8 — Colunas Estratigráficas

- A — Areias graníticas.
- A¹ — Depósito tipo fluvial com calhaus arredondados.
- B — Depósito estratificado de vertente de características secas — macrogelifracção.
- C — Depósito estratificado de vertente de características húmidas — microgelifracção.
- D — Material fino, essencialmente argilas.
- E — Depósito estratificado de vertente de características secas — macrogelifracção.
- F — Depósito estratificado de vertente de características húmidas, com grande enriquecimento em matriz fina na sua fase final.
- G¹ — Material fino, essencialmente argilas, tonalidades avermelhadas no nível superior.
- G¹ — Escoadas de lama.
- h¹ — Grandes blocos de xisto — macrogelifracção.
- H — Depósito estratificado de vertente de características secas — macrogelifracção.
- I — Depósito estratificado de vertente de características húmidas-microgelifracção.
- J — Depósito solifluxivo tardiglaciár.
- L — Turfeira.
- M — Depósito de características solifluxivas subactual.
- N — Depósitos actuais de vertente.

Nos primeiros, um dos factores fundamentais, é o material em que se encontra talhada a vertente, visto este dar origem a diferentes cambiantes do depósito, consoante se encontra em granitos, xistos ou quartzitos, o que não se verifica nos segundos, onde os materiais do depósito podem relacionar-se com vertentes situadas a montante (no caso do depósito de fundo do vale de Bouceguim encontram-se blocos de granitos, cuja fonte de alimentação se encontra a alguns quilómetros para montante). Assim, com a alimentação feita pela gelifracção diferencial no período anterior, que provocara gelifracções de diferentes dimensões, em função dos diferentes materiais, e com a acção do período húmido contemporâneo, a provocar diferentes percentagens de argilas, os depósitos terão de apresentar diferentes características.

No entanto, aliado ao material rochoso e ao posicionamento em relação aos cursos de água, encontra-se outro factor cujos diferentes valores reais vão provocar diferentes velocidades e, conseqüentemente, diferentes facies de depósito. Referimo-nos ao declive das vertentes. A maior ou menor velocidade da movimentação relacionada com o declive, vai originar em vertentes de xisto com declives razoáveis depósitos do tipo solifluxivo comum, idênticos aos apresentados por TRICART e CAILLEUX (ob. cit.) e LAGASQUIE (ob. cit.), para os «comboios de blocos», enquanto que, em vertentes de xisto pouco metamorizado e com declives mais atenuados (à volta dos 17°), encontram-se depósitos com características de «creep», sob a forma de «comboios de pedras».

No primeiro caso, os blocos destacados por macrogelifracção no pleni-glaciário superior vão apresentar-se embaladas por abundante matriz fina, movimentando-se em posição sensivelmente paralela a uma superfície «razoi-rada». A génese desta encontra-se intimamente ligada ao congelamento do solo até determinada profundidade, apresentando-se, assim, como testemunho destas acções, sempre que o depósito se encontra parcial ou totalmente desmantelado pelos processos morfogenéticos posteriores.

Apresentando-se estas cambiantes dos depósitos de vertente ²⁰ como

²⁰ Embora as cambiantes referidas no texto se refiram, unicamente, às vertentes em xisto, nas vertentes em granitoides verifica-se sensivelmente o mesmo, mas não de uma forma tão nítida. A já referida reacção dos materiais à gelifracção, ou mesmo a diferente cobertura por parte de materiais anteriores, provocou acção diferenciada em relação ao processo morfogenético, levando à formação de «comboios de blocos» (pouco nítidos) ou mesmo de depósitos compostos unicamente por matriz fina, sob a forma de «solifluxões de areia, silte e argilas». No entanto, mesmo não sendo os depósitos em granitoides tão nítidos, a sua importância geomorfológica é demonstrada facilmente pelo verificado entulhamento de valeiros secundários cujo melhor exemplo é o da ribeira de Gondim, no alvéolo de Arouca.

importantes factores de modelação, regularizando mesmo a grande maioria das vertentes da serra da Freita, vão ser os de fundo de vale, além de importantes no modelado, espectaculares. De acordo com o já referido por NONN (ob. cit.) e G. COUDÉ-GAUSSÉN (ob. cit.) estes depósitos heterométricos (grandes blocos dispostos de forma caótica, envoltos por abundante matriz fina), provocaram, na área, o entulhamento dos vales e valeiros que, quando bem conservados, como é o caso dos valeiros da superfície culminante (Coelheira, Candal, Tebilhão e Albergaria da Serra) e, em função da má drenagem que provocam, são uma das componentes genéticas da formação holocénica sobrejacente.

Estes porém, quando ligados aos cursos de água mais importantes (rios Paiva e Paivô), encontram-se, nos nossos dias, bastante erodidos, sendo responsáveis nas margens côncavas dos meandros, por grandes concentrações de blocos graníticos, contrárias ao normal da dinâmica fluvial. A possível dinâmica mista (solifluxiva e fluvial) é por vezes realçada, em virtude das vertentes no local serem talhadas em xisto, mostrando claramente que os materiais terão sido transportados em condições que não as actuais (os cursos de água não têm, tão pouco, competência para os erodir), e levando, por isso, a colocar a hipótese de que alguns destes vales, se terão comportado no tardiglaciár, como grandes corredores de avalanche solifluxiva. A importância desses corredores é facilmente demonstrada pelo cone final encontrado no vale de Bouceguim, cujo terminus abrupto, apresenta altura superior a 6 metros, e que provocou o desaparecimento, a montante da forma, dos depósitos baixos anteriores.

As vertentes no holocénico

A modelação das vertentes da serra da Freita, desde o Pleistocénico superior até ao início do Holocénico, terá sido conseguida essencialmente por relações entre a meteorização nos períodos mais frios e o transporte nos momentos de aquecimento que se lhes seguiam, provocando deste modo a existência de uma ampla cobertura, composta essencialmente por depósitos de características solifluxivas (ROCHETTE CORDEIRO, 1986-B). Aliás, foi sobre o importante depósito solifluxivo tardiglaciár de fundo de vale, ligado às condições de má drenagem por ele provocadas, aliado a condições climáticas propícias (temperado húmido?) reforçadas pelo factor altitude e por uma importante acção antrópica, que se formaram os depósitos escuros, por nós designados de turfosos, que marcam a passagem aos depósitos holocénicos ²¹.

²¹ Após uma análise macrocópica, mais profunda, do depósito, é nossa opinião tratar-se de um depósito cuja origem se encontra intimamente ligada a uma importante

Estes depósitos escuros, que apresentam, por vezes, espessuras significativas (1,5 metros), encontram-se a separar nos valeiros da superfície culminante, segundo hipótese dedutiva de localização temporal, por nós apresentada (ROCHETTE CORDEIRO, 1985) com base nas datações de depósitos do mesmo tipo apresentados por NONN (ob. cit.), JANSSEN e WOLDRINGEN (1981) e G. COUDÉ GAUSSEN (ob. cit.), os depósitos würmianos dos depósitos mais recentes (tempos históricos). Esta hipótese, que em nossa opinião continua a ser a mais lógica (pelo menos até ao final do estudo completo dos depósitos), representaria o início provável de formação no Pré-boreal (ou mesmo antes) e o seu término, já em tempos históricos recentes (provavelmente no primeiro milénio da nossa era).

Dos depósitos recentes, e em relação directa com os solos turfosos, o mais importante por nós considerado, é o subactual de características solifluxivas (A. M. ROCHETTE CORDEIRO, 1985). Terá apresentado uma cambiante de vertente, ainda hoje observável em vertentes de exposição a norte, e outra, de fundo de valeiro, que se apresentaria sob a forma de «torrentes de lama e quartzo». Estes depósitos, compostos essencialmente por uma matriz argilo-arenosa escura, que envolvia crioclastos de quartzo e xisto, devem a sua formação a um aquecimento relativo verificado provavelmente após o momento de frio medieval (?), momento este que terá estado, em altitude, na origem de processos morfogenéticos periglaciares, os quais terão provocado o aparecimento de várias formas periglaciares atenuadas.

As condições climáticas existentes nesse curto lapso de tempo terão sido as responsáveis não só pelo destacamento de crioclastos de xisto e quartzo envolvidos no depósito posterior (os quais em situações de declive mais acentuado, estiveram também na origem das escombrelas de gravidade e das avalanches rochosas especialmente em granitos), como da formação dos «Thufur», em áreas ocupadas por solo turfoso espesso (superiores a 70 cm) e de declives pouco acentuados (0 a 5°), ligados à acção das variações de volume do estado hídrico do solo e à maior ou menor rapidez da fusão do gelo. Em vertentes de declives inferiores a 25°, com cobertura do depósito turfoso, vão-se encontrar cicatrizes de arranque e lobos de solifluxão, cuja génese se encontra ligada à crioturbação.

Outras formas, de origem periglacial atenuada, ligadas essencialmente à crioturbação encontram-se na superfície culminante, relacionadas com

acção antrópica, a qual terá provocado a destruição de grande parte da vegetação tardio-würmiana. Encontra-se, porém, esta hipótese, sujeita a confirmação, pelo que o estudo do depósito, actualmente em realização, deverá ser de importância decisiva para a classificação destes solos.

solos de figuras geométricas. Movimentações de componente vertical e horizontal, provocaram o aparecimento de esboços de «círculos de pedras» em declives de 0 a 2º do vale de Tebilhão.

Após o aquecimento relativo no final do período medieval, com a formação do depósito de características solifluxivas, o clima terá entrado numa fase de intensa acção erosiva. A relação alteração/transporte seria então fortemente favorável ao segundo conjunto de processos, provocando, por um lado, a destruição parcial ou total dos depósitos e, por outro, uma nova alteração da rocha exumada. Deste modo, os mais importantes factores de modelação, são os agentes erosivos ligados a um domínio morfodinâmico onde a interacção sazonal das massas de ar, polares e tropicais externas, é determinante. A forte componente mediterrânea do clima actual (S. DAVEAU, 1977 e F. REBELO, 1981), ao enquadrar-se, de certo modo, no sub-sistema mediterrâneo de WILSON (influências dos «C.P.S.» temperado húmido e semi-árido ou árido levar a que, numa sistematização dos agentes modeladores, a água se apresente ainda como o agente mais relevante²². Assim, a acção da água pode verificar-se através da alteração mecânica e química ou do transporte nos cursos de água e nas vertentes. Neste último caso, o transporte pode tomar aspectos de movimento de partículas sob a forma singular ou de conjunto, à superfície ou em profundidade. Deverá então, este elemento, ser analisado em função da importância primordial do estudo das vertentes actuais e subactuais tendo, no entanto, em conta o papel de alguns factores que modificam as condições normais (temperatura, evaporação e a própria cobertura vegetal existente).

Se é na evacuação dos materiais que a água apresenta uma maior importância, na alteração ela é também fundamental, tanto nos processos físicos como químicos, apresentando-se a temperatura como factor relevante para o desencadear dos diferentes processos. É, assim, que, para este domínio, se referem como processos dominantes, além da termoclastia, cuja possibilidade de existência é pouco provável, pelo menos na área em estudo, a crioclastia, cuja eficácia geomorfológica nos parece hoje em dia, reduzida, mas cuja possibilidade é de encarar, não só pela altitude a que se encontra a superfície culminante, mas, principalmente, pelo aparecimento de formas actuais que a justificam (algumas das escombreyras de gravidade e os xistos ruiformes). A existência de um grande número de dias com temperaturas negativas (normalmente acima dos 120) e com formação de geada

²² Na situação da serra da Freita, as influências do subsistema vão ser condicionadas, tanto pela altitude como pela situação latitudinal, que leva a que os períodos de influência sejam desiguais.

(normalmente acima dos 40 dias) no inverno, deverão possibilitar nos locais onde não há vegetação, uma microgelificação, quer nos granitos, onde em especial nos invernos mais rigorosos favorece o aparecimento de uma pequena película de areias, quer nos xistos pouco metamorizados, onde a acção do gelo e da geada provoca o aparecimento de gelifractos, de tamanhos milimétricos ²³.

Mas é na acção da alteração química, nas áreas graníticas da superfície culminante, que a associação água/temperatura se efectua mais significativamente. O aparecimento de numerosas formas de pormenor, nos níveis da superfície culminante, em especial nos dos 1050 metros, localizados em superfícies rochosas de reduzido declive (oriçangas e nervuras) ou de inclinação vertical («tafoni»), alvéolos em «ninho de abelha» e caneluras), deixa antever uma erosão química de carácter pontual, em função da humidade e das temperaturas existentes, sempre que a superfície se encontre desprovida de materiais de cobertura.

Apresentando-se as oriçangas, com a sua forma de pequenas e médias bacias, sem ligação aparente á estrutura, já as nervuras e as caneluras apresentam-se ligadas directamente quer às redes de fracturas da rocha quer às diferenciações petrográficas da própria rocha, oferecendo por vezes, um quadrículado de dimensões métricas. Sem a distribuição espacial e o desenvolvimento das formas anteriores, encontram-se esboços de «tafonis» e de alvéolos em «ninho de abelha» ligados à superfície rochosa abrigada dos ventos dominantes o que do ponto de vista genético deixa excelentes perspectivas para a compreensão destas formas.

Embora o modelado de pequena escala em granitoides, seja por demais estudado por extensa bibliografia temática (se bem que a sua génese se mantenha controversa), algumas formas existentes nos níveis dos 1030 e 1050 metros são pouco comuns e por isso se encontram em estudo. A génese dessas microformas, que parece estar ligada aos processos de alteração química, deixa antever toda uma influência da orientação, relacionada com os quadrantes oeste e sul, em especial com sudoeste. Assim, parece existir uma acção conjunta da exposição, ligada, por um lado, aos ventos húmidos que se deslocam do Oceano Atlântico para oriente (o Oceano dista pouco mais de 30 km da serra da Freita, sendo esta, o primeiro relevo significativo que as massas de ar encontram no seu trajecto para oriente) e, por outro,

²³ Nos xistos de metamorfação média, a crioclastia no inverno aparece associada à dessecação intensa das argilas no período seco e à hidratação provocada pelas chuvas outonais levando a que, através dos aumentos de volume, se verifique a evolução das formas de aspectos ruiniformes.

aos raios solares, em especial nos momentos do dia em que as temperaturas são mais elevadas. É, assim, a conjugação da humidade e das temperaturas elevadas que vai estar na origem não só das «caneluras em labirinto» (Fot. 1),

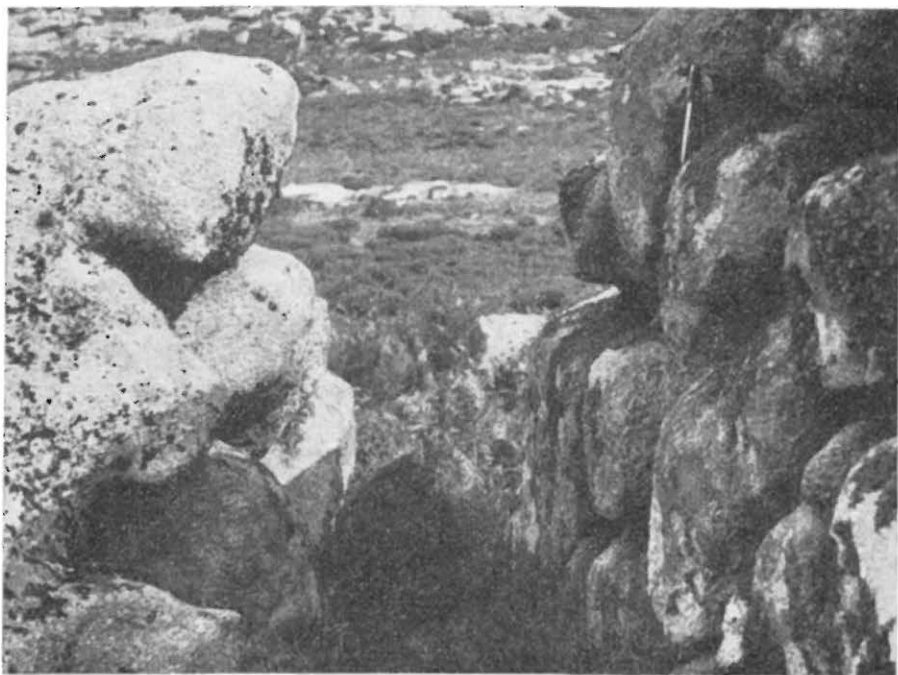


Foto 1 — Caneluras em Labirinto — Vale de Albergaria da Serra.

como das restantes formas graníticas, ligadas à alteração química (o estado incipiente dos «tafonis» e alvéolos em «ninho de abelha» apresenta-se como reforço desta hipótese), o que denuncia a estrita ligação ao subsistema mediterrâneo, onde as temperaturas do Verão são fundamentais para o desencadear de todo o processo ²⁴.

²⁴ Apresentando-se a génese das formas, essencialmente, ligada à alteração química, na evolução, elas podem sofrer a acção quer de processos mecânicos quer bióticos. Assim, no período mais frio, após a ocorrência de chuvas, ou mesmo só da acumulação da humidade transportada pelas massas de ar, existe a possibilidade da passagem da água líquida a gelo em função das temperaturas negativas, provocando uma microgelifracção nos granitos. Por outro lado, durante largos períodos, e relacionada com a existência de musgos e líquens

Apresentando-se a água como agente erosivo relevante no que respeita à meteorização, ela vai, de facto, adquirir um papel fundamental nos processos de transporte quer à superfície, quer em profundidade. Contudo, o primeiro factor de movimentação deriva da acção da gravidade, determinante para o aparecimento, nas vertentes graníticas com declives superiores a 45°, de escombrelas, algumas colonizadas, muitas não colonizadas pela vegetação, o que pode significar a existência de duas gerações de escombrelas²⁵.

Verificada a importância da água na modelação actual, terá de ser efectuada uma análise de distribuição e intensidade das precipitações. O valor total destas tem pouco significado (2580 mm em média em Arouca/S. Freita). É preciso conhecer toda uma série de acções sazonais que estão intimamente ligadas às características do domínio actual.

Assim, da análise dos regimes pluviométricos do período compreendido entre os anos de 1959 e 1971²⁶, conclui-se que, em condições normais, existem três momentos durante o ano em que a precipitação tem acção primordial no transporte das partículas. O primeiro, no início do ano hidrológico, é o período das chuvas após período seco, com valores de certo modo significativos nos meses de Setembro e Outubro, os quais aliados à intensa dessecação dos materiais de cobertura motivada pela evaporação do período seco, vão provocar uma forte acção erosiva. Um outro período é o Inverno, como é lógico, pela existência de quantitativos elevados de precipitação mensal (por vezes superiores aos 600 mm) e em que o número de dias com precipitação superior ou igual a 10 mm é elevado, o que leva a que este período seja o mais importante momento da acção de transporte. O último, e, com menor significado na movimentação das partículas, é o da Primavera ao qual, após a existência, por vezes, de um curto período seco, em que a evaporação se pode fazer sentir, se seguem chuvas (as chuvas de Maio e Junho da serra da Freita dos anos de 1958, 1961, 1963, 1964, 1966 e 1967) cuja intensidade é significativa, provocando assim novo desencadear do processo.

É, deste modo, em função dos três períodos de mais forte acção erosiva, que se encontra a acção dos diferentes processos de transporte, dos quais,

no interior das diferentes formas, existe uma maior rapidez de evolução, motivada, conjuntamente com a temperatura e a água, pela libertação de ácidos orgânicos.

²⁵ Se a existência de duas gerações de escombrelas nos parecia evidente, o mesmo não se passa com a origem dos gelifractos que as compõem, devendo colocar-se duas hipóteses para a origem: ou essa remobilização dos gelifractos das escombrelas de primeira geração, ou a crioclastia subactual dos granitos, podendo mesmo verificar-se a conjugação de ambas as hipóteses.

²⁶ Do posto meteorológico Arouca/S. Freita, apenas existem os dados dos referidos anos.

o primeiro, ligado também à acção da gravidade, encontra-se numa relação estreita com as características da gota de chuva caída. Assim, o resultado do impacto das gotas de água («splash»), por acção da força cinética, vai provocar uma movimentação de partículas, tanto para montante como para jusante, reforçada pelas condições de dessecação, tanto das argilas dos materiais de cobertura como das rochas brandas, o que leva a que seja o período de Setembro e Outubro aquele em que se observa a fase de maior eficácia do processo (embora a importância seja relativa). Porém, existem factores que alteram essa mesma eficácia, como seja o que se verifica com a influência do declive da vertente, que pode provocar uma maior ou menor amplitude do movimento para jusante, ou com a influência do revestimento vegetal da vertente, na diminuição dos efeitos do impacto da gota, devido ao amortecimento ²⁷ (nos espaços densamente cobertos pelas gramineas dos solos turfosos, o movimento das partículas é quase inexistente).

Após o impacto das gotas de água, que provoca a desagregação dos materiais ou a separação das partículas dos depósitos, encontram-se criadas as condições de base para o desencadear de um movimento, cujas características foram já apresentadas para vertentes do centro-norte litoral por F. REBELO (1967): o «creep».

Assim, nas vertentes da serra, em especial nas mais elevadas da parte norte e com declives entre os 18 e os 25º, é observável uma movimentação individual das partículas, a qual resulta da expansão e retracção dos materiais, por acção das relações dessecação/hidratação e gelo/degelo, ao longo dos últimos tempos ²⁸. Conjugados à acção da gravidade, estes processos provocam uma movimentação proporcional ao declive e à permeabilidade do solo.

Os grandes movimentos colectivos, deslizamentos e desabamentos, embora sejam possíveis, não são observáveis, visto que as áreas propícias a estes processos, são utilizadas pelas populações, o que leva a que, quando se verificam, sejam rapidamente rearranjados. Encontram-se, deste modo, mais facilmente os pequenos movimentos de origem antrópica, ligados tanto à abertura de estradas como aos desbastes e reflorestação, verificados, em especial, após os grandes incêndios que têm flagelado a área.

²⁷ Por vezes, após um amortecimento inicial por parte da vegetação, a acção sai reforçada pelo aparecimento de goteiras dos ramos das árvores, devido às dimensões das próprias gotas e ao local de impacto ser sempre o mesmo.

²⁸ A observação é possível tanto através da análise de pinheiros de plantação recente, como dos muros construídos pelo homem. Pensamos, em fase posterior do trabalho sobre a área, calcular a velocidade do movimento nestas vertentes.

As movimentações das partículas, quer sob as formas individuais, quer colectivas, apresentam uma importância relativa quando comparada com as movimentações provocadas pelas águas correntes, as quais vão apresentar, ligada aos períodos de precipitação atrás referidos, uma eficácia geomorfológica elevada. Se, por um lado, os períodos outonal (com maior eficácia) e primaveril (menor eficácia) estão favorecidos pela evaporação anterior, a qual fornece terreno propício à acção erosiva, quer da escorrência difusa, quer da concentrada, pelo outro, é no período invernal, motivado pelas elevadas quantidades de precipitação que o caracterizam, que existem condições preferenciais para a eficácia da escorrência.

Foi como resultado dessa escorrência que se verificou a exumação dos «tors» e «caos de blocos», dos materiais alterados nos períodos quentes (aí incluídos os interglaciários) e do período frio würmiano.

No entanto, vão encontrar-se outras formas ligadas à dinâmica mista, como sejam as «torrentes de quartzo» resultantes da acção da escorrência difusa em «open work» nas «torrentes de lama e quartzo», de origem periglacial atenuada (subactual), que aparecem sobre os solos turfosos do fundo de vale de Tebilhão. Outra, de distribuição espacial significativa, mas menos espectacular, resulta da mesma acção da escorrência nos depósitos de vertentes solifluxivos subactuais, que, em função da erosão selectiva dos componentes mais finos, para jusante, deixa as vertentes, em especial as de exposição norte, este e sul, pejadas de crioclastos de quartzo.

Por outro lado, existem formas que reflectem não a acção da escorrência difusa, mas sim a da sua componente concentrada, provocando formas, quer individuais, quer colectivas, nos materiais desagregados da base das vertentes ou nas áreas de alterite dos alvéolos de Arouca e Moldes.

Assim, e após o desaparecimento da cobertura vegetal existente, formam-se ravinas, e ravinamentos (estes últimos essencialmente nos materiais pouco consistentes do Pré-cambriaco), segundo os processos de génese e evolução apresentados mais a sul por F. REBELO (1981).

Ligados à escorrência concentrada, mas com características hipodérmicas, aparecem formas nos solos turfosos dos valeiros de superfície culminante, cuja referência na bibliografia geomorfológica portuguesa é praticamente inexistente. São as formas ligadas a sufosão, as quais resultam da circulação das águas, entre as camadas endurecidas pela dessecação dos solos turfosos e os materiais do depósito solifluxivo tardiglacial de fundo de vale. É, assim, através da evacuação dos materiais finos da camada não dessecada (camada inferior) dos solos turfosos, por parte das águas de escorrência hipodérmica, que se originam em função de «paleo-declives», as formas de sufosão em buraco, e em grinalda. (ROCHETTE CORDEIRO, 1987).

Ao referir-se a escorrência concentrada, um outro processo de transporte a montante terá de ser analisado, em função da importância decisiva na modelação pós-würmiana. A importância decisiva existente nos momentos seguintes aos da formação dos depósitos solifluxivos tardiglaciares, demonstrada pelas condições específicas de drenagem (que se encontram na génese e evolução dos solos turfosos) e pela evacuação dos materiais dos depósitos quer de vertente, quer de fundo de vale, é notória. Assim, os cursos de água provocaram, através da energia disponível para o transporte, tanto formas que só se explicam em função de existência de uma dinâmica mista (terraços em depósito solifluxivo, acumulações de materiais nas vertentes côncavas), como de formas de nítida dinâmica fluvial (como sejam, a incisão linear ou todas as formas que lhe estão ligadas — marmitas de gigante, cascatas, pequenas quedas de água ou acumulações de materiais nas margens convexas). No entanto, o realce vai, sem dúvida, para o papel dos cursos de água na evacuação dos materiais dos momentos de forte deposição, o que está na base do grande número de formas de vertentes holocénicas da serra da Freita e, aliado a toda a restante acção da água, dos seus diferentes processos.

Por fim, a referência a um «processo morfogenético» que, embora estando na origem de algumas formas atrás analisadas, vai apresentar individualmente uma importância marcante no modelado holocénico: o Homem.

O factor antrópico, cuja acção, na área em estudo, foi estudado na componente histórica, exaustivamente, após o séc. X da nossa Era (M. H. COELHO, 1977), apresenta-se relevante e vai, do ponto de vista geomorfológico, ter de ser analisado desde o início do Holocénico, já que, como referido, terá estado na origem dos solos escuros da superfície culminante, através de incêndios. Mas é, sem dúvida, com a fundação, nos começos do séc. X, do Mosteiro de Arouca e, em especial, com o seu desenvolvimento económico no séc. XII, por parte dos Cistercienses, que de maneira evidente a acção do homem se tornou mais intensa nas vertentes da área. Ao desbravar e arrotear grandes áreas de vegetação original e de posterior cultivo, conjugam-se as duas condições principais que estão na base da marcante eficácia erosiva dos períodos subactual e actual: as condições climáticas temperadas de base mediterrânea e o desaparecimento de cobertura vegetal provocada pelo homem (F. REBELO, 1981), o que permitia uma mais fácil concentração da escorrência. No entanto, a acção deste factor, verificou-se ao longo do período que decorre desde o séc. XIII, até aos nossos dias (em especial no último século), através de incêndios que destruíram nas últimas décadas grande parte da vegetação e da posterior reflorestação, a qual, feita de modo impensado, através de degraus construídos por máquinas de terraplanagem,

provoca a alteração do declive das vertentes e a desagregação dos depósitos (acelerando todo o processo erosivo das águas de escorrência, deixando grande número de vertentes sem materiais de cobertura. Outras das formas de acção é a instalação de uma agricultura em socacos, a qual alterou de modo significativo a morfologia das vertentes.

Finalmente, numa análise de pormenor das implicações morfogenéticas da acção antrópica nas modificações das condições naturais, salientam-se as alterações do nível de base das vertentes, criadas tanto através da construção de estradas (que o rebaixaram) como da construção de barragens (que o elevaram), mas também as alterações pontuais nas vertentes ligadas à extracção mineira, que tanto provocou pequenos buracos, quando da extracção artesanal de volfrâmio durante a 2.^a Guerra Mundial, como grandes alterações dos perfis das vertentes, quando relacionados com a extracção e acumulação de detritos resultante das explorações industriais.

Conclusão (29)

A evolução das vertentes da serra da Freita apresenta-se, assim, como o somatório de todos os processos morfogenéticos englobados nos diferentes domínios morfoclimáticos, das fases de intensa actividade orogénica, da acção do Homem e da resposta dada pelos materiais litológicos a cada um destes agentes sobretudo durante os tempos terciários e quaternários.

O modelado apresentaria, deste modo, num primeiro e longo lapso de tempo, durante o Terciário, tendência para o aplanamento ou mesmo para a manutenção desses aplanamentos. Foi a fase do domínio tropical, o qual apresentaria sempre temperaturas médias elevadas, mas onde existiria uma variabilidade significativa da humidade, que iria das características tropicais húmidas às áridas.

São os momentos em que se terão verificado as possíveis aplanações paleogénica e miocénica média (A. B. FERREIRA, 1978) ou, mais concretamente das possíveis superfícies de desnudação delas resultantes, representadas na área em estudo, nos níveis da superfície culminante, aos 1 100 metros, e dos 600-650 metros, respectivamente.

Mais tarde, provavelmente no Pliocénico inferior, ter-se-ão formado os níveis da alteração química derivados do nível dos 600-650 metros, que, com as cotas de 450-550 metros, se vão encontrar nas áreas limítrofes

29 Confrontar com esboço geomorfológico em anexo, cuja realização é do ano de 1986.

dos alvéolos. Estes, por sua vez, serão de provável idade pliocénica superior, tendo sido provocados pela relação entre uma alteração química anterior e uma posterior evacuação espasmódica dos materiais.

Durante o Terciário final e na transição para o Quaternário antigo, ter-se-ão verificado os grandes movimentos tectónicos responsáveis pelos deslocamentos das superfícies e, conseqüentemente, pela grande maioria das vertentes da serra da Freita. Ainda no Quaternário antigo, aparece-nos um nível com ligação aos cursos de água, apresentando valores altimétricos de 300 metros, bem representado no alvéolo de Arouca. Este nível, que apresenta um depósito correlativo, de tipo terraço, constituído por grandes blocos de vários materiais, está profundamente ou mesmo totalmente erodido. As dimensões dos constituintes e o nível com altimetria idêntica em ambas as margens, dá a ideia de o nível e o depósito serem posteriores aos grandes movimentos verticais de soerguimento da serra.

A partir deste momento de estabilidade, parece existir um grande hiato no aparecimento de formas e formações na serra da Freita, pois que os depósitos que se seguem cronologicamente parecem ter-se formado já na fase final do Pleistocénico médio apresentando, na base da sequência de depósitos, um de tipo fluvial, que parece testemunhar a fase seguinte ao período glacial rissiano, com clima de características temperadas; e, o outro, cujas características parecem estar ligadas a possível clima quente, de precipitação repartida (interglaciário Riss-Wurm?).

No entanto, é no Pleistocénico superior que existe a grande riqueza tanto de formas como de depósitos, os quais se apresentam com fáceis diferentes consoante os factores que interferem localmente na sua formação.

Deste modo, aparece em vertentes xistosas com exposição a Norte uma série de sequências de depósitos estratificados de vertente que vão desde o depósito estratificado de vertente seco à húmida terminando por leitos, por vezes com uma certa espessura, de materiais argilosos (Fig. 9). Nas vertentes viradas a Sul, o mesmo não se verifica, pois sob a última sequência não aparecem as sequências atrás referidas, mas sim um depósito com características de escoadas lamacentas que envolve, através de uma matriz fina, um grande número de crioclastos (Fig. 9).

O clima deste intervalo de tempo, apresentaria assim, momentos favoráveis a uma gelifracção intensa, desde condições de frio seco a frio húmido, momentos estes que terão estado (pelo menos o frio seco final) na origem das formas sub-nivais da serra da Freita (nichos de nivação e níveis de crioplanação), mas terminando cada um destes momentos com um húmido e menos frio, o qual terá estado na origem das duas últimas sequências de depósitos de características solifluxivas. Se a primeira, situada entre fases

de gelifracção, deverá estar relacionada com exposição aos raios solares, podendo por isso ser colocada, embora sob muitas reservas, no interestádio superior würmiano, o segundo terá sido provocado pelo aquecimento do tardiglacial würmiano (Fig. 9).

O depósito tardiglacial apresenta características que demonstram como se terá provocado toda a movimentação dos materiais anteriores, levando, deste modo, ao desaparecimento quase generalizado dos depósitos estratificados de vertente típicos, nas vertentes. Apenas, se encontram em locais onde a topografia os protegeu.

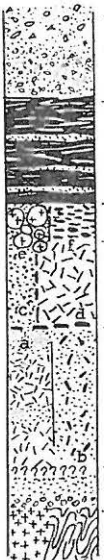
Este depósito apresenta ainda cambiantes conforme a litologia, a exposição ou a sua situação em relação ao nível de base local apresentando assim, grande espectacularidade nos fundos de vale e um aspecto comum nas vertentes. É, na nossa opinião, a formação mais importante no afeiçoamento recente das vertentes do centro-norte litoral português, como o demonstra a sua distribuição espacial.

Sobre a formação solifluxiva tardiglacial formou-se, nos vales mais elevados, um solo escuro, de tipo turfoso, devido à existência, não só de condições de má drenagem e de um clima menos frio (temperado húmido?), mas também da provável acção do Homem, solos estes idênticos aos que têm sido colocados noutras serras do centro e norte litoral da Península Ibérica (JANSSEN e HOLDRINGH, e COUDÉ-GAUSSEN obs. cit.), num período que vai do Pré-Boreal aos tempos históricos. É o momento que se poderá considerar como início das formas e formações holocénicas.

Os solos turfosos na serra da Freita, estão subjacentes a um depósito sub-actual de características solifluxivas, constituído essencialmente por crioclastos de quartzo envoltos por uma matriz fina muito escura, e as formas de periglacial atenuado existente na superfície culminante («thufur», círculos de pedra, lobos de solifluxão) (Fig. 9).

O depósito solifluxivo sub-actual apresenta-se nos nossos dias muito desmantelado, em virtude de o clima apresentar características temperadas de base mediterrânea. São os processos morfogenéticos ligados a este sub-sistema que estão na origem do não aparecimento de novos depósitos, provocando pelo contrário desmantelamento dos anteriores ou, mesmo, o aparecimento de formas ligadas a erosão (ravinações, diferentes formas de sufosão) ou à alteração química nos granitos (oriçangas, nervuras, caneluras) (Fig. 9).

Em conclusão, parecem existir, desde o interglaciário Riss-Würm, pelo menos, três momentos solifluxivos (interestádio, tardiglacial e subactual), dois períodos frios, um com grande importância a nível regional, que provocou formas sub-nivais e várias sequências de depósitos estratificados de

DEPÓSITOS		Formas	Processos morfogenéticos correspondentes	Hipóteses cronológicas
 <p>N - Depósitos actuais</p> <p>M - Solifluxão subactual</p> <p>L - Turfeira</p> <p>l - Níveis de areias graníticas</p> <p>J - Solifluxões em granito (e) Solifluxões em xisto (f) (concentradas em fundo de vale) (em vertente)</p> <p>I - Depósito estratificado de vertente de características húmidas</p> <p>H - Depósito estratificado de vertente de características secas (d)</p> <p>H₀ - Nível de gelifractos</p> <p>G - Nível argiloso (a) Escodas de lama (b)</p> <p>F - Depósito estratificado de vertente de características húmidas</p> <p>E - Depósito estratificado de vertente de características secas</p> <p>D - Nível argiloso</p> <p>C - Depósito estratificado de vertentes de características húmidas</p> <p>B - Depósito estratificado de vertentes de características secas</p> <p>A - Areias graníticas, sem Feldspatos ricas em caulinite.</p> <p>A₁ - Nível de calhaus arredondados</p>		<p>Torrentes de quartzo</p> <p>Sufosão em buraco</p> <p>Sufosão em grinalda</p> <p>Ravinas</p> <p>Torrentes de quartzo "Thüfur"</p> <p>Círculos de pedras</p> <p>Lobos de solifluxão</p> <p>Planícies de inundação estival</p>	<p>Sufosão</p> <p>Alteração química</p> <p>Gelifracção</p> <p>Escorrências</p> <p>Solifluxões</p>	<p>Tempos recentes</p> <p>Idade Média (??)</p>
		<p>Vertentes regularizadas</p> <p>Comboios de pedras</p> <p>Comboios de blocos</p>	<p>Alterações</p> <p>Solifluxões</p>	<p>Pré-boreal</p> <p>Tardiglaciár</p>
		<p>Níveis de crioplanção</p> <p>Nichos de nivação</p> <p>Vales em berço</p>	<p>Gelifracção</p> <p>Nivação</p>	<p>Pleniglaciário superior (?)</p>
			<p>Alteração ?</p> <p>Solifluxões</p>	<p>Interestádio (?)</p>
			<p>Gelifracção</p> <p>Alterações químicas</p> <p>Transporte fluvial</p>	<p>Pleniglaciários médio e inferior (??)</p> <p>Pleniglaciário inferior (??)</p> <p>Interglaciário RISS-WURM</p>

HOLOCÉNICO

PLEISTOCÉNICO

Superior

Médio Final

FIG. 9 — Coluna estratigráfica de correlação.

vertente (pleniglaciários würmianos) e outro com importância relativa, o qual provocou formas de periglaciário atenuado (Idade histórica).

Foram estes momentos, pós-Pleistocénico médio, que, aliados aos processos de erosão do clima sub-actual e actual, afeiçoaram as vertentes existentes no Pleistocénico médio final, as quais, por sua vez eram resultado tanto dos deslocamentos tectónicos das superfícies aplanadas terciárias, como dos períodos de intensa alteração química e posterior evacuação dos materiais do Pliocénico, ou ainda das influências dos períodos quentes existentes nos Pleistocénicos inferior e médio.

(Manuscrito em Setembro de 1987,
revisto em Novembro de 1987)

BIBLIOGRAFIA

a) *Cartografia e Fotografia Aérea*

Carta Corográfica de Portugal, Esc. 1:50 000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral.
Folhas: 13-B, 13-D e 14-B.

Carta Geológica de Portugal, Esc. 1:50 000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
Folhas: 13-B, 13-D e 14-B.

Carta Geológica de Portugal, Esc. 1:500 000, 4.^a ed., 1972, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.

Carta Geológica do Quaternário de Portugal, Esc. 1:1 000 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1969.

Carta Militar de Portugal, Esc. 1:25 000, Serviço Cartográfico do Exército, Lisboa.
Folhas: 144, 145, 146, 154, 156, 164, 165 e 166.

Fotografia Aérea — Voo Americano 1958, escala aproximada 1:26 000, Serviço Cartográfico do Exército, Lisboa.

b) *Trabalhos impressos ou policopiados*

ANDRADE, R. S. — 1983 — «Estruturas circulares e fracturas com base em imagens de satélite Landsat 2» *Estudos, Notas e Trabalhos do Serv. de Fom. Min.*, vol. XXV, fasc. 3-4, Lisboa, pp. 227-245.

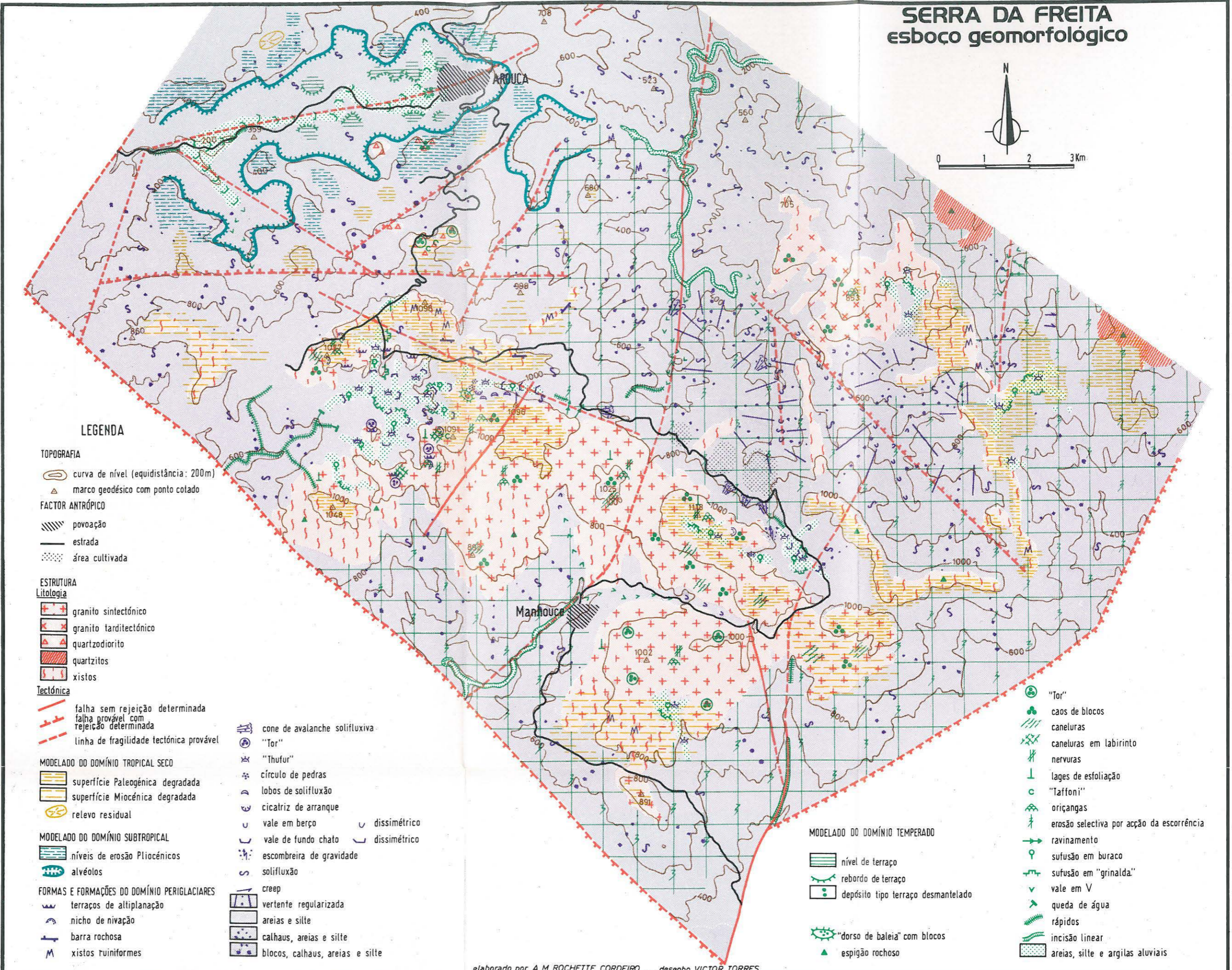
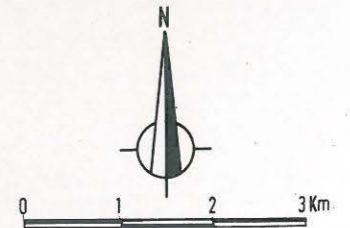
ANTUNES, T. — 1974 — «Vertebrados fósseis da região de Lisboa. Seu enquadramento paleontológico». *III Curso ext. Univ. Ciências Geológicas*, Lisboa, pp. 49-72.

- ASSUNÇÃO e CASTANHEIRA — 1954 — «Un remarquable phénomène de granitisation: la roche granitique à nodules biotitiques de la Serra da Freita, Arouca (Portugal)». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Univ.*, 22, 7.^a Série, Lisboa, 1954.
- BIROT, P. e GABERT, P. — 1964 — *La Méditerranée et le Moyen-Orient, Péninsule Ibérique, Italie*. P.U.F., Paris, 550 p.
- BÜDEL, J. — 1970 — «Pedimente, Rumpflächen und Buckland-Steilhänge», 2. *Geomorph. N.F.*, 14, pp. 1-57.
- CHEVALIER, J. P. e ANTUNES, M. Telles — 1971 — «Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne, VII — Observations complémentaires sur les madréporaires et les facies recifaux». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 2.^a Série-C, vol. XVI, fasc. 2.^o, pp. 291-306.
- COELHO, M. H. — 1977 — *O Mosteiro de Arouca do séc. X ao século XIII*. Centro de História da Universidade de Coimbra.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. — 1981 — *Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude géomorphologique*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, n.^o 5, Lisboa, 254 p.
- DAVEAU, S. — 1971 — «La glaciation de la Serra da Estrela», *Finisterra*, Lisboa, vol. VI, pp. 5-40.
- DAVEAU, S. — 1973 — «Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal», *Finisterra*, vol. VII, Lisboa, p. 5-47.
- DAVEAU, S. — 1980 — «Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos», *Clio — Revista do Centro de História da Univ. de Lisboa*, Lisboa, pp. 13-17.
- DAVEAU, S. e DEVY-VARETA, N. — 1985 — «Gélifraction, nivation et glaciation d'abri de la Serra da Cabreira», *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. I, Lisboa, pp. 75-84.
- DELTELL e ZAPATA — 1985 — «Secuencia de procesos durante el Cuaternario en el Macizo Central de Gredos (Sistema Central español)», *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. I, Lisboa, pp. 9-25.
- DEMEK, J. — 1969 — *Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution Genesis and Development*. Rozprawy Ceskoslovenske Akademie Ved, Rad Matematickych a Prirodich ved, Rocnik 79 sesit 4, 80 p.
- DAVIES, J. L. — 1972 — *Landforms of Cold Climates. An Introduction to Systematic Geomorphology*. The MIT Press, Massachusetts, 200 p.
- DINIZ, F. — 1985 — «A Bacia de Rio Maior». *Livro Guia da pré-reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, pp. 16-33.
- EMBLETON, C. and KING, C. A. M. — 1975 — *Periglacial Geomorphology*, Edward Arnold, London, 203 p.
- FERREIRA, A. B. — 1978 — *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*. Memória do Centro de Estudos Geográficos, n.^o 4, Lisboa, 374 p.
- FERREIRA, A. B. — 1985 — «Influência de Climats Frios na Morfogênese da Região a Norte de Lisboa». *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. I, Lisboa, pp. 85-103.
- FRANCOU, BERNARD — 1986 — *Dynamiques periglaciaires et quaternaires dans les Andes Centrales: rapports scientifiques et techniques*, Centre de Géomorphologie do CNRS, Caen, 63 p.
- FRENCH, H. M. — 1976 — *The Periglacial Environment*. Longman, London, 309 p.
- FRENZEL — 1959 — *Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen kastilischen Scheidegebirge (Zentral spanien)*. Ferd. Dummters. Bonn.

- GIRÃO, A. — 1922 — *Bacia do Vouga. Estudo geográfico*. Coimbra, 190 p.
- GUILCHER, A. — 1950 — «Nivation, Cryoplanation et Solifluction Quaternaires, dans les collines de Bretagne occidentale et du Nord du Devonshire». *Rev. Geom. Dynamique*, n.º 2, pp. 53-78.
- GUILLIEN, Y. — 1964 — «Les «grèzes» litées comme dépôts cyclothémiques», *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, supp. 5, Berlin, pp. 53-58.
- JANSSEN, C. R. e WOLDRINGH, R. E. — 1981 — «A preliminary radiocarbon dated pollen sequence from the Serra da Estrela, Portugal», *Finisterra*, Lisboa, vol. XVI, pp. 299-309.
- LAGASQUIE, J. J. — 1985 — *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. CNRS, Paris, 374 p.
- NONN, H. — 1966 — *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*. Thèse Lettres. Pub. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, 591 p.
- PARGA, J. R. — 1969 — «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, n.º 37, Lage, pp. 1-15.
- PEREIRA, GONÇALVES e MOREIRA — 1980 — *Notícia explicativa da folha 13-D (Oliveira de Azeméis)*. Lisboa, Serv. Geol. de Portugal, 68 p.
- PEREIRA e GONÇALVES — 1983 — *Granitoides da antiforma de Oliveira de Azeméis e metamorfismo associado. Roteiro da Excursão C₁*. I Congresso Nacional de Geologia, Aveiro, 19 p.
- REBELO, F. — 1976 — *Os processos erosivos actuais no litoral norte e centro de Portugal*, Relatório 1, Coimbra, policopiado
- REBELO, F. — 1981 — «Introdução ao estudo dos processos erosivos actuais na região litoral do norte e centro de Portugal», *Revista da Universidade de Coimbra*, 29, pp. 195-248.
- REBELO, F. — 1985 — «Contribuição para o conhecimento do modelado periglacial de baixa altitude em Portugal», *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, vol. I, pp. 141-151.
- REBELO, F.; CUNHA, L. e ROCHETTE CORDEIRO, A. M. — 1986 — «Sobre a origem e a evolução actual dos ravinamentos em calcários margosos na área de Condeixa», *Actas do IV Colóquio Ibérico de Geografia*, Coimbra, pp. 875-881.
- RIBEIRO, A. — 1974 — *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Memória n.º 24, N.S., Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 168 p.
- RIBEIRO, O.; ALMEIDA, J. P. e PATRÍCIO, A. — 1943 — «Nota preliminar sobre a morfologia do Maciço da Gralheira». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. III, Lisboa, pp. 82-85.
- ROCHETTE CORDEIRO, A. M. — 1985 — «Formas e formações crio-nivais na Serra da Freita». *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Vol. I, Lisboa, pp. 61-74.
- ROCHETTE CORDEIRO, A. M. — 1986-A — «Nota preliminar sobre formas e formações periglaciares na serra da Freita». *Cadernos de Geografia*, n.º 5, I.E.G., Coimbra, pp. 161-172.
- ROCHETTE CORDEIRO, A. M. — 1986-B — *Evolução das Vertentes da Serra da Freita*. Policopiado, Coimbra, 164 p.
- ROCHETTE CORDEIRO, A. M. — 1987 — «A sufusão como processo morfogenético do domínio actual nas montanhas ocidentais do centro-norte litoral de Portugal — Nota preliminar». *Cadernos de Geografia*, n.º 6, I.E.G., Coimbra, pp. 207-215.
- SABARIS, S. e LLADÓ, L. — 1952 — *Geografía de España y Portugal*, tomo I, *España, Geografía Física, el relieve*. Barcelona, 497 p.

- TEIXEIRA, C. — 1955 — «L'évolution du territoire portugais pendant les temps anté-mésozoïques». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XIII, Lisboa, pp. 229-255.
- THOMAS, M. F. — 1974 — *Tropical Geomorphology — A study of weathering and landform development in warm climates*. London, 332 p.
- TRICART, J. — 1977 — *Précis de Géomorphologie. Géomorphologie dynamique générale*. Tomo II. SEDES, Paris, 355 p.
- TRICART, J. — 1981 — *Précis de Géomorphologie — Géomorphologie climatique*. Tomo III. SEDES, Paris, 313 p.
- TRICART, J. e CAILLEUX, A. — 1967 — *Le modelé des Régions Periglaciaires*, SEDES, Paris, 512 p.
- WILSON, L. — 1969 — «Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie», *Revue de Géographie Physique et de Géol. Dynam.*, 2, vol. 9, fasc. 3, Paris, pp. 303-314.

SERRA DA FREITA esboço geomorfológico



LEGENDA

TOPOGRAFIA

- curva de nível (equidistância: 200m)
- marco geodésico com ponto cotado

FACTOR ANTRÓPICO

- povoação
- estrada
- área cultivada

ESTRUTURA

Litologia

- granito sintectónico
- granito tarditectónico
- quartzodiorito
- quartzitos
- xistos

Tectónica

- falha sem rejeição determinada
- falha provável com rejeição determinada
- linha de fragilidade tectónica provável

MODELADO DO DOMÍNIO TROPICAL SECO

- superfície Paleogénica degradada
- superfície Miocénica degradada
- relevo residual

MODELADO DO DOMÍNIO SUBTROPICAL

- níveis de erosão Pliocénicos
- alvéolos

FORMAS E FORMAÇÕES DO DOMÍNIO PERIGLACIARES

- terraços de atiplanação
- nicho de nivação
- barra rochosa
- xistos ruiformes

- cone de avalanche solifluxiva
- "Tor"
- "Thufur"
- círculo de pedras
- lobos de solifluxão
- cicatriz de arranque
- vale em berço
- vale de fundo chato
- escombreira de gravidade
- solifluxão
- creep
- vertente regularizada
- areias e silte
- calhaus, areias e silte
- blocos, calhaus, areias e silte

- dissimétrico
- dissimétrico

MODELADO DO DOMÍNIO TEMPERADO

- nível de terraço
- rebordo de terraço
- depósito tipo terraço desmantelado

- "dorso de baleia" com blocos
- espigão rochoso

- "Tor"
- caos de blocos
- caneluras
- caneluras em labirinto
- nervuras
- lages de esfoliação
- "Taffoni"
- oriçangas
- erosão selectiva por acção da escorrência
- ravinamento
- sufusão em buraco
- sufusão em "grinalda"
- vale em V
- queda de água
- rápidos
- incisão linear
- areias, silte e argilas aluviais