

A DEPRESSÃO DE RÉGUA-CHAVES-VERIN

CONTRIBUTO PARA A ANÁLISE DO RISCO DE RAVINAMENTO

Bruno Manuel dos Santos de Castro Martins

**Universidade de Coimbra
Faculdade de Letras
2009**



A DEPRESSÃO DE RÉGUA-CHAVES-VERIN

CONTRIBUTO PARA A ANÁLISE DO RISCO DE RAVINAMENTO

Bruno Manuel dos Santos de Castro Martins

**Universidade de Coimbra
Faculdade de Letras
2009**

A DEPRESSÃO DE RÉGUA-CHAVES-VERIN

CONTRIBUTO PARA A ANÁLISE DO RISCO DE RAVINAMENTO

Bruno Manuel dos Santos de Castro Martins

Tese de Doutoramento em Letras, especialidade em Geografia,
apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra,
sob orientação do Professor Doutor Fernando Manuel da Silva Rebelo
e do Professor Doutor António de Sousa Pedrosa

**Universidade de Coimbra
Faculdade de Letras
2009**

AGRADECIMENTOS

Não é tarefa fácil, em poucas linhas, expressar o meu agradecimento a todos os que me apoiaram e incentivaram ao longo da elaboração deste trabalho. Espero no entanto, ter conseguido exprimir o meu reconhecimento e respeito por todos aqueles que, directa ou indirectamente, colaboraram comigo.

A todos desejo expressar os meus mais sinceros agradecimentos, não podendo deixar no entanto de referir de forma particular algumas pessoas.

Os Professores Fernando Rebelo e António Pedrosa, orientadores deste trabalho.

Queria no entanto agradecer sentidamente ao Professor Fernando Rebelo, acompanhante preocupado do andamento do trabalho e que sempre esteve pronto a discuti-lo nos seus vários passos. A sua leitura cuidada, as emendas efectuadas, sugestões de novas pistas, mas também, e principalmente, o incentivo permanente e, em especial, nos momentos de maior desânimo, muito contribuíram para levar a bom termo este trabalho.

Os Professores José Grade e A. Casal Moura pelo tratamento mineralógico da fracção silto-argilosa de algumas amostras.

O Dr. Álvaro Oliveira, geólogo do INETI (Porto), pela prestável e imprescindível colaboração no tratamento e respectiva interpretação da análise mineralógica.

A Eng.^a Técnica Maria Moreira, responsável pela Secção de FRX do INETI (Porto), pela disponibilização do tratamento químico de algumas amostras de solos de granito.

O Eng.^o António Monge Soares do Instituto Tecnológico Nuclear (Sacavém) pelo tratamento dos paleossolos encontrados.

Ao Dr. Amílcar Vinagre pela ajuda no esclarecimento e sugestões ao nível dos trabalhos desenvolvidos em Sistema de Informação Geográfico (SIG).

A Dra. Daniela Pereira pela ajuda da tradução para inglês e a Dra. Ester Tavares na ajuda da tradução para francês.

A Dra. Sofia Salgada pela leitura final do texto, onde os reparos e sugestões foram muito importantes para a melhoria do trabalho.

E porque os últimos são sempre os primeiros, à minha família pelo apoio, incentivo e amor.

RESUMO

O presente trabalho está dividido em três partes. A primeira aborda aspectos relacionados com as linhas gerais da geomorfologia da área de estudo. Do ponto de vista geológico a área de estudo é constituída por rochas granitóides, metassedimentares e rochas sedimentares de idade cenozoica que preenche o interior das depressões. A nível tectónico, o papel do desligamento Régua-Chaves-Verin é especialmente importante para a definição da morfologia da área de estudo. A falha apresenta uma orientação predominantemente NNE-SSW e movimentou-se com uma forte componente *destra* até ao final do Vestefaliano (Carbónico superior). Entre o Estefaniano (Carbónico superior) e o Pérmico inferior, a falha passa a ter um movimento de componente esquerdo importante. Posteriormente ao início do Triásico superior, desligamentos paralelos à falha foram reactivados como falhas distensivas.

A evidência da actividade neotectónica da área de estudo é em grande parte indirecta relacionada principalmente com falhas que afectam depósitos Neogénicos, a actividade sísmica, o vigor das escarpas e o escalonamento das superfícies de erosão, assim como a existência de nascentes minerais que confirmam a actividade da estrutura.

Na segunda parte do trabalho, são analisados alguns perfis de alteração em rochas granitóides e depósitos de vertente. Estes últimos demonstram a importância da acção do frio nos processos morfogenéticos ao longo do Quaternário. Embora fossem encontrados alguns paleossolos, a sua datação revelou-se extremamente difícil uma vez que o teor em carbono no sedimento, na ordem dos 3% por amostra, associado à ausência de azoto indica que o seu teor em carbono orgânico é nulo ou próximo disso.

Assim, a interpretação paleogeográfica e paleoclimática baseou-se na análise macroscópica dos diferentes depósitos, na análise mineralógica da fracção argilosa e nos aspectos granulométricos. Os depósitos indicam importantes flutuações climáticas num ambiente periglacial cuja acção da precipitação, principalmente da precipitação nivosa e a acção dos ciclos gelo-degelo que foram muito importantes na dinâmica ao nível das vertentes.

Ao nível dos mantos de alteração, o estudo de alguns perfis de alteração baseou-se na análise no terreno e no trabalho laboratorial, nomeadamente na análise química da rocha tal qual, na análise mineralógica das fracções argilosa e silto-argilosa e no estudo granulométrico. O avanço meteórico na área de estudo está muito relacionado com factores que controlam a intensidade da meteorização, nomeadamente ao nível da presença de litóclases que imprimem um avanço da meteorização em profundidade. Em termos gerais, o avanço meteórico é acompanhado de um aumento da fracção silto-argilosa em resultado da meteorização preferencial das plagioclases e da biotite. Verifica-se ainda um aumento da caulinite ao nível da fracção argilosa e silto-argilosa e ainda uma diminuição mais ou menos acentuada da maioria dos óxidos, principalmente o CaO e o Na₂O acompanhado de um aumento da alumina relacionado com o facto de este óxido ficar provavelmente retido em grande parte nos produtos de meteorização.

Foram ainda utilizadas algumas relações moleculares no sentido de avaliar os diferentes graus de meteorização do granito.

Os riscos geomorfológicos e, em particular, a cartografia dos riscos geomorfológicos ocupam a terceira parte do trabalho. O conceito de risco, embora imbuído de inúmeras interpretações e até aplicações, envolve na nossa perspectiva o fenómeno geomorfológico em si e, por outro lado, o conceito de vulnerabilidade ao qual está intrínseco o impacto do fenómeno ao nível da sociedade. Assim, debruçamo-nos pelo estudo dos ravinamentos que são entendidos como um risco natural e, mais especificamente, como um risco geomorfológico, principalmente porque afectam o recurso solo, de importância muito elevada para o Homem, traduzindo-se em problemas de ordem económica e social principalmente numa área rural. A cartografia das áreas de risco de ravinamento é definida a partir do índice $I_{\text{ravinamento}}$.

O índice obtém-se a partir de três outros índices: $I_{\text{geomorfológico}}$, $I_{\text{climático}}$ e o $I_{\text{uso do solo}}$. A utilização deste índice permite obter um escalonamento de áreas mais ou menos favoráveis ao surgimento de ravinas, não eliminando automaticamente uma área em que um índice apresenta um valor baixo. Para a elaboração do mapa são introduzidos os vários parâmetros em ambiente SIG permitindo assim conjugar, por um lado, todos os factores, e ordenar, por outro, as áreas em função da sua susceptibilidade aos ravinamentos, permitindo obter uma uniformização dos valores para diferentes áreas.

ABSTRACT

This thesis is divided in three parts. The first part focuses on the geomorphology of the study area. From a geological perspective, the study area is characterised by granitoid, metasedimentary and sedimentary rocks of the Meso-Cenozoic time filling the inside of the troughs. At the tectonic level, the role of the disconnection fault Régua-Chaves-Verin is particularly important for the definition of the morphology of the study area. The fault presents a predominantly NNE-SSW trending and until the end of the Vestefaliano time (late Carboniferous) it displayed a right-lateral displacement. Between the Estefaliano/Pennsylvanian (late Carboniferous) and the early Permian times the fault begins displaying a left-lateral movement. Later in the beginning of the Late Triassic the lineaments which parallel the fault were re-activated as distensive faults.

The evidence of neotectonic activity in the study area is in great part indirect, being especially related with faults that affect Neogenic deposits, the seismic activity, the steep/abrupt escarpments and the hierarquisation/ordering of the erosion surfaces, as well as the existence of mineral springs confirming the activity of the structure.

In the second part of the thesis there are analysed some regolith profiles in granitoid rocks and slope deposits. The latter show the importance of the action of the frost in the morphogenetic process in the Quaternary period. Although there were found some paleosols, its dating was extremely problematic, since the amount of carbon in the sediment, around 3% per sample, associated with the absence of nitrogen indicates that the amount of organic carbon is null or almost null.

Thus, the palaeographic and paleoclimatic interpretation was based on the macroscopic analysis of the different deposits, on the mineralogical analysis of the clay fraction and the granulometric aspects. The deposits reveal important climatic fluctuations in a periglacial environment in which the action of the rainfall, in particular snow, and the actions of the cycles of ice-deglaciation were very important in terms of slope dynamics.

At the level of the regolith mantle, the study of some alteration profiles was based on field and laboratory work, namely on the chemical analysis of the rocks as such, on the mineralogical analysis of the clay fraction and lutum and on the granulometric study. The meteoric advance in the study area is intimately related with factors controlling the intensity of meteorisation, namely at the level of the presence of lithoclastes leading to an advance of in-depth meteorisation.

In general, the meteoric advance is accompanied by an increase of the lutum as a result of the preferential meteorisation of the plagioclases and the biotite. It is possible to observe also an increase of kaolinite at the level of the clay fraction and lutum and a decrease more or less marked of most of the oxides, especially CaO and Na₂O accompanied by an increase of the alumina related with the fact that this oxide will probably be retained in great part of the meteorisation products. There were also used some molecular relations aimed at assessing the different levels/degrees of meteorisation of the granite.

The geomorphological risks and the cartography of the geomorphological risks are studied/object of analysis in the third part of the work. The concept of risk, although allowing several interpretations and even applications, involves, from our point of view, the geomorphological phenomenon in itself and, on the other hand, the concept of vulnerability which is essential to assess the impact of the phenomenon at the level of society. Thus, the focus this study is on gullies which are understood as a natural hazard and more specifically as a geomorphological hazard, in particular because it affects a resource - the soil - highly important for man, manifesting itself in economic and social consequences especially in a rural area. The cartography of gully prone areas is defined a based on the index I_{gully} .

This index results from three other indexes: $I_{\text{geomorphological}}$, I_{climatic} and $I_{\text{land use}}$. The application of this index allows us to establish a hierarquisation of areas more or less prone to the formation of gullies, without automatically eliminating an area characterised by/presenting low value results. In order to produce maps using GIS software several parameters were chosen and inserted, thus allowing the combination, on the one hand, of all the factors and, on the other, the hierarquisation of the areas according to their susceptibility to gullies, resulting in a standardisation of the values for the different areas.

RÉSUMÉ

Ce travail est divisé en trois parties. La première aborde les aspects liés à la géomorphologie de l'aire de l'étude. Du point de vue géologique, l'aire d'étude est constituée par des roches granitoïdes, métassédimentaires et des roches sédimentaires de l'âge cenozoïque qui remplit l'intérieur des dépressions. Au niveau tectonique, le rôle du glissement Régua-Chaves-Verin est spécialement important pour la définition de la morphologie de l'aire d'étude. La faille présente une orientation essentiellement NNE-SSW et elle s'est mouvementée avec un fort composant *destra* jusqu'au final de l'Estéfalian (Carbonique supérieur). Entre l'Estéfalian (Carbonique supérieur) et le Permien inférieur, la faille passe à avoir un mouvement de composant gauche important. Postérieurement, au début du Triasique supérieur, des glissements parallèles à la faille ont été réactivés comme des failles distensives.

L'évidence de l'activité néotectonique de l'aire de l'étude est, en grande partie indirecte, relationnée principalement avec des failles qui affectent les dépôts Néogènes, l'activité sismique, la vigueur des escarpes et l'échelonnement des surfaces d'érosion ainsi que l'existence de sources minérales qui confirment l'activité de la structure.

Dans la deuxième partie du travail sont analysés certains profils d'altération dans des roches granitoïdes et les dépôts de versant. Ces derniers démontrent l'importance de l'action du froid dans les processus morphogéniques au long du Quaternaire. Bien que quelques paléossols aient été trouvés, leur datation s'est révélée extrêmement difficile de se concrétiser, une fois que la quantité en carbone dans le sédiment dans l'ordre des 3% par échantillon, associé à l'absence d'azote, indique que sa quantité en carbone organique est nulle ou proche de cela.

Ainsi, l'interprétation paléogéographique et paléoclimatique s'est basée sur l'analyse macroscopique des différents dépôts, sur l'analyse minéralogique des fractions argileuses et sur les aspects granulométriques. Les dépôts suggèrent d'importantes fluctuations climatiques dans un environnement périglaciaire, dont l'action de la précipitation, principalement de la précipitation neigeuse et l'action des cycles gèle/dégèle ont été très importantes dans la dynamique des versants. Au niveau des profils d'altération, l'étude s'est basée sur l'analyse sur le terrain et sur le travail du laboratoire, notamment sur l'analyse chimique de la roche telle quelle, sur l'analyse minéralogique des fractions argileuses et silt-argileuse et sur l'étude granulométrique.

L'avancement météorique dans l'aire de l'étude est très lié aux facteurs qui contrôlent l'intensité de la météorisation, notamment au niveau de la présence de lithoclastes qui impriment un avancement de la météorisation en profondeur. Génériquement, l'avancement météorique est accompagné d'une augmentation des fractions silt-argileuses en résultat de la météorisation préférentielle des plagioclastes et de la biotite.

On vérifie aussi une augmentation de caulinite au niveau de la fraction argileuse et silt-argileuse et encore une diminution plus ou moins accentuée de la plus grande partie des oxydes, principalement le CaO et le Na₂O accompagné d'une augmentation de l'alumine lié au fait de cet oxyde rester probablement retenu en grande partie dans les produits de météorisation. Ont été aussi utilisées certaines relations moléculaires de forme à évaluer les différents états de météorisation du granite.

Les risques géomorphologiques et en particulier la cartographie des risques géomorphologiques occupent la troisième partie du travail. Le concept de risque, bien que sujet à d'innombrables interprétations et même à des applications, inclut, dans notre perspective, le phénomène géomorphologique et d'un autre côté le concept de vulnérabilité dans lequel est inclus l'impact du phénomène au niveau de la société. Ainsi, nous nous penchons sur l'étude des ravinements qui sont vus comme un risque naturel et plus précisément, géomorphologique, principalement parce qu'ils affectent la ressource sol, d'une grande importance pour l'Homme, se traduisant en problèmes d'ordre économique et sociale, principalement dans une aire rurale. La cartographie des aires de risques de ravinement est définie à partir de l'indice et $I_{\text{ravinement}}$.

L'indice s'obtient à partir de trois autres indices: $I_{\text{géomorphologique}}$, $I_{\text{climatique}}$ et $I_{\text{occupation du sol}}$. L'utilisation de cet indice permet d'obtenir un échelonnement des aires plus ou moins favorables au surgissement de ravines, n'éliminant pas automatiquement une aire où un indice présente une valeur basse. Pour l'élaboration du mappe sont introduits les différents paramètres en SIG permettant ainsi de conjuguer, d'un côté, tous les facteurs et d'ordonner d'un autre, les aires en fonction de leur susceptibilité aux ravinements, permettant d'obtenir une uniformisation des valeurs pour différentes aires.

LISTA DE ABREVIATURAS

Embora o significado de todas as abreviaturas seja mencionado no texto, listam-se de seguida as mais utilizadas:

Adapt. – Adaptado de

D – Decomposto

Extr. – Extraído de

F – Fresco

GC – Granito de Chaves

GGs – Granito de Gouvães da Serra

GPS – Granito de Pedras Salgadas

GVG – Granito de Vale das Gatas

GVPA – Granito de Vila Pouca de Aguiar

LA – Levemente alterado

M – Alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica

MeA – Medianamente alterado

MuA – Muito alterado

PVP – Plutão de Vila Pouca

RA – Rocha alterada

RMA – Rocha muito alterada

RPA – Rocha parcialmente alterada

RSA – Relação sílica alumina

sD3 – Granitos sin tectónicos (D3)

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SR – Solo residual

tapD3 – Tardi a após tectónicos (D3)

uMAsA – Unidade metassedimentar autóctone e sub-autóctone

uPAcm – Unidade para-autóctone de carreamento maior

ZCI – Zona Centro Ibérica

ZGTM – Sub-Zona-Galiza Trás-os-Montes

WPI – Índice Potencial de Alteração

INTRODUÇÃO GERAL

A área de estudo corresponde à zona falha Régua-Chaves-Verin entre Telões e Chaves. A falha corresponde a um desligamento tardi-varisco com uma orientação predominante NNE-SSW. A cinemática de instalação enquadra-se no esquema evolutivo da orogenia hercínica.

A falha movimentou-se com uma forte componente direita até ao final do Vestefaliano (Carbónico superior). Entre o Estefaliano (Carbónico superior) e o Pérmico inferior, a falha passa a ter um movimento de componente esquerda importante. Posteriormente ao início do Triásico superior, desligamentos paralelos à falha foram reactivados como falhas distensivas (J. Baptista, 1998), encontrando-se alguns locais preenchidos por filões básicos (Teixeira *et al*, 1980; Ribeiro *et al*, 1979).

A complexidade estrutural associada aos desligamentos forma, a nível regional, um sistema de falhas, estendendo-se por vários quilómetros de largura, num conjunto complexo de blocos elevados tectonicamente por compressão e bacias deprimidas tectonicamente por tracção. Podem desenvolver-se, ainda, áreas bastante localizadas, alternadamente de tracção e compressão, resultantes da curvatura ao longo das falhas de ramificações destas no sistema de desligamentos, ou entre segmentos de falha *em escadaria* (J. Cabral, 1989).

Assim, a delimitação precisa da área de estudo é extremamente difícil e subjectiva já que os parâmetros que existem para o fazer podem ser variáveis e de ordem diversa. Os limites definidos entram em linha de conta, fundamentalmente, com aspectos geológicos e geomorfológicos, englobando diversas unidades sem fronteira rígida, quer entre si, quer com o espaço envolvente. O estudo incidirá sobre os relevos elevados tectonicamente por compressão, caso das serras do Alvão e as serra da Falperra e da Padrela a leste, e às bacias deprimidas por tracção, Telões, Vila Pouca de Aguiar, Vidago-Selhariz-Loivos e Chaves.

A evolução morfológica do Maciço Hespérico e da área de estudo, em particular, desde do final da orogenia Varisca até à actualidade, foi controlada principalmente por dois factores: o clima e a tectónica.

Durante o Pérmico, o clima seria de características próprias da zona inter-tropical, embora com variações ao nível da humidade. No final do Mesozóico e até ao início do Cenozóico, o clima seria tropical húmido, tornando-se progressivamente de características mais secas, fazendo lembrar as actuais áreas de savana, no Paleogénico e no começo do Neogénico. Durante o Quaternário o clima foi temperado, muitas vezes marcado pelo frio e por uma acção geral da atmosfera mais vigorosa do que actual.

Ao nível da tectónica, a primeira fase decorre do Triásico ao Cretácico superior em que a microplaca ibérica (A. Ribeiro, 1979; 1981; 2002) sofre uma evolução essencialmente distensiva acompanhada de deformações tectono-magmáticas. A segunda fase inicia-se no Cretácico terminal e prolonga-se até à actualidade (A. Ribeiro, 1984; J. Cabral, 1988, 1993, 1995; J. Baptista, 1998) em que a microplaca ibérica evolui em compressão (A. Ribeiro, 1979;1981; 2002).

A evidência da actividade neotectónica da área de estudo é particularmente importante, embora seja em grande parte indirecta. Os afloramentos com falhas em zonas com marcadores geológicos quaternários são raros e, por outro lado, as datações dos sedimentos continentais são imprecisas.

As evidências estão principalmente relacionadas com falhas que afectam depósitos neogénicos, sendo, por exemplo, a actividade sísmica, o vigor das escarpas e o escalonamento das superfícies de erosão, assim como a existência de nascentes de águas minerais que confirmam a actividade da estrutura.

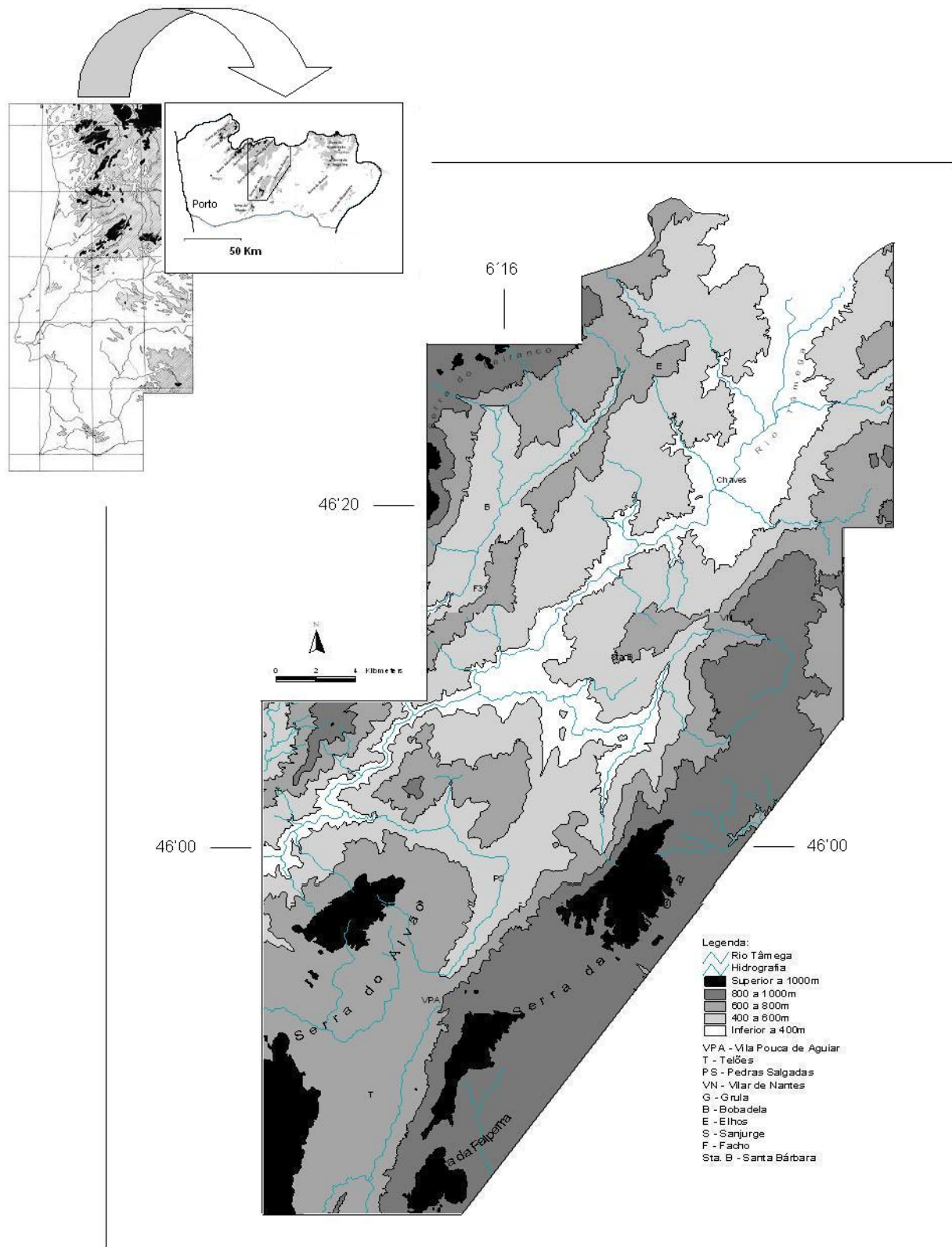


Fig. 1 Localização da área de estudo.

1.1. Objectivos

O principal objectivo deste trabalho é o conhecimento geomorfológico da área de estudo, no sentido de compreender a génese do relevo e a sua evolução.

Deste modo, teremos de atender aos diversos processos que exerceram a sua acção ao longo dos tempos geológicos, com principal incidência para os que ocorreram ao longo do Quaternário. Assim, abordam-se os principais aspectos relacionados com a geologia, nomeadamente no domínio da petrologia e ao nível da alterabilidade das rochas granitóides.

Procura-se, igualmente, demonstrar a importância da tectónica na formação e evolução de algumas das formas de relevo. Para além de se enquadrar a região em termos morfo-estruturais, tentam delinear-se as grandes linhas de relevo da área de estudo.

Por outro lado, o trabalho também vai passar pelo impacto do Homem no meio físico. Na realidade, o Homem interfere na dinâmica do território e na sua evolução. Historicamente, alterar o uso da terra, construir obras de regadio, reduzir ou deslocar gado, adoptar pousios longos, assegurar a recuperação natural dos solos foram respostas mais usuais e eficientes da iniciativa humana, no sentido de restaurar e potencializar a produtividade.

A mistura de formas de luta utilizadas por sistemas de modos de vida está relacionada com a riqueza e a tecnologia disponíveis. Hoje em dia, os avanços tecnológicos dos métodos de prevenção e restauração, bem como os acréscimos na escala de organização social, tornam possível, embora nem sempre a assegurem, uma ampla diversidade de respostas humanas.

Por vezes, a actuação do Homem no meio físico resulta em prejuízos ambientais aos quais não fica imune. A alteração do uso e ocupação do solo resulta, por vezes, na erosão dos solos e no surgimento de ravinas. A sua recuperação vai-se tornando mais difícil e dispendiosa à medida que o processo avança.

Os riscos naturais resultam da interacção entre o Homem e o meio, ocorrendo, na maioria das vezes, quando este penetra em certos ambientes e neles actua, frequentemente sem que a tal o abriguem necessidades da sua própria sobrevivência, e sem a compreensão correcta das sensibilidades e limitações ambientais.

A construção a partir do Sistema de Informação Geográfico (SIG) de um mapa de risco de ravinamento pretende definir as áreas com maior ou menor risco de ocorrerem ravinas com base nos aspectos geomorfológicos, climáticos e de ocupação e uso do solo.

O processo de tratamento da informação com recurso ao SIG implica uma separação entre o utilizador e o processo de produção cartográfica, que acaba por depender de um conjunto de algoritmos previamente introduzidos no sistema. O conhecimento da área de estudo e dos processos geomorfológicos tornam-nos mais críticos em relação ao fluxo de trabalho, às funções e às relações introduzidas no sistema de forma a obter a cartografia final.

1.2. Metodologia

Um dos vectores fundamentais para a concretização deste estudo foi o trabalho de campo. Este contribuiu para o conhecimento das formas de relevo e para a análise de vestígios que ajudaram a compreender melhor a dinâmica quaternária e actual da área de estudo.

Durante o período de realização do trabalho, a área foi percorrida o mais pormenorizadamente possível, o que permitiu, para além de uma observação cuidada, a recolha de amostras para posterior análise laboratorial e, ao nível da produção cartográfica, para aferir a aderência dos diferentes modelos aplicados na produção do mapa de riscos de ravinamento.

O tratamento laboratorial das amostras foi feito no Laboratório de Geografia Física da Faculdade de Letras do Porto, no INETI (Porto) e no ITN (Lisboa). No Laboratório de Geografia Física da Faculdade de Letras do Porto fez-se a análise granulométrica da matriz dos depósitos de vertente e dos perfis de alteração graníticos.

No INETI (Porto) fizeram-se análises mineralógicas da fracção argilosa dos diferentes depósitos por difracção dos raios X e análise mineralógica às fracções 0,125mm, silto-argilosas e argilosas dos diferentes perfis analisados. Ainda no INETI (Porto) procedeu-se à análise química por fluorescência de raios X e determinou-se o teor de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ da rocha tal qual dos perfis analisados.

Para além deste tipo de análises aplicou-se o método de datação absoluta através do C₁₄, aproveitando a matéria orgânica existente num paleossolo, no sentido de elaborar uma coluna estratigráfica que contribuísse para a análise da evolução quaternária das vertentes. O tratamento foi feito no ITN (Lisboa).

Para se proceder à cartografia dos riscos geomorfológicos foi utilizado o Sistema de Informação Geográfica (SIG). Numa primeira fase, foram reproduzidos em ambiente SIG, os factores e as condições geográficas que vão interferir no desenvolvimento de um processo geomorfológico. Numa segunda fase, foi aproveitada a vantagem do SIG em permitir a sobreposição de diferentes níveis de informação para uma determinada área.

O recurso à bibliografia existente sobre a área de estudo é sempre importante neste tipo de estudos. Por isso, foi desde o início, um vector privilegiado na investigação.

1.3. Estrutura do trabalho

O trabalho está dividido em 3 partes. A primeira parte aborda as linhas gerais da geomorfologia da área de estudo. Inicialmente, é feito um enquadramento geo-estrutural com particular enfoque para o comportamento da falha Régua-Chaves-Verin, depois alguns aspectos da geologia da área de estudo, e por último, são propostas algumas explicações relativas à evolução geomorfológica.

A segunda parte do trabalho aborda o estudo das formações superficiais, nomeadamente, depósitos de vertente e mantos de alteração.

Ao nível do estudo dos depósitos de vertente são analisados alguns depósitos quaternários. É feita uma caracterização e proposta uma reconstituição paleogeográfica e climática que estaria na génese dos mesmos. Analisaram-se ainda algumas formas que demonstram a acção do frio como factor importante nos processos morfogenéticos ocorridos ao longo do Quaternário.

Ao nível dos mantos de alteração, foram analisados alguns perfis e recolhidas algumas amostras, as quais foram submetidas a análises granulométricas, químicas e mineralógicas a diferentes fracções. Procurou-se não só caracterizar o solo residual em vários estados de meteorização como definir os traços fundamentais de evolução meteórica das rochas granitóides na área de estudo.

Na última parte do trabalho, é proposto um modelo de construção de uma mapa de riscos para a área de estudo, nomeadamente, um mapa de risco de ravinamentos. Para tal, é feita uma análise ao nível da alterabilidade das rochas granitóides, rochas predominantes na área de estudo, e proposta uma escala de alterabilidade com base em parâmetros químico-mineralógicos e texturais das rochas. Faz-se ainda uma análise dos diferentes factores que intervêm ao nível da intensidade de alteração das rochas. Neste sentido, é ainda elaborado um mapa de infiltração que, ao entrar com factores de geodinâmica interna e externa, avalia as áreas de maior ou menor nível de infiltração.

Por último, são abordados e definidos os factores mais importantes para a formação das ravinas e que vão ser introduzidos em ambiente SIG, essencial para definição das áreas de maior ou menor risco de ravinamento e para produção do mapa final de risco de ravinamentos. A elaboração deste mapa exigiu uma validação que conduziu a nova fase de trabalho de campo.

Na discussão e conclusão dos resultados é feita uma síntese geral do trabalho.

I PARTE

AS GRANDES LINHAS DA GEOMORFOLOGIA DA ZONA DE FALHA RÉGUA-CHAVES-VERIN

I

ENQUADRAMENTO GEO-ESTRUTURAL

A área estudada tem sido alvo de numerosos estudos que envolvem diferentes âmbitos, como por exemplo, a geologia e a geomorfologia.

São inúmeros os trabalhos de hidrogeologia, em especial na região de Chaves, Vila Pouca de Aguiar, Vilarinho da Raia, Vidago, Pedras Salgadas e Vrea de Bornes, dos quais se destacam os de R. Lima (1892), Choffat (1917), G. Zbyszewski (1938), F. Almeida (1982), Barros *et al* (1991a, 1991b, 1995), J. Baptista *et al* (1993, 1997), J. Marques (1993), M. Ferreira *et al* (1993), M. Ferreira & A. Oliveira (1995) e A. Oliveira (1995).

Destacam-se, ainda, estudos desenvolvidos ao nível do conhecimento de mineralogia, petrologia e mineralizações associadas como os de T. Assunção & J. Brak-Lamy (1949), E. Jérémine (1954), C. Teixeira (1974), A. Brink (1960), J. Brandão *et al* (1978), J. Grade & A. Moura (1982), M. Gomes (1989, 1990), H. Martins (1989, 1998), H. Martins & F. Noronha (1991), A. Matos & P. Ferreira (1991), M. Gomes (1989, 1990), M. Gomes & A. Neiva (1991), M. Moreira *et al* (1992), H. Silva (1993, 1998, 1997, 1998, 2000), A. Ribeiro *et al* (1995), L. Sousa (1995), J. Lourenço, & A. Matos (1995), H. Martins *et al* (1997a, 1997b), H. Martins & H. Silva (1998), L. Sousa & C. Pires (1998), A. Ribeiro *et al* (1999) e M. Foutoura & A. Pereira (2001).

Pela sua maior importância para o trabalho salientamos alguns deles: T. Assunção & J. Brak-Lamy (1949) caracterizam algumas rochas eruptivas da região de Chaves. Descrevem alguns granitos e alguns filões ocorrendo no granito.

C. Teixeira (1974) escreve a nota explicativa da carta geológica de Chaves, à escala 1/50 000. Faz uma descrição muito sucinta da geomorfologia da região, das rochas e ainda dos recursos mineiros e das águas minero-medicinais.

J. Grade & A. Moura (1982) caracterizam do ponto de vista geológico-estrutural a bacia de Chaves e elaboram uma sequência-tipo dos seus sedimentos a partir da descrição dos *logs* de algumas sondagens e de alguns perfis transversais.

M. Gomes (1989, 1990) caracteriza, do ponto de vista petrogenético, alguns granitóides de Telões, identificando dois tipos: (i) granito da bordadura (granito do Souto) e o (ii) granito de hospedeiro (granito de Telões).

A. Matos & P. Ferreira (1991) caracterizam, do ponto de vista petrográfico, o granito de Vale das Gatas (GVG), correlacionando as suas características mineralógicas e geoquímicas com factores estruturais. Elaboram, também, mapas de zonamento geoquímico e mineralógico.

M. Gomes & A. Neiva (1991) analisam, do ponto de vista geoquímico, as rochas granitóides e a sua mineralogia na área de Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho. Elaboram um mapa geológico da área, identificando 5 tipos de granitos: 4 granitos sin tectónicos (hercínicos) e um pós-tectónico (hercínico). É feita, ainda, uma relação entre as suas idades e instalação com a mineralização associada.

J. Lourenço & A. Matos (1995) aproveitam o estudo de alguns granitos biotíticos associados à falha de Vila Real (desligamento Régua-Chaves-Verin), em particular o granito de Soutelinho, para o estudo do comportamento do desligamento esquerdo, cujo rejeito, na região, se situa entre 4500 a 5000m.

H. Martins (1998), na sua tese de doutoramento, caracteriza os granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP) no que respeita à sua génese e fonte dos magmas que os originam. As muitas análises químicas e mineralógicas efectuadas foram utilizadas no trabalho para o estudo da alterabilidade das rochas granitóides do Plutão de Vila Pouca (PVP).

H. Silva (1993, 1995, 1997, 1998, 2000) aprofunda o conhecimento da estrutura e a cinemática da instalação do Plutão de Vila Pouca (PVP). A análise petrofísica dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP) foi realizada a partir da análise anisotrópica de susceptibilidade magnética (ASM), da inversão de dados gravimétricos e do exame sistemático de microestruturas em lâmina delgada. A autora faz ainda a análise direccional dos planos de inclusões fluidas (PIF) em quartzos do granito de Vila Pouca (GVPA).

São, ainda, vários os estudos relativos à evolução tectónica e geomorfológica da região como os trabalhos de R. Lima (1892), P. Choffat (1917), H. Lautensach (1937), P. Birot (1945, 1949), C. Teixeira (1948), M. Feio (1951), A. Brum Ferreira (1986), A. Ribeiro *et al* (1995), J. Baptista (1990, 1998) e J. Baptista *et al* (1997).

R. Lima (1892) foi o primeiro autor a referir o carácter tectónico das depressões. Posteriormente, P. Choffat (1917) reconheceu o carácter de “linha de deslocações” da depressão desde os arredores de Lamego até Verin. H. Lautensach (1937) refere a bacia de Chaves como um *graben* e o troço Vidago – Pedras Salgadas – Vila Pouca de Aguiar como um vale estrutural puro.

P. Birot (1945, 1949) descreve as diferentes depressões associadas ao desligamento Régua-Chaves-Verin, enfatizando a dificuldade na distinção entre os abruptos graníticos mais ou menos rectilíneos e as escarpas de falhas de outros desníveis, o recuo de vertentes paralelas e a erosão diferencial em rochas intrusivas de comportamento variável.

C. Teixeira (1948) defende o trabalho erosivo para génese da bacia de Chaves e das bacias vizinhas, relacionadas, quer com a menor resistência do granito no interior das depressões, quer com o trabalho de sapa do rio Tâmega. O autor justifica as inúmeras capturas com os diferentes estados de conservação das rochas, assim como a excelente conservação de algumas escarpas.

Mariano Feio (1951) recupera algumas propostas dos trabalhos de P. Birot (1945, 1949) e C. Teixeira (1948) para levantar novos problemas e possíveis explicações num dos trabalhos mais importantes para o conhecimento geomorfológico da região. Na maioria das vezes corrobora a origem tectónica das depressões, estando deste modo mais próximo das ideias defendidas por P. Birot, afastando-se das hipóteses de C. Teixeira, relacionadas muito mais directamente com o comportamento diferenciado do material rochoso face à erosão.

A. Brum Ferreira (1986) retoma muito das ideias de M. Feio (1951) relacionando as diferentes níveis de aplanamento que envolvem as depressões com outros níveis a Norte da Beira (A. Ferreira, 1978) e Trás-os-Montes oriental (A. Ribeiro *et al*, 1995). O autor caracteriza ainda alguns depósitos da depressão de Chaves discutindo a sua origem.

J. Baptista (1990, 1998) analisa a zona de falha Régua-Chaves-Verin entre o início do Miocénico superior e o final do Pliocénico. O autor identifica uma série de falhas activas como falhas inversas num regime compressivo, falhas normais geradas em regime distensivo e numerosas falhas com estilos variados, mas que reflectem um regime de desligamento. Admite ainda, a ocorrência de sismos de magnitude máxima 7,0 e 7,5 a partir de taxas de deslizamento de 0,2 e 0,1mm/ano com taxas de ocorrência de 4000 e 20 000 anos, respectivamente.

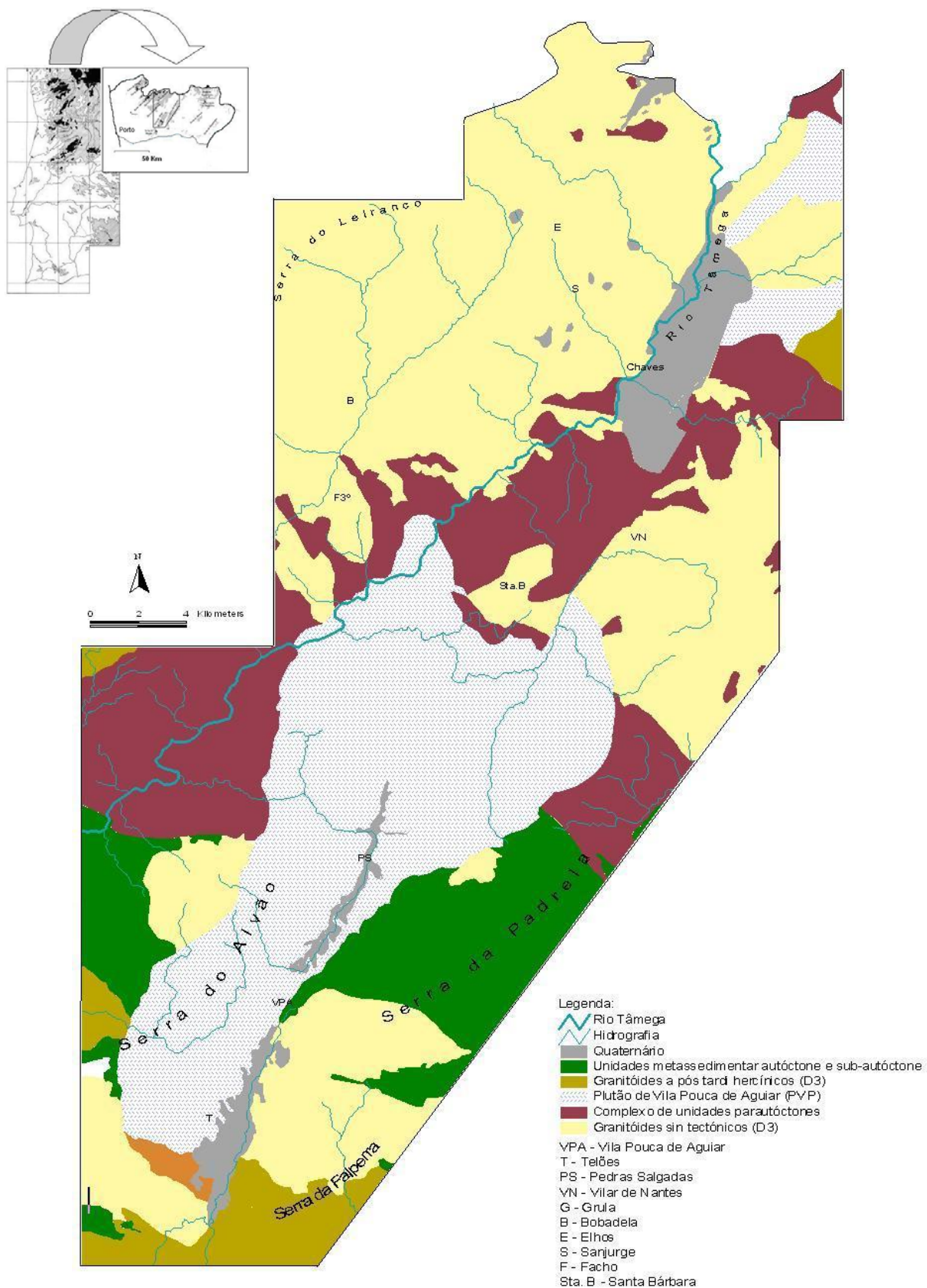
1. BASES GEOLÓGICAS

A área de estudo é constituída principalmente por duas unidades litológicas, a unidade metassedimentar e as rochas granitóides. A unidade metassedimentar integra formações que correspondem ao complexo parautóctone, autóctone e sub-autóctone. As rochas granitóides pertencem aos granitóides hercínicos biotíticos com plagioclase cálcica e diferenciados, associados à fracturação frágil tardi-hercínica, bem como aos granitóides hercínicos de duas micas, sin tectónicos relativamente a D3 e tardi a pós tectónicos relativamente a D3 [figura 2].

1.1. A unidade metassedimentar

Sob o ponto de vista geológico e estrutural, a área de estudo faz parte integrante dos terrenos autóctones da Zona-Centro-Ibérica (ZCI) e dos mantos parautóctones da sub-Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), em particular no seu ramo SE (A. Ribeiro, 1974; Farias *et al*, 1985), incluindo, por isso, uma heterogeneidade apreciável de litologia metassedimentar.

A grande maioria dos metassedimentos fazem parte das unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones, em especial do grupo do Marão – Douro inferior. Apenas a formação quartzítica integra o grupo do NE de Trás-os-Montes. A unidade de carreamento maior é apenas representada por uma unidade metassedimentar, no entanto, ocupa uma extensa área. É constituída pela formação pelito-grauváquica do Silúrico inferior, unidade que faz parte do complexo de unidades parautóctones do carreamento maior [quadro 1].



Fonte: Carta geológica de Portugal Folha 1 (Norte) 1/250 000

Fig. 2 Principais unidades litológicas presentes na área de estudo.

1.1.1. Unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones (Marão – Douro inferior) [uMAsA]

A formação mais antiga que encontramos na área de estudo é a formação da Desejosa, datada do Câmbrio superior. É caracterizada pela alternância de filitos com laminação fina, paralela, metagrauvaques e metaquartzograuvaques, por vezes, carbonatados (E. Pereira *et al*, 2000a).

No Câmbrio superior, devido à passagem de um regime transformante direito, geram-se movimentos de idade Sarda, como levantamentos, desligamentos segundo falhas lítricas profundas, que culminaram na rápida colmatação do fosso a partir de sedimentos terrígenos grosseiros, originando uma discordância desta formação com os terrenos do Ordovícico (E. Pereira, 1988). A formação da Desejosa ocupa uma pequena área a Oeste de Gouvães da Serra, próximo de Telões, e na superfície fundamental da serra da Padrela, em Gralheira, a Este de Vila Pouca de Aguiar.

A formação de Campanhó – Ferradosa é datada do Silúrico e pertence ao grupo do Marão – Douro Inferior. Ocupa uma importante extensão a Oeste da serra do Alvão e grande parte da serra da Padrela, aqui, contactando com a formação de Campanhó.

A formação é constituída por xistos verdes, cinzentos, sílico-carbonosos com intercalações do topo para a base de quartzitos escuros, quartzitos claros e níveis espessos de ampelitos e liditos. A NE do Porto constata-se uma aceleração de subsidência e instabilidade na sedimentação, denotando-se no interior da bacia uma grande acumulação de sedimentos de natureza turbídica (E. Pereira *et al*, 2000a), o que explica a variedade de fácies que os metassedimentos apresentam. Por outro lado, a passagem ao Devónico é gradual. Os xistos verdes superiores representam o início da abertura do oceano de idade Silúrico superior e/ou Devónico inferior (E. Pereira, 1988).

A formação de Santos e Curros caracteriza-se pela sequência negativa de turbiditos com intercalações de tufitos no topo. Apresenta uma grande uniformidade de fácies, com uma lacuna generalizada no Devónico médio, consequente da erosão intradevónica ou pela forte condensação de sedimentação. A preservação desta unidade metassedimentar deve-se à possível actuação de um *graben* associado a um desligamento com actividade desde o Devónico inferior e / ou médio (E. Pereira, 1988). Na área de estudo, a formação surge intercalada com a formação de Campanhó – Ferradosa, a NE de Vila Pouca de Aguiar.

		COMPLEXOS DE UNIDADES PARAUTÓCTONES		UNIDADES METASSEDIMENTARES AUTÓCTONES E SUB-AUTÓCTONES	
		CARREAMENTO MAIOR		NE de Trás-os-Montes	Marão – Douro Inferior
PALEOZOÍCO	DEVÓNICO	Sup			
		Med			
		Inf			Formação de Santos e Curros
	SILÚRICO	Sup			(?)
		Med			Formação de Campanhó e Ferradosa
		Inf	Formação Pelito-grauvácua	Formação Quartzítica	
	ORDOVÍCIO	Sup			
		Med			
		Inf			
	CÁMBRICO	Sup			Formação da Desejosa
		Med			
		Inf			

Quadro 1 Crono-estratigrafia das unidades metassedimentares na área de estudo.

A formação quartzítica está incluída na unidade metassedimentar autóctone e sub autóctone do NE de Trás-os-Montes, caracterizada por quartzofilitos e níveis de metagrés quartzíticos. No entanto, a sua representatividade na área de estudo é muito reduzida, surgindo apenas um pequeno afloramento a Este de Vrea de Bornes.

1.1.2. Complexo de unidades parautoctones (carreamento maior) [uPAcm]

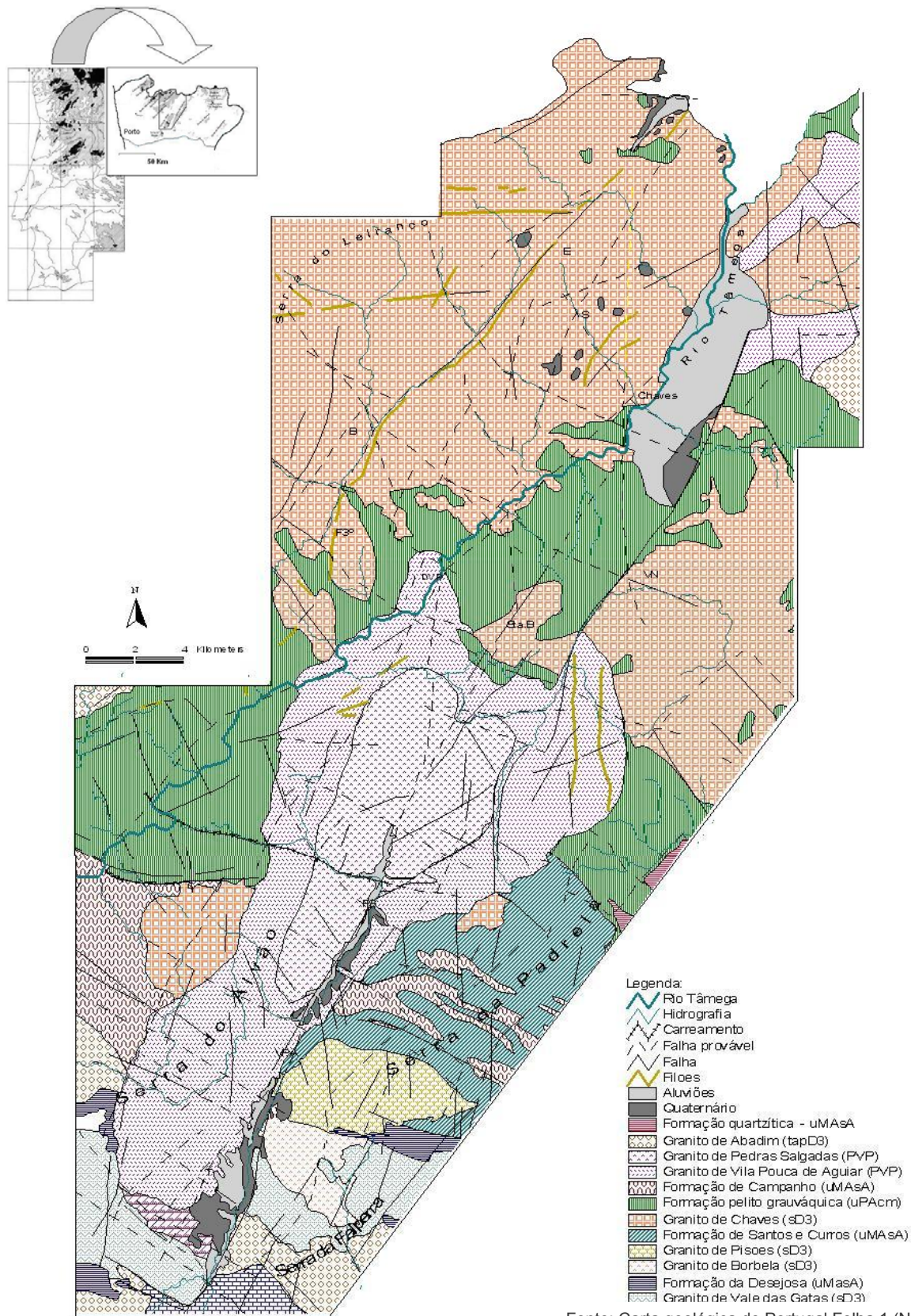
A formação pelito-grauvácua corresponde aos terrenos que compreendem o complexo de unidades parautoctones de carreamento maior na área de estudo. A



Est. 1 Manto de carreamento – formação de Campanhó – Ferradosa e formação de carreamento maior parautoctone pelítico – grauvácua, próximo de Monteiros (serra do Alvão).

formação é constituída por xistos cinzentos com intercalações de xistos negros, ampelitos e liditos, com alternância de pelitos psamíticos, grauvaques e tufos vulcânicos. Constitui os terrenos a Oeste da depressão de Bragado-Capeludos, Pedras Salgadas-Santa Comba e Telégrafo. Nesta área, o contacto com a formação de Campanhó – Ferradosa é feito a partir de uma falha inversa, observável em algumas trincheiras. O empilhamento e deslocação dos mantos de carreamento resultaram na deformação operada do próprio manto e dos terrenos autóctones.

Ocupa, a NE de Pedras Salgadas, parte da superfície fundamental da serra da Padrela. Aqui, o contacto com a formação de Santos e Curros é também feito a partir de um conjunto de falhas inversas. Outra mancha extensa surge transversal, a norte do Plutão de Vila Pouca (PVP), com uma orientação WSW-ENE, fortemente recortado pelo granito de Chaves (GC).



Fonte: Carta geológica de Portugal Folha 1 (Norte) 1/250 000

Fig. 3 Mapa geológico da área de estudo.

1.2. As rochas granitóides

As rochas granitóides predominam na área de estudo, sendo os granitos de duas micas os mais representativos. Os granitóides hercínicos biotíticos com plagioclase cálcica e diferenciados, associados à fracturação frágil tardi hercínica, correspondem aos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP).

1.2.1. Os granitos sin tectónicos (D3) [sD3]

Os granitos sin tectónicos têm um carácter sin cinemático relativamente a D3. No conjunto, estas rochas mostram uma uniformidade ao nível das características petrográficas megascópicas, mas também ao nível da sua composição mineralógica¹. Na sua maioria, apresentam-se muito alterados, caulinizados, notando-se abundância de palhetas de moscovite.

Ocorrem algumas vezes com textura grosseira, com grandes feldspatos; a textura franco porfiróide raramente se observa. A plagioclase é francamente albítica ou albito-oligoclásica, surgindo, por vezes, relíquias no seio de feldspato potássico. A biotite apresenta halos pleocróicos e exsudações de óxidos metálicos. A moscovite sugere duas gerações, apresentando-se, a primeira, em lâminas extensas e, a segunda, em agregados de fibras e escamas, que podem originar ou constituir topos de lâminas alongadas da primeira geração (C. Teixeira, 1974).

¹ O fecho de Paleo-Tethys verificado a partir do Devónico médio obedeceu a um complexo mecanismo com subducção e obducção da crosta oceânica, seguindo-se à colisão intercontinentes e imbricação de mantos de tipo helvético e de deslocamento explicável pelo modelo de “*flake tectonics*” (A. Ribeiro & M. Iglésias, 1985). Durante a formação e evolução do bloco, o ramo subductado, que pode originar granitóides equivalentes a um arco continental, que se hibridizam ao atravessar a crosta no período distensivo inter F1/F2 e F3 hercínicas. Os granitóides tardios poderiam corresponder ao amadurecimento do arco continental (E. Pereira, 1988).

Fazem parte deste grupo os granitos de Serapicos e de Chaves (GC). Ocupam principalmente a parte Norte da área de estudo. Os granitos da Gralheira e de Santa Marta do Alvão localizam-se na parte SE.

O granito de Serapicos é um granito de duas micas, de grão médio, com tendência porfiróide evidenciada pela maior dimensão do feldspato potássico e dos nódulos micáceos de dimensão centimétrica. A moscovite é mais abundante do que a biotite, apresentando-se dobrada. O quartzo apresenta visíveis sinais de alteração (H. Silva, 2000). A datação geocronológica aponta para uma idade de 307 ± 3 Ma, feita a partir de um filão de aplito com cassiterite presente no granito (H. Priem & E. Den Tex, 1984).

O granito da Gralheira e de Santa Marta do Alvão é um granito de duas micas com grão médio a grosseiro. A moscovite predomina face à biotite, que é o único mineral máfico presente. Faz parte do maciço compósito de Vila Real (H. Silva, 2000) que se encontra na continuidade para Oeste do acidente Régua-Chaves-Verin. A datação geocronológica foi feita com base na comparação da análise feita para o granito de Vila Real, apontando para uma idade de 304 ± 2 Ma (Priem *et al.*, 1984).

O granito de Chaves (GC) ocupa principalmente a parte Norte da área de estudo assim como alguns enclaves, da serra do Alvão, em Minheu, e na vertente ocidental da serra da Padrela, próximo de Vrea de Bornes, estando amplamente representado. Trata-se de um granito alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas ou essencialmente moscovítico. Contém plagioclase francamente albítica fortemente meteorizada, caulinizado, com pelos menos duas gerações de moscovite. Existem pequenas variações nas características deste granito.

No cimo do Monte de Santa Bárbara, correspondendo a um pequeno enclave de forma arredondada, o granito apresenta grão grosseiro, com passagem a porfiróide rodeado por uma orla de xistos, correspondentes à formação pelito-grauváquica, formando por vezes enclaves no granito.

O granito é alcalino, com tendência oligoclásica, moscovítico. Destacam-se alguns megacristais de feldspato rosado, pertite, e feldspato potássico, que envolvem relíquias de plagioclase. Há duas gerações de moscovite, notando-se que a segunda geração penetra parcialmente nos feldspatos. (C. Teixeira, 1974).

Em Pinho, no extremo Oeste da área de estudo, a ESE de Chaves, o granito surge leucocrata, de grão médio a grosseiro, às vezes com passagem a grosseiro. Apresenta menor grau de meteorização, embora em alguns dos casos, esteja mais alterado, com sinais de caulínização. A rocha apresenta duas micas, com fenómenos de microclinização da plagioclase e pertitização. A plagioclase transforma-se, em parte, em microclina e microclina-pertite. O granito é alcalino, com leve tendência oligoclásica (C. Teixeira, 1974).

A SE de Chaves, o bloco do Brunheiro, corresponde a uma área aplanada, muito recortada, com enclaves da formação pelito-grauváquica formando um rebordo. O granito que o constitui é alcalino, essencialmente moscovítico, de grão médio. A plagioclase é predominante a albite. A pertite e a microclina-pertite mostram no seu interior vestígios de plagioclase. A moscovite é a mica dominante, estando a biotite representada por pequenas lâminas dispersas, contendo halos pleocróicos. No interior dos feldspatos existe quartzo goticular (C. Teixeira, 1974).

A vertente ocidental da serra da Falperra no seu contacto com a depressão de Telões a NE é constituída por dois granitos: o granito de Borbela e o granito do Vale das Gatas (GVG). Ambos são granitos relativos a D3 sin tectónicos.

O granito de Borbela ocupa o limite NE da bacia de Telões. Trata-se de um granito de grão fino a médio, de duas micas, localmente com biotite ou moscovite. Exerce uma compressão face ao granito do Vale das Gatas (GVG), visível através de alguns cavalgamentos (A. Matos & M. Ferreira, 1991). Este ocupa ainda terrenos a sul da bacia de Telões e parte da plataforma da serra do Alvão. Trata-se de um granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas.

ROCHAS GRANITÓIDES						
COMPLEXO GRANITÓIDES CIRCUNSCRITOS ASSOCIADOS À FRACTURAÇÃO FRÁGIL TARDI HERCÍNICA				GRANITÓIDES HERCÍNICOS DE DUAS MICAS		
GRANITÓIDES HERCÍNICOS BIOTÍTICOS COM PLAGIOCLASE CÁLCICA E DIFERENCIADOS	TARDI À PÓS-OROGÉNICOS	TARDIOS RELATIVAMENTE À FRACTURAÇÃO FRÁGIL D _E D ₄	Granito Pedras Salgadas (GPS) <i>(granito porfiróide ou de tendência porfiróide de grão médio essencialmente biotítico)</i>	Granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) <i>(granito porfiróide de grão grosseiro a médio essencialmente biotítico)</i>	TARDI A APÓS TECTÓNICOS (D ₃)	Granito de Abadim <i>(granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas)</i>
		TARDI/APÓS TECTÓNICOS (D ₃)				Granito de grão médio a grosseiro <i>com esparsos de megacristais de duas micas (?)</i>
	SIN-OROGÉNICOS	SIN A TARDI TECTÓNICOS (D ₃)			SIN TECTÓNICOS (D ₃)	Barragem de Pisões <i>(granito de grão grosseiro de duas micas)</i>
		ANTE A SIN TECTÓNICOS (D ₃)				Granito de Chaves (GC) <i>(granito médio de duas micas)</i>
						Granito de Borbela <i>(granito de grão fino a médio, de duas micas, localmente, com biotite ou moscovite)</i>
				Granito do Vale das Gatas (GVG) <i>(granito de médio a grosseiro, porfiróide de duas micas)</i>		
					SIN TECTÓNICOS D ₁ e D ₂	
					ORTOGN AISS ANTE- HERCÍN COS E/OU HERCÍN COS	

Quadro 2 Rochas granitóides da área de estudo, segundo C. Teixeira (1974); Matos & Pereira (1991); Gomes & Neiva (1991); H. Martins (1998); H. Silva (1998; 2000).

A Este de Vila Pouca de Aguiar os terrenos constituídos pelas rochas granitóides sin tectónicas relativamente a D3 estão representadas pelo granito da barragem de Pisões. Ocupa parte dos cimos aplanados da serra da Padrela. Trata-se de um granito de grão grosseiro e pela presença de duas micas.

Os granitos sin tectónicos na área de estudo acusam por vezes os efeitos das fortes pressões a que foram submetidos resultando no esmagamento e granulação parcial dos cristais, fracturação e outras particularidades das rochas tectonizadas.

1.2.2. Tardi a pós tectónicos (D3) [tapD3]

Do Vestefaliano superior até ao Pérmico, devido à permutação da tensão máxima entre N-S (Estefaniano) e W-E (Pérmico) (Ribeiro *et al*, 1979), teve lugar uma fracturação frágil da cadeia hercínica segundo um jogo de desligamentos NW-SE e NNE-SSW, facilitando a ascensão e instalação dos granitos tardi a pós tectónicos (D3) (E. Pereira, 1988).

São dois os granitos que fazem parte deste compósito: o granito de Abadim e o granito de grão médio a grosseiro.

O primeiro apresenta grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas; o segundo diferencia-se por apresentar mega cristais dispersos, de duas micas.

1.2.3. O Plutão de Vila Pouca de Aguiar [PVP]

O Plutão de Vila Pouca (PVP) apresenta uma forma alongada de orientação NNE-SSW, idêntica à falha Régua-Verin, o que sugere que a implantação deste maciço tenha sido controlada basicamente por este acidente. Toda a fracturação operada relativamente a D4 irá também condicionar petrograficamente o plutão (H. Silva, 2000).

O maciço assenta discordantemente em relação às estruturas sin-D3 e aos metassedimentos do Silúrico. Corresponde a um lacólito que resulta de duas intrusões magmáticas principais: (i) a intrusão do granito de Vila Pouca (GVPA²), de geometria laminar (soleira) de foliações magnéticas inclinadas para o exterior do plutão e de orientação NNE-SSW; (ii) a intrusão do granito de Pedras Salgadas (GPS) correspondendo à última pulsação magnética e que forma a maioria do plutão³.

São os granitos de Vila Pouca (GVPA) e de Pedras Salgadas (GPS) os que constituem maioritariamente o Plutão de Vila Pouca (PVP), embora não geneticamente relacionáveis (H. Silva, 2000). Também faz parte dele o granito de Gouvães da Serra (GGS), embora surja com uma presença muito reduzida.

O granito mais representativo do Plutão de Vila Pouca (PVP) é o granito pós-tectónico de Vila Pouca (GVPA). É um granito porfíróide de grão médio, caracterizado pela presença de enclaves microgranulares tonalíticos e granodiorítos acompanhado frequentemente de filões com orientação NNE-SSW coincidentes com a fracturação principal.

Os dados geocronológicos U-Pb e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) revelam uma idade de 299 ± 13 Ma obtidas pelo método U-Pb (H. Martins *et al.*, 1997a, 1997b; H. Martins 1998).

O granito pós-tectónico de Pedras Salgadas (GPS) encontra-se no interior do Plutão de Vila Pouca (PVP). Trata-se de um granito mais leucocrata e menos biotítico que o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA). Apresenta mega cristais de feldspato potássico. Os dados geocronológicos apontam para uma idade de instalação de 295 ± 13 Ma.

² Esta pulsação magnética foi controlada pelo desligamento Régua-Chaves-Verin (H. Silva, 2000).

³ A estrutura central em domo sugere que a instalação deste magma fosse feita em *balloning* resultante da instalação *in situ* da intrusão já no local da implantação com uma orientação predominantemente E-W (H. Silva, 2000).

O granito de Gouvães da Serra (GGS)⁴ faz parte do Plutão de Vila Pouca (PVP) embora a sua representatividade seja muito reduzida, coincidindo com bordadura S e SE, contactando discordantemente com os granitos da Granheira e de Santa Marta do Alvão (granitos sin tectónicos).

Na parte ENE o contacto com o granito de Vila Pouca (GVPA) é feito de forma gradual (H. Silva, 2000). Trata-se de um granito porfíróide de grão grosseiro onde se destacam mega cristais de feldspato potássico com contornos mal definidos.

Um importante afloramento surge no extremo NE da área de estudo, em Santo Estêvão. As rochas na sua maioria são leucomesocratas, ou mesmo, leucocratas de granulidade entre fina a média e grosseira moderada, às vezes com tendência porfíróide. O carácter calco-alcalino abrange a maioria das rochas.

A presença quase constante de oligoclase e/ou albite-oligoclase em quantidades importantes, inclui-o no tipo calco-alcalino (C. Teixeira, 1974). Uma outra característica comum relaciona-se com a citização parcial dos feldspatos bem como a predominância da moscovite sobre a biotite, sucedendo que, por vezes, a moscovite não é acompanhada pela biotite.

⁴ O granito de Gouvães da Serra (GGS) resulta de uma terceira intrusão contemporânea com o início da segunda pulsação magnética (GPS) que se terá desenvolvido no interior do granito de Vila Pouca (GVPA), segundo pequenas lâminas nos bordos do plutão (H. Silva, 2000).

2. O CICLO HERCÍNICO NA ZONA-CENTRO-IBÉRICA (ZCI) E NA SUB-ZONA-GALIZA-TRÁS-OS-MONTES (ZGTM)

Adoptando as divisões paleogeográficas e tectónicas de Julivert *et al.*, (1974), a área de estudo pertence, em termos geotectónicos, à sub-Zona-Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) (Farias *et al.*, 1985; Arenas *et al.*, 1988), incluída na Zona-Centro-Ibérica (ZCI) (Julivert *et al.*, 1974). Corresponde em área à ocupação pelos mantos de carreamento, englobando os terrenos alóctones e parautóctones, encontrando-se separada do substrato rochoso por grandes acidentes cavalgantes, gerados nas fases precoces do orógeno por tectónica tangencial (E. Pereira, 1988).

Incluída na microplaca Ibérica (A. Ribeiro, 1974), a área encontra-se na unidade estrutural denominada Maciço Hespérico (MH), Maciço Ibérico (MI) ou Maciço Antigo (MA). O soco é constituído essencialmente por terrenos datados do Paleozóico e do Pré-câmbrico superior cratonizado principalmente pela orogenia hercínica, que imprime uma zonalidade arqueada aos diferentes terrenos que constituem o ramo Oeste do arco Ibero – Armonicano.

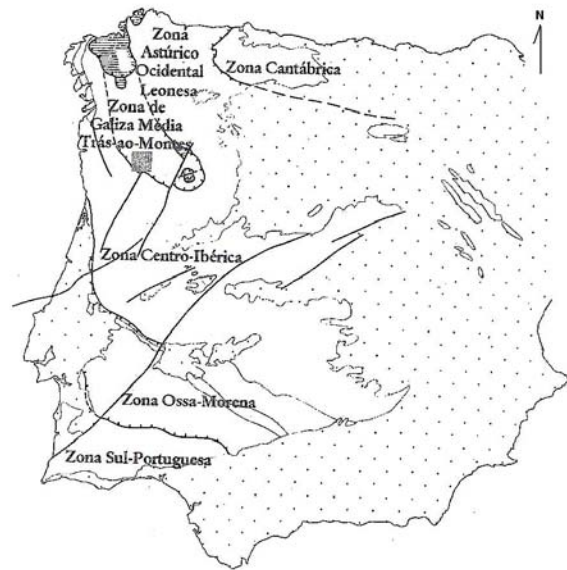


Fig. 4 Localização geotectónica da área de estudo (*adapt.* Julivert *et al.*, 1974).

Torna-se sempre difícil a tarefa de definir o início e o término de uma orogenia. De uma forma geral, os episódios mais contemporâneos como que mascaram os anteriores, dificultando assim a análise da sequência início – desenvolvimento – término de um ciclo orogénico.

É possível que a área de estudo tenha sofrido ciclos orogénicos recuados, anteriores ao ciclo hercínico⁵. Mostrando uma das mais pronunciadas virgações do globo, constituindo o Arco Ibero – Armoricano (Matte, 1968; Matte & Ribeiro, 1975), a cadeia hercínica assenta sobre terrenos ante-Pérmicos, englobando terrenos do Proterozóico ao Carbonífero médio (E. Pereira, 1988).

A Europa setentrional sofre com mais intensidade o ciclo intermédio Caledoniano enquanto que a Zona Centro Ibérica (ZCI) se integra no ciclo hercínico quase exclusivamente, de carácter polifásico, evoluindo a partir do dismantelamento do continente Pan – Africano – Cadomiano.

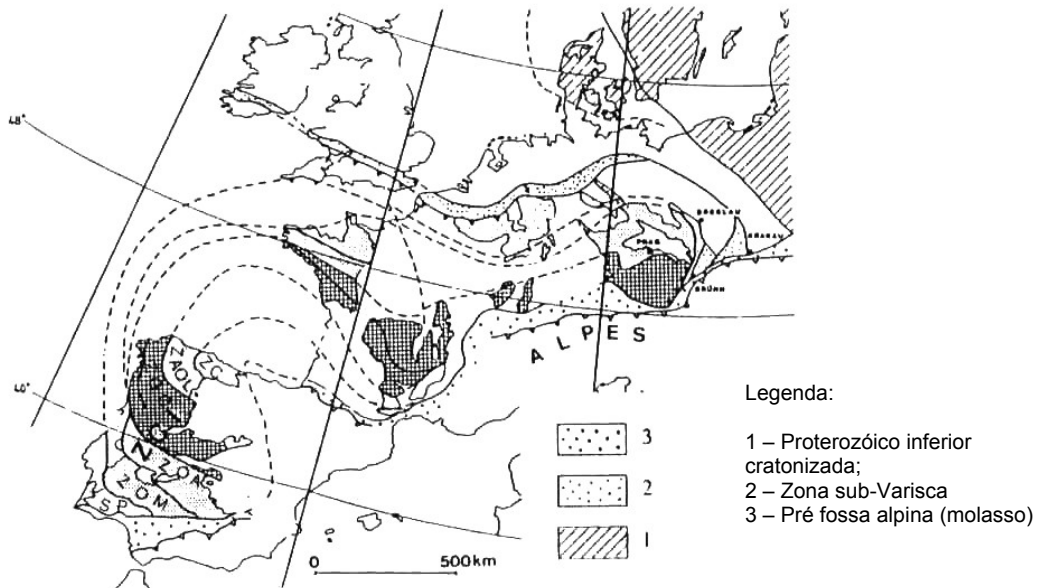


Fig. 5 As variscides europeias e a sua estruturação geotectónica (Ellenberger & Tamain, 1980).

A forte deformação que estes terrenos sofreram quando desta orogenia parece ter ocultado a deformação menos intensa do ciclo Caledoniano. Na Zona Centro Ibérica (ZCI) a passagem do Pré-câmbrico superior para o Câmbrico delimita o período correspondente à passagem entre as duas orogenias (E. Pereira, 1988).

⁵ “ (...) Os terrenos da Europa actual resultaram da acção sucessiva de várias orogenias. Das mais recuadas, Arcaica (3 500 M. A. – 2 500 M. A.), Gothiana (mais ou menos 1 400 M. A.), Grenviliana (mais ou menos 1 000 M. A.), Pan – Africana – Cadomiana (650 M. A. – 580 M. A.), ás mais recentes, Caledónica, Hercínica e Alpina (...) ” (E. Pereira, 1988).

Constituindo um fosso subsistente, a Zona Centro Ibérica (ZCI) sofre neste período uma forte sedimentação do tipo turbídica resultante do desmantelamento do continente Cadomiano. Posterior a este período de sedimentogénese vai ocorrer uma evolução muito mais complexa.

No Câmbrio superior o fosso que corresponde à Zona Centro Ibérica (ZCI), sofre um regime transformante direito gerando levantamentos, desligamentos e deslizamentos em massa que vão contribuindo para a colmatação do fosso (Leford & Ribeiro, 1980). Daqui resulta uma discordância entre os terrenos do Câmbrio e do Ordovícico, que não são, no entanto, homogêneos em todos os sectores da Zona Centro Ibérica (ZCI) sugerindo duas áreas emersas: a sub-Zona Galiza-Trás-os-Montes (Ribeiro, 1974) e outra a NE dos Montes Toledo (Martin Escorza, 1977).

É no Ordovícico inferior que se instala uma fase de “rift” continental que gera no final do Ordovícico uma forte fracturação da crosta acompanhada naturalmente de um forte magnetismo básico e metamorfismo. O período de tectogénese hercínica parece ter-se iniciado no Devónico, com abertura e fecho do oceano Varisco. Segundo alguns autores (M. Ribeiro & A. Ribeiro, 1982; Schermerhorn & Kotsch, 1984; E. Pereira, 1985; A. Ribeiro & M. Iglésias, 1985; M. Ribeiro, 1986) só no final do Silúrico, começo do Devónico, estaria consumada a abertura do Paleo-Tethys.

No Devónico inferior, o oceano Varisco passou a englobar o fosso que correspondia à Zona Centro Ibérica (ZCI), atingindo aí o seu apogeu. A actividade tectónica no Silúrico verifica-se na variedade de fácies que os metassedimentos apresentam, o que poderá indicar uma alternância de deposição de sedimentos ora mais finos ora mais grosseiros, facto que poderá relacionar-se com a maior ou menor intensidade dos movimentos orogénicos.

Estudos apontam para a existência de três fases de deformação dúctil D1, D2, D3 (Ribeiro, 1974; A. Ribeiro *et al*, 1979; Noronha *et al*, 1979), definindo-se ainda fases frágeis, denominadas D4.

O fecho do oceano Varisco iniciado a partir do Devónico médio sofre um complexo mecanismo, com subducção e obducção de crosta oceânica seguido de colisão entre as placas Jaurentina-Báltica, Armórica e Gondwana. A par desta situação gera-se outro mecanismo complexo que explica a imbricação de mantos de tipo helvético e de deslocamento – “flake tectonics” (A. Ribeiro & M. Iglésias, 1985).

A partir do Devónico médio opera-se o empilhamento dos mantos na sub-Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) (E. Andrade, 1988) o que contribuiu para a deformação dos próprios mantos e do autóctone (E. Pereira, 1988). Produzem-se nesta fase da tectogénese hercínica os granitóides com idade isotópica de 370 Ma (Pinto, 1985), já deformados por D1, caracterizada por ter uma maior intensidade nas zonas mais internas da cadeia, originando dobras com orientação predominantemente NW-SE apresentando um plano axial vertical nos terrenos autóctones e vergentes nos terrenos parautóctones.

Na base dos planos de carreamento desenvolvem-se dobras cisalhantes D2 de simetria monolítica, resultando daqui formações também granitoides de idade 320 Ma. Segue-se a colisão das margens continentais que bordejam o oceano, soldando os dois blocos continentais e terminando o processo de evolução da “flake tectonics”.

Após o Carbonífero inferior surgem os granitoides biotíticos basicrustais, resultantes da fusão crustal de metassedimentos e de rochas granitóides pré-existentes. Estão associados ao metamorfismo regional ao longo das suturas.

Durante o Vestefaliano, a deformação prossegue por desligamentos dúcteis conjugados e associados a dobras D3. Geram-se zonas de cisalhamento dúctil sub-verticais NW-SE direitas e ENE-WSW esquerdas (Iglesias & Choukrone, 1980). Instalam-se granitos de idade 310 Ma controlados pelas zonas de cisalhamento, resultantes da fusão, quer das massas graníticas ante-hercínicas, quer de metassedimentos, originando leucogranitos que ocupam geralmente os núcleos das grandes antiformas da terceira fase (H. Silva, 2000).

As fases de deformação D4 e posteriores são concretizadas durante o Vestafaliano superior até ao Pérmico, caracterizando-se por um campo de tensão que originou um sistema de falhas NNE-SSW, mais predominante do que NNW-SSE direito (o qual retoma o sistema NW-SE de D3), devido ao facto da rotação da compressão máxima facilitar a reabertura do sistema NNE-SSW (A. Ribeiro *et al*, 1979). Instalam-se nesta fase os granitos biotíticos devido à descompressão da crosta o que implica o deslocamento das zonas de fusão para níveis crustais mais profundos, próximos do manto.

3. A ÁREA DE FALHA RÉGUA-CHAVES-VERIN

Estudámos a área da falha Régua-Chaves-Verín, entre Telões, a Sul, e Chaves, a Norte. A falha corresponde a um desligamento esquerdo tardi-varisco, pertencente ao mesmo sistema de fracturas do acidente Manteigas-Vilariça-Bragança, sendo-lhe sub-paralelo, de orientação geral NNE-SSW, localizando-se cerca de 60 km a ocidente.

Estende-se por um comprimento de aproximadamente 200 km em Portugal, desde uma área a Sul de Penacova, no seu extremo meridional, até Norte de Chaves, penetrando em território espanhol por mais 20 km até Verín (Baptista, 1990). Autores espanhóis identificam lineamento em imagens de satélite que consideram corresponder ao prolongamento deste acidente tectónico para norte, até Luarca, no litoral Cantábrico (M. Claverol & V. Suárez, 1987), perfazendo assim um total de 400 km de extensão. Desloca referências geológicas no soco Varisco com separação horizontal esquerda máxima de aproximadamente 3,4 km (Arthaud & Matte, 1975).

As bacias associadas a desligamentos são geralmente de pequena dimensão, estreitas, podendo experimentar processos de compressão e distensão alternadamente em pequenos intervalos de tempo, o que resulta numa subsidência com variações bruscas de fácies ou erosão rápida dos materiais anteriormente depositados (J. Cabral, 1989). Tal situação é facilmente observada a partir da variação de fácies representadas pelos depósitos que preenchem as depressões. A Norte da bacia de Mortágua, o enchimento das bacias terá começado a partir do Terciário. O material corresponde a depósitos de vertente, transportados por cursos de água de pequena dimensão, depositando posteriormente material mais grosseiro nas bordas das bacias e sedimentos mais finos na parte central. Observa-se uma erosão mais acentuada nas bacias de Pedras Salgadas, Vidago e Telões⁶.

⁶ O enchimento das bacias no extremo Sul da falha, bacia de Lousã e de Mortágua, ocorre a partir do Cretácico inferior (Cunha, 1992).

As grandes falhas desligantes apresentam frequentemente um relevo importante associado, resultante da acumulação das componentes verticais de numerosos deslocamentos repetidos ao longo do tempo, pois poucos acidentes tectónicos têm um movimento de desligamento com componente horizontal de movimentação, deslocando-se geralmente com deslizamento “oblíquo” (divergente ou “transtractivo”, ou convergente ou “transpressivo”) (J. Cabral, 1989).

A complexidade estrutural associada aos desligamentos forma, a nível regional, um sistema de falhas estendendo-se por vários quilómetros de largura, num conjunto complexo de blocos elevados tectonicamente por compressão e bacias deprimidas tectonicamente por tracção. Podem desenvolver-se ainda áreas bastante localizadas, alternadamente de tracção e compressão, resultantes da curvatura ao longo das falhas de ramificações destas no sistema de desligamentos, ou entre segmentos de falha em escadaria (J. Cabral, 1989).

Nas áreas em tracção formam-se depressões tectónicas denominadas “bacias de desligamento”. Estas, quando desenvolvidas entre segmentos de falhas em escadaria designam-se *pull-apart*. Outras depressões estão associadas a curvaturas nas falhas produzindo divergências (*releasing bends*). Nas áreas em compressão ocorrem dobramentos e levantamentos associados a falhas do tipo inverso, designando-se os blocos elevados por *push up*.

Na maioria das bacias desligantes os segmentos de falha que as limitam não são simétricos, existindo geralmente um segmento mais activo do que outro. Este facto implica uma maior espessura dos sedimentos no segmento mais activo.

Na área de estudo, as depressões mergulham de Norte para Sul e de Este para Oeste, o que neste último caso, permite inferir que é o flanco oriental o mais activo. A presença de material grosseiro tipo depósito de sopé – *glacis* coluvial, próximo da falha da Padrela, está relacionada com a “subsidência” persistente da falha neste sector (A. Ferreira, 1986).

Por outro lado, a estrutura e o estilo tectónico influenciam a disposição dos blocos, das bacias e a disposição da própria rede hidrográfica. As serras que limitam a bacia de Telões, Alvão, a Oeste, Falperra e Padrela, a Este, sugerem ser, equivalentes à superfície fundamental dos planaltos centrais do Norte da Beira (A. Ferreira, 1978; 1986) e também da Meseta superior de Trás-os-Montes oriental (A. Ribeiro, 1974).

Várias evidências demonstram que a falha Régua-Chaves-Verin terá sido reactivada após a orogenia hercínica. Estas são, contudo, em grande parte, de análise indirecta. Os afloramentos com falhas em zonas com marcadores geológicos quaternários são raros e, por outro lado, as datações dos sedimentos continentais são imprecisas.

A actividade tectónica recente está relacionada não só com a existência de falhas que afectam depósitos do Neogénico, mas também com o vigor das escarpas, o escalonamento das superfícies de erosão, a actividade sísmica e a existência de nascentes minerais.

3.1. O comportamento da falha Régua-Chaves-Verin

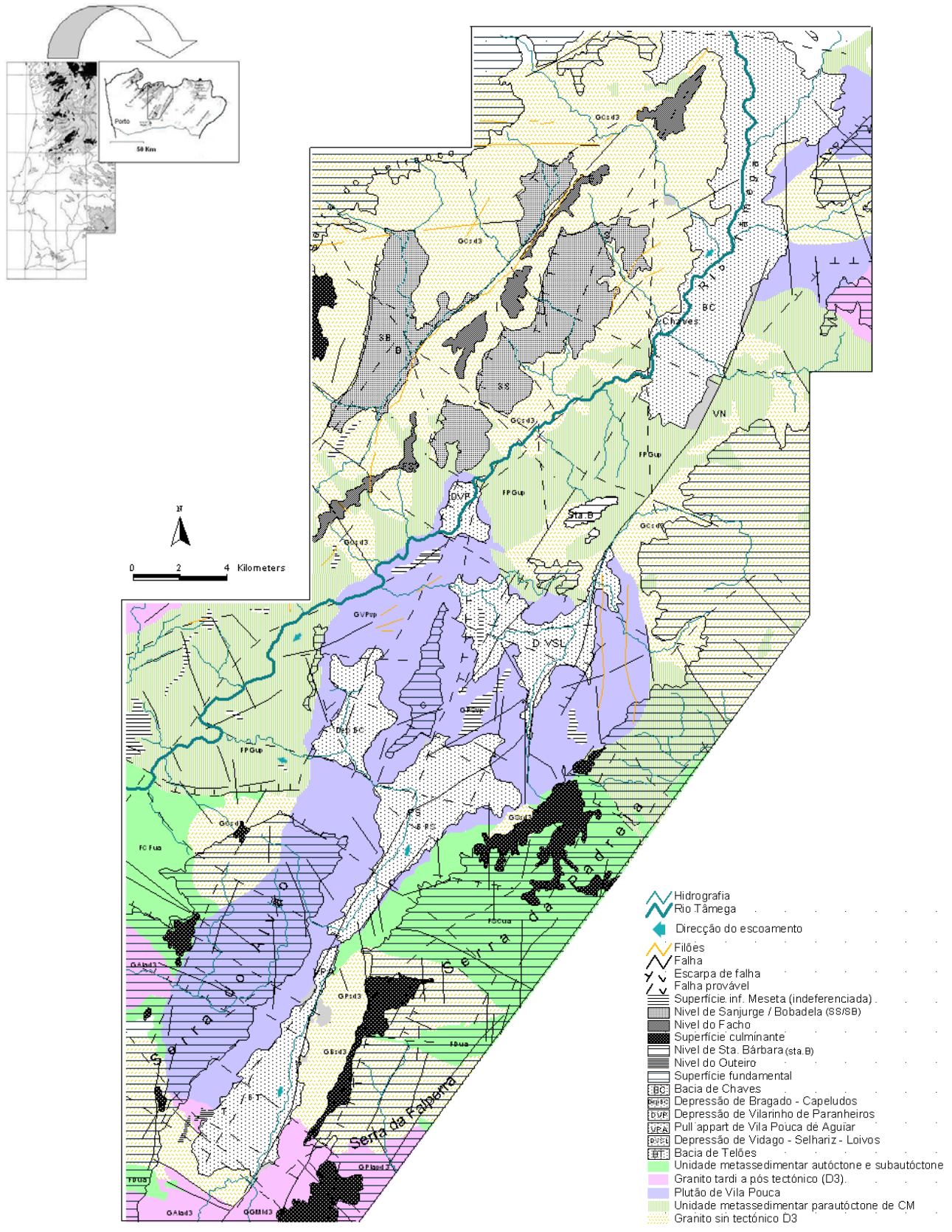
A falha de orientação predominantemente NNE-SSW movimentou-se com uma forte componente *destra* até ao final do Vestefaliano (Carbónico superior). Entre o Estefaliano (Carbónico superior) e o Pérmico inferior, a falha passa a ter um movimento de componente esquerdo importante⁷. Posteriormente ao início do Triásico superior⁸, desligamentos paralelos à falha foram reactivados como falhas distensivas (J. Baptista, 1998), encontrando-se alguns locais preenchidos por filões básicos (Teixeira *et al*, 1980; Ribeiro *et al*, 1979).

Creemos que, na área de estudo, um importante filão quartzoso de orientação NNE-SSW, associado à falha que divide o nível da Bobadela do nível do Facho, corresponde a uma falha desta natureza [figura 6].

Entre o Eocénico e o Miocénico inferior ocorre a compressão Pirenaica, reactivando os sistemas de falhas NE-SW e NNE-SSW em falhas normais e/ou possivelmente em desligamentos transtensivos com uma componente normal importante. A partir do Miocénico superior ocorre a compressão Bética, reactivando os segmentos *em escadaria* de direcção NNE-SSW, em desligamentos esquerdos com componente inversa, em zonas transpressivas, e componente normal, em zonas transactivas (A. Ribeiro, 1984; J. Cabral, 1988; 1993; 1995; J. Baptista, 1998).

⁷ J. Lourenço & A. Matos (1995) tomando como referência os eixos do afloramento do granito de Vila Real, confirmam que o desligamento Régua-Chaves-Verin, na área de Vila Real, funciona como uma desligamento esquerdo, cujo rejeito aparente horizontal se situa entre os 4500 e os 5000m.

⁸ Relacionado com a abertura do Oceano Atlântico.



VVGsd3 - granito de Vale das Gatas sin tectónico; GBsd3 - granito de Borbela sin tectónico D3; GPsd3 - granito de pisões sin tectónico D3; GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3; GSsd3 - granito de Serapicos sin tectónico D3; GAtd3 - granito de Abadim tardi a pós tectónico D3; GPtd3 - granito porfiróide tardi a pós tectónico sin D3; GPSpv - granito de Pedras Salgadas plutão de Vila Pouca; GVPpv - granito de Vila Pouca de Aguiar plutão de Vila Pouca; FSCua - formação de Santos e Curros unidade autóctone; FCFua - formação de Campanhó Ferradosa unidade autóctone; FDua - formação da ferradosa unidade autóctone; FQua - formação quartzítica unidade autóctone; FPGup - formação pelito grauváquica unidade paraúctone; VPA - Vila Pouca de Aguiar, T - Telões; PS - Pedras Salgadas; VN - Vilar de Nantes; G - Grulha; B - Boabada; E - Elhos; S - Sanjurge; F - Facho; SB - Santa Bárbara.

Fig. 6 Mapa morfo-estrutural da área de estudo.

As bacias de Telões e de Pedras Salgadas estão relacionadas com um salto para a esquerda entre dois segmentos *em escadaria*. A bacia de Telões é definida pelo segmento de Vila Pouca de Aguiar e do Covelo, originando uma bacia *pull apart* assimétrica, com a escarpa oriental mais activa. A bacia de Pedras Salgadas é definida pelo segmento de Vila Pouca de Aguiar e do Sabroso do Aguiar, que origina uma bacia estreita de forma sigmoidal.

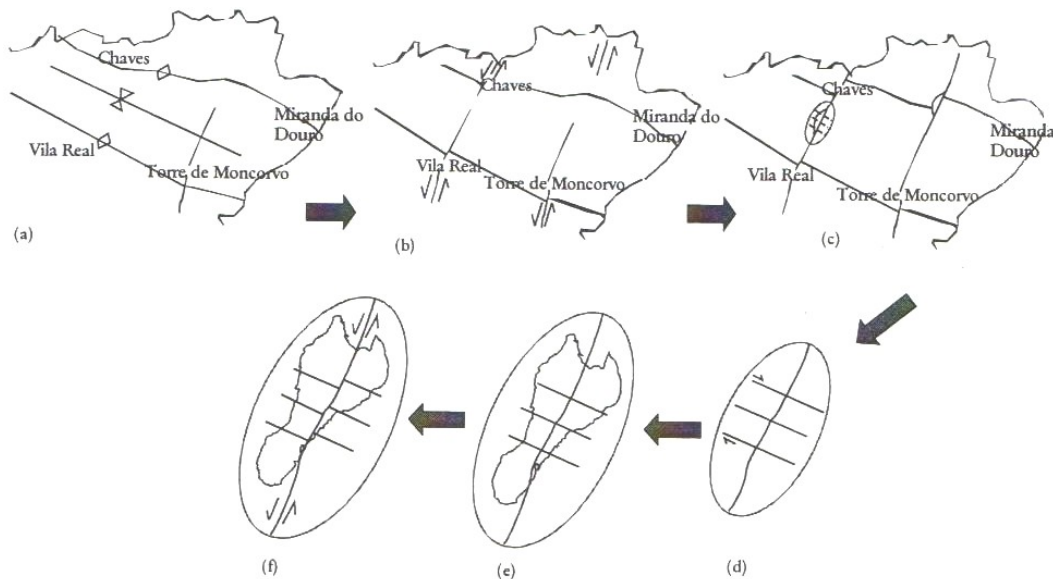


Fig. 7 Evolução da linha de fractura Régua-Chaves-Verin entre os 300 Ma e os 280 Ma, segundo J. Baptista *et al* (1993).

A bacia de Chaves, mais a Norte, está fortemente compartimentada a partir de falhas de direcção N-S, NNE-SSW, WNW-ESSE e E-W, e poderá corresponder a uma curvatura da zona de falha que passa de uma direcção NNE-SSW a N-S, e que, com a continuação do movimento de desligamento esquerdo (Vilar de Nantes), origina, na zona de curvatura, uma zona distensiva (J. Baptista, 1998).

A cinemática de instalação proposta enquadra-se no esquema evolutivo da tectónica hercínica sintetizado pelas seguintes etapas (J. Baptista *et al*, 1993):

- (i) no fim da 3ª fase hercínica (300Ma) inicia-se a fracturação na transição frágil-dúctil que vai gerar a falha Chaves – Verin de movimento esquerdo; a nucleação faz-se nas zonas da 3ª fase hercínica (b).
- (ii) formação do “duplex” de desligamento a NE e a SW, delimitando a zona do maciço de VPA (PVP) (c).
- (iii) geração de conjugados direitos NW-SE que retomam a estrutura D3 (d).
- (iv) ascensão ao longo de fracturas dos granitos que constituem o Plutão de VPA (PVP) (e).
- (v) continuação da movimentação esquerda ao longo da falha Chaves – Verin, acompanhada de rejeição dos conjugados *destros* (f).

3.2. A neotectónica

Segundo A. Ribeiro (1979), o termo *neotectónica* refere-se à designação dos movimentos tectónicos pós-Miocénicos (A. Ribeiro, 1979). Todavia, J. Vanney & O. Mougenot (1981), citados por A. Ribeiro (1984) salientam a persistência dos movimentos operados ante-Miocénicos originando deformações interplacas no período pós-Vilafranquiano, o que reforça a ideia de que neotectónica é a tectónica do Quaternário. A posição sub-horizontal ou a deformação de algumas *rañas* reforça esta ideia.

Na área de estudo são alguns os depósitos recentes, provavelmente contemporâneos das *rañas*, que se encontram afectados por movimentos recentes, colocando-os em posição sub-horizontal ou ligeiramente basculados (A. Ferreira, 1978).

No final do Miocénico, a direcção das tensões máximas da Península Ibérica seria de NNW-SSE. Durante o Quaternário, a colisão entre a Península Ibérica e a África passa a ter características diferenciadas consoante a zona de colisão: no mar; plataforma continental ou no sector continental (área de Gibraltar).

Podemos definir quatro tipos de deformações resultantes dos movimentos ao longo do Quaternário: (i) movimentos de grande raio de curvatura que provocam a subida das superfícies pliocénicas no interior e o seu afundamento no litoral; (ii) sistemas de *horst* e *graben* em distensão, observáveis em acidentes tardi-hercínicos (*graben*) e relevos em “tecla de piano” no sector marginal; (iii) falhas inversas; (iv) desligamentos e alinhamentos de origem imprecisa.

Com base na cota a que se encontram certos depósitos (na plataforma litoral) relacionados com movimentações tectónicas pode-se apontar uma taxa de subida do continente na ordem dos 0,1mm/ano e os 0,13mm/ano (J. Cabral, 1988, 1993, 1995) em períodos recentes, na ordem dos 120 000 anos (A. Ribeiro, 1984).

A actividade neotectónica na área de estudo é em grande parte indirecta. Os afloramentos com falhas em zonas com marcadores geológicos quaternários são raros e, por outro lado, as datações dos sedimentos continentais são imprecisas (J. Baptista, 1998). As evidências estão principalmente relacionadas com falhas que afectam depósitos Neogénicos, a actividade sísmica, o vigor das escarpas e o escalonamento de níveis mais ou menos aplanados, assim como a existência de nascentes minerais que confirmam a actividade da estrutura.

II

IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA

1. A SERRA DO ALVÃO

A serra do Alvão apresenta uma forte complexidade, quer do ponto de vista litológico, quer do ponto de vista estrutural. Ocupa a parte SW da área de estudo, correspondendo a um bloco levantado em estilo *push up* (J. Cabral, 1995). É constituída por formações metassedimentares, que correspondem às unidades de metassedimentos autóctones e sub-autóctones e às unidades parautóctones de carreamento maior, e por rochas granitóides.

A vertente oriental da serra é constituída pelos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP). Assentam discordantemente em relação às estruturas sin-D3 e aos metassedimentos do Silúrico. O mais representativo é o granito de Vila Pouca (GVPA), porfiróide, de grão médio, caracterizado pela presença de enclaves microgranulares tonalíticos e granodiorítos, acompanhado frequentemente de filões com orientação NNE-SSW, concordantes com a orientação do desligamento Régua-Chaves-Verin.

O granito de Pedras Salgadas (GPS) preenche o extremo NE da serra. Trata-se de um granito mais leucocrata e menos biotítico que o granito de Vila Pouca (GVPA). Apresenta amiúde megacristais de feldspato potássico, surgindo por vezes muito tectonizado próximo de Pensalvos.

A envolver o relevo do Minheu, a serra é constituída por um granito semelhante ao granito de Chaves (GC), sin D3, alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas ou essencialmente moscovítico, fortemente tectonizado. O ponto mais elevado em Minheu é constituído por uma auréola metamórfica de contacto. O sector Sul é constituído pelo granito do Vale das Gatas (GVG), granito de grão médio a grosseiro, porfiróide de duas micas, recortado pela formação da Desejosa.

O granito de Abadim aflora no extremo Sul da serra, pertence ao grupo das rochas granitóides tardi a pós tectónicas relativamente a D3. Trata-se de granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas. A SW de Telões surge um pequeno afloramento de um granito em todo semelhante ao granito de Abadim, geralmente de grão médio a grosseiro com megacristais esparsos, de duas micas.

Do ponto de vista estrutural, a serra está fortemente condicionada pela falha desligante tardi-hercínica. Movimentos posteriores⁹, originaram novas falhas, a par de terem reactivado a estrutura herdada. A morfologia actual reflecte principalmente a reactivação de fracturas, falhas, zonas de cizalhamento dúctil e falhas tardi hercínicas operadas durante o Terciário/Quaternário e a formação de novas falhas, por neo-ruptura, resultante principalmente da passagem da transição de ambientes tectónicos.

A reactivação mecânica de discontinuidades estruturais é obviamente um processo complexo dependente de inúmeros factores, como a orientação dos eixos das tensões principais e da relação axial do tensor da tensão (J. Cabral, 1988), além das características físicas dos materiais¹⁰.

⁹ A compressão alpina iniciada no Paleogénio ou no Miocénio prolonga-se pelo Quaternário até a actualidade (Cabral, 1988), reactivando falhas herdadas de orogenias anteriores, especialmente a hercínica, rejogando antigos desligamentos (A. Ribeiro, 1988).

¹⁰ Em Portugal continental, as falhas activas dispõem-se segundo orientações hercínicas:

- N-S; WNW-ESE e E-W, correspondem a direcções de cizalhamento dúcteis desenvolvidas na fase tardia de deformação dúctil da Orogenia hercínica (M. Iglésias & A. Ribeiro, 1981);
- NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE correspondem a falhas de desligamento geradas no primeiro episódio de fracturação tardi hercínica (A. Ribeiro *et al*, 1979).

Em associação com falhas desligantes, formam-se sistemas de falhas que localmente se observam a partir de blocos elevados tectonicamente, por compressão, e bacias deprimidas por tração. O bloco do Alvão corresponde a um nível aplanado, recortada por blocos mais pequenos, sugerindo uma espécie de “mosaico” tectónico. Influenciado pela reactivação do desligamento, surgem falhas desligantes transversais, de orientação WNW-ENE responsáveis por basculamento de alguns blocos e por rejeições associadas a estiramentos¹¹.

Os cimos podem não corresponder a uma única superfície de aplanamento. Correspondem à existência de pequenos blocos, escalonados a diferentes altitudes, limitados na maioria das vezes por falhas. Os blocos mais elevados encontram-se principalmente a Sul, descendo progressivamente para Norte. São limitados por regolfos que variam altimetricamente entre os 900 e os 1000m e que pertencem à superfície fundamental.

Os blocos mais a Sul da serra, apresentam altitudes superiores a 1200m, como os blocos de Meroicinha (1293m) e Sombra (1210m). A Norte, as altitudes máximas são definidas pelos blocos de São Jorge (1085m), Facho (1020m) e Minheu (1203m). Este último corresponde a uma auréola metamórfica de contacto, em geral mais resistente que o granito. A resistência superior da auréola poderá explicar de certa forma a maior altitude, empolando desta forma o seu valor altimétrico. No entanto, é possível encontrar indícios relacionados com alinhamentos, que parecem corresponder a algumas falhas que poderão indicar que, a par da litologia, o relevo resultou também da acção de um levantamento de origem tectónica.

¹¹ A complexidade do acidente associado à falha Régua-Chaves-Verin está em parte relacionada com vários episódios de reactivação, evidenciados por estrias de orientação muito diversas em espelhos de falhas estriados. Os mais abundantes encontram-se a Sul de Vila Real, onde as superfícies inclinam-se predominantemente para Oeste e as estrias apresentam atitudes variadas, com *pitches* variáveis, frequentemente superiores a 45°, evidenciando movimentações com componente vertical importante ou mesmo dominante (Baptista, 1990).

1.1. A superfície fundamental e a superfície culminante da serra

A serra do Alvão corresponde a uma parte da superfície da Meseta (A. Ribeiro, 1979) levantada em estilo *push up* (J. Cabral, 1995). Numa análise mais pormenorizada, é possível contudo verificar que a serra não corresponde a um único bloco, mas sim a um conjunto de blocos, quase sempre separados por falhas, fracturas e desligamentos, que funcionam dentro do sistema associado ao desligamento principal Régua-Chaves-Verin.

O critério altimétrico serve de indicador para definir o que corresponde à superfície fundamental da serra e à superfície culminante e/ou a diferentes níveis. A datação principal dos episódios tem por base a idade dos depósitos que estão associados às superfícies de erosão. Infelizmente, a ausência de fósseis e o número muito reduzido de formações contribui para uma datação morfotectónica muito pouco precisa, feita principalmente por correlação com outras superfícies a partir de semelhanças de fácies.

1.1.1. A superfície culminante da serra

A superfície culminante da serra, ou seja, as áreas aplanadas a altitudes mais elevadas, desenvolve-se predominantemente na área Oeste da serra do Alvão. O escalonamento da superfície é resultado da acção da tectónica, recortando-a em pequenos blocos, que contactam geralmente através de falhas.

Apresentam-se quase sempre basculados, como resultado de forças de tensão de componente variada e inserem-se no sistema estrutural associado à zona de falha Régua-Chaves-Verin. Na maioria das vezes, o encaixe dos cursos de água está relacionado com a presença de falhas, geralmente em vales dissimétricos, caso do rio Torno. A serra sugere, no seu todo um basculamento para SE, relacionado com a movimentação da falha desligante Régua-Chaves-Verin e pelas falhas transversais. Podem definir-se pequenos blocos diferenciados altimetricamente.

O bloco da Sombra é constituído pelo granito do Vale das Gatas (GVG) sin tectónico relativo a D3, contendo níveis da superfície culminante [no sector mais meridional da serra do Alvão]. Varia entre 1100-1210m de altitude e é limitado no flanco Leste e Oeste por duas falhas, paralelas neste sector, com uma orientação NNE-SSW. A Sul, fecha no contacto entre estas mesmas falhas, que convergem como é possível observar na figura 8. No flanco Oeste, a falha que o limita é de orientação N-S, ao passo que a Este, tem uma orientação predominantemente NE-SW.

O bloco de S. Jorge, a Norte, é constituído pela formação da Desejosa. Trata-se de uma formação constituída pela alternância de filitos com laminação fina, paralela, metagrauvaques e metaquartzograuvaques por vezes carbonatados, datada do Câmbrio superior, pertencente à unidade dos metassedimentos autóctones. O bloco ergue-se na sua cota máxima a 1115m, embora varie predominantemente entre os 1000-1100m.

A posição elevada do bloco da Sombra face ao bloco de S. Jorge, a Sul, parece ser justificada pela acção da tectónica. O facto do bloco de S. Jorge ser constituído por metassedimentos, menos resistentes à erosão, poderá justificar em parte a sua posição inferior face ao bloco da Sombra.

A passagem entre estes dois blocos é feita a partir de um retalho constituído por granito de grão médio a grosseiro, porfiróide de duas micas e pela formação da Desejosa, no sector Norte. Varia altimetricamente entre 950-1100m, baixando para Norte, talvez devido à maior erodibilidade dos metassedimentos face ao granito, correspondendo a um pequeno *graben* tombado para SE, onde surge alternadamente a formação da Desejosa e o granito do Vale das Gatas (GVG).

O encaixe dos cursos de água nos metassedimentos resulta quase sempre em vales estreitos, geralmente meandrizantes. O traçado do rio Torno é claramente influenciado pela acção da tectónica e limita o bloco de S. Jorge a Norte. Corre num nível aplanado que varia entre 900-1000m, talhado em granito a pós tardi hercínico relativamente a D3, de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas.

O traçado de orientação WNW-ESE corresponde ao encaixe do curso de água numa falha inversa que rebaixa os terrenos a Norte.

O bloco do Facho apresenta uma altitude máxima no ponto cotado de 1020m, mas desenvolve-se predominantemente entre os 970 e os 1000m. É constituído por xistos verdes, cinzentos, sílico carbonosos com intercalações do topo para a base de quartzitos escuros, quartzitos claros e níveis espessos de ampelitos e liditos do Silúrico pertencentes às unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones do Douro inferior.

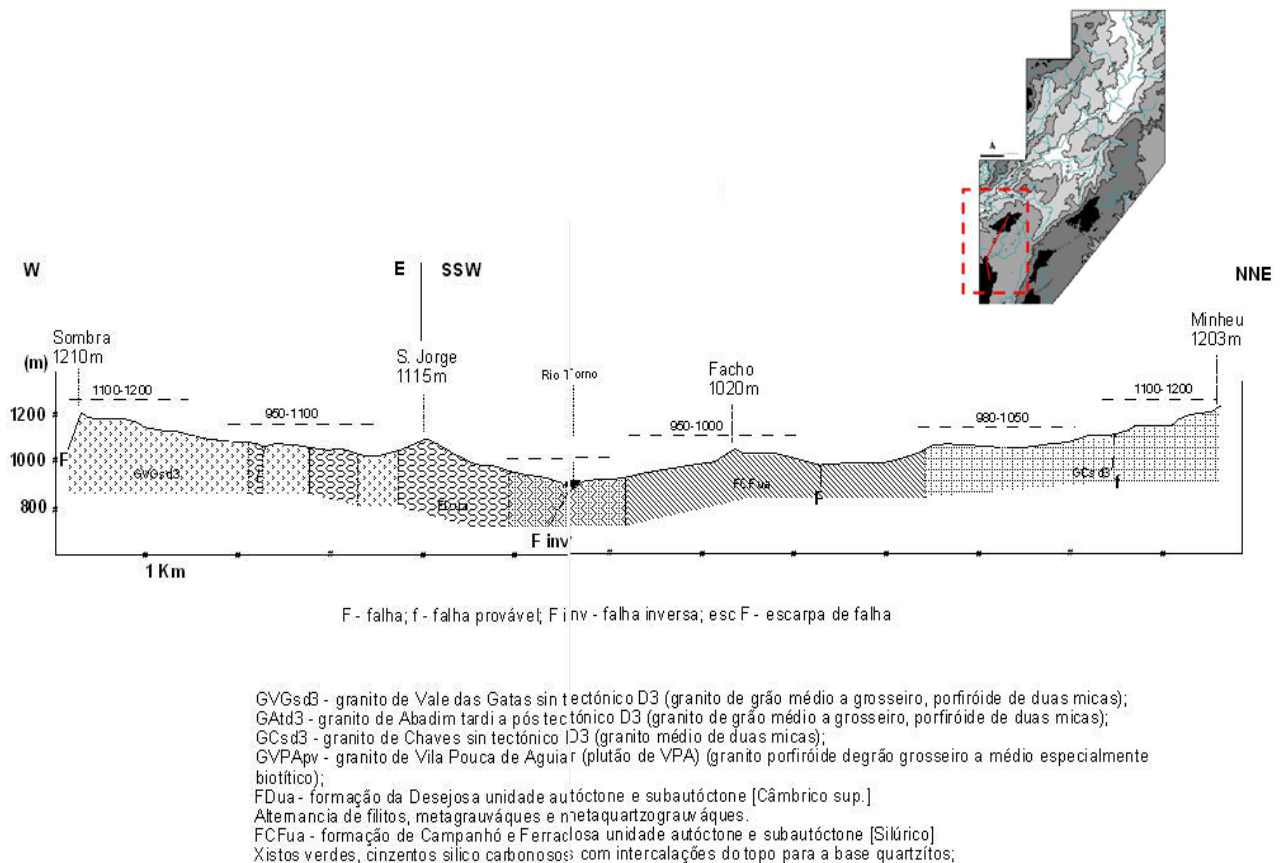


Fig. 8 Serra do Alvão. Corte geológico entre Sombra e Minheu.

Corresponde a um *horst*, limitado por duas falhas paralelas, de orientação WNW-ESE, transversais ao desligamento Régua-Chaves-Verin e paralelas ao cavalgamento por onde encaixa o rio Torno. Inúmeras falhas de orientações WNW-ESE vão rebaixando a serra do Alvão a Sul, outras, de orientação paralela ao desligamento principal, rebaixam-na para Este.

A Norte, próximo do limite extremo da serra, desenvolve-se o nível do Minheu, constituído principalmente por granitos semelhantes ao granito de Chaves (GC), de grão médio de duas micas, predominando a moscovite.

O relevo do Minheu ergue-se a 1203m, correspondendo a um relevo residual de erosão¹². Trata-se aí de uma auréola metamórfica de contacto, mais resistente que o granito. No entanto, identificam-se alguns alinhamentos transversais ao desligamento principal que poderão corresponder a falhas, que terão elevado em parte os terrenos marginais a Minheu e rebaixado ligeiramente a superfície do Facho.

A passagem entre Minheu e o Facho é feita a partir de um pequeno degrau, entre os 980 e 1050m, talhada em metassedimentos do Silúrico, idênticos aos de Facho, e por granitos sin tectónicos D3, que define a passagem entre a superfície culminante da serra e a superfície fundamental.

Em síntese, parecem existir vestígios de uma superfície culminante, e que actualmente correspondem, ao cimo aplanado de alguns blocos, elevados por compressão e dispostos a diferentes altitudes. Apresentam um escalonamento que desce progressivamente para norte, sugerindo a par, um basculamento para SE, provavelmente influenciado pela reactivação do desligamento principal gerando nas falhas transversais, um plano tracção sub-horizontal.

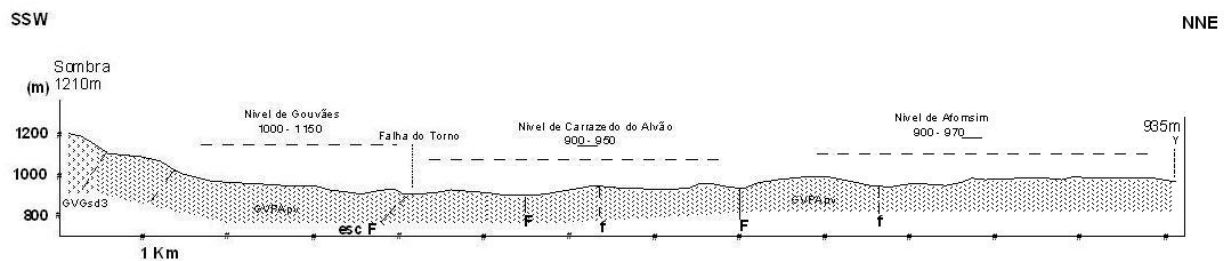
A falha sobre a qual encaixa o rio Torno rebaixou os terrenos a Norte, tendo um importante papel na morfologia, definindo dois importantes blocos. A sul, o bloco Sombra – S. Jorge (1100-1200m), mais elevado altimetricamente do que o bloco Facho – Minheu (970-1050m), a Norte.

¹² Ideia já referida por M. Feio (1951) “(...) relevo residual do Minheu, que corresponde a uma auréola de contacto, em geral mais resistente do que o granito” (M. Feio, 1951, p.8).

1.1.2. A superfície fundamental da serra

A superfície fundamental corresponde a regolfos aplanados constituídos por pequenos blocos limitados por falhas, diferenciados altimetricamente. A maioria das cotas da superfície fundamental da serra do Alvão varia entre 900 e 950m de altitude. No entanto, a falha por onde o rio Torno se encaixa vai ter um papel importante na morfologia da serra. Trata-se de uma falha de orientação WNW-ESE, que comprime os terrenos a Norte e define dois níveis, o nível de Gouvães da Serra, a Sul, e o de Carrazedo do Alvão – Afonsim, a Norte.

O nível de Gouvães da Serra encontra-se elevado face ao de Carrazedo do Alvão e é constituído pelo granito de Gouvães da Serra (GGS). O seu limite a Norte corresponde ao acidente do Torno, onde se desenvolve o nível de Carrazedo do Alvão. Este encontra-se ligeiramente basculado para SE. Altimetricamente encontra-se rebaixado face ao de Gouvães da Serra. O granito de Gouvães da Serra é um granito porfiróide de grão grosseiro onde se destacam megacrístais de feldspato potássico, geralmente de contornos mal definidos.



F - falha; f - falha provável; F inv - falha inversa; esc F - escarpa de falha

GVGsd3 - granito de Vale das Gatas sin tectónico D3 (granito de grão médio a grosseiro, porfiróide de duas micas);
 GAtD3 - granito de Abadim tardi a pós tectónico D3 (granito de grão médio a grosseiro, porfiróide de duas micas);
 GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3 (granito médio de duas micas);
 GVPAPv - granito de Vila Pouca de Aguiar (plutão de VPA) (granito porfiróide de grão grosseiro a médio especialmente biotítico);
 FDua - formação da Desejosa unidade autóctone e subautóctone [Câmbrico sup.]
 Alternância de filitos, metagrauvâques e metaquartzograuvâques.
 FCFua - formação de Campanhó e Ferradosa unidade autóctone e subautóctone [Silúrico]
 Xistos verdes, cinzentos silico carbonosos com intercalações do topo para a base quartzitos;

Fig. 9 Serra do Alvão. Corte geológico entre Sombra e o ponto cotado 935m.

Para Norte, e já incluído no nível de Carrazedo, o granito é caracterizado pela presença de enclaves microgranulares tonalíticos e granodioritos, acompanhado frequentemente de filões com orientação NNE-SSW. No entanto, julgamos que é a acção da falha do Torno que vai diferenciar altimetricamente os dois níveis e não a diferenciação da fácies do granito.

O nível de Afonsim, o mais setentrional, apresenta valores de altitude mais altos que o nível de Carrazedo do Alvão. Uma outra falha de orientação WNW-ESE, parece ter levantado o bloco, que, no seu todo, inclina para NE. A serra do Alvão corresponde a um conjunto de blocos diferenciados altimetricamente, definidos principalmente por dois níveis aplanados, Carrazedo do Alvão (900-950m) e no extremo norte, Afonsim (950-970m).

O contacto entre a superfície fundamental da serra do Alvão e a bacia de Telões é particularmente interessante uma vez que não parece ter sido feita a partir de um único salto.



Est. 2 Vista para a escarpa do Alvão. É possível observar o levantamento que corresponde ao Alto do Terreiro.

A bacia de Telões localiza-se no extremo Sul da área de estudo. É de todas as bacias a que apresenta valores de altitude mais elevados, entre os 660 e os 730 metros. A Sul é limitada pelo contacto entre os rios Mézio e Corgo. A bacia é preenchida por arenitos, arcoses com níveis argilosos de espessura variável e, no topo, depósitos grosseiros, pouco espessos, de clastos rolados e sub-rolados.

A génese está relacionada com um salto para a esquerda entre dois segmentos *em escadaria*: (i) o de Vila Pouca e (ii) o do Covelo, no sector SE da bacia. Origina uma bacia do tipo *pull-apart* assimétrica, com o segmento localizado a leste mais activo (J. Baptista, 1998).

O contacto entre a bacia e a serra da Falperra é feito a partir de uma escarpa rectilínea, sem rechãs formando uma ângulo bem definido entre a escarpa e o talvegue da bacia. A Oeste, o contacto com a escarpa do Alvão é feito a partir de um retalho intermédio – o nível do Outeiro [figura 11]. É talhada em granito porfiróide pós tardi hercínico relativamente a D3, limitada por duas falhas paralelas ao desligamento principal Régua-Chaves-Verin.

A bacia é ainda recortada por falhas transversais e paralelas ao desligamento Régua-Chaves-Verin. Verificamos que no sector Oeste da bacia, uma falha paralela à escarpa do Alvão é responsável pela elevação de alguns níveis face ao nível de base da depressão.



Est. 3 Formação da Carrica. A disposição de fácies é sub-horizontal.

Destaca-se um pequeno bloco próximo da povoação do Alto de Terreiro [Estampa 2] que surge elevado face ao talvegue da depressão e que contacta com o nível do Outeiro.

A dificuldade em encontrar falhas com zonas de marcadores geológicos quaternários apenas permite evidenciar a actividade recente da estrutura com base em provas indirectas.

No entanto, junto à estrada nacional nº2 foi possível encontrar uma formação numa pequena povoação com o nome de Carrica [estampa 3]. A formação localiza-se próximo do contacto entre a bacia e a escarpa do Alvão.

Trata-se de uma formação onde é apenas visível cerca de 2 metros da sua parte de topo. Apresenta uma clara diferenciação de fácies, que se caracteriza pela alternância de fácies grosseiros e finos. O grosseiro caracteriza-se pela presença de clastos de diâmetro superior a 20 centímetros, na maioria das vezes sub-rolados envolvidos numa matriz mais ou menos fina, que não corresponde a granito alterado. O sector de fácies fino, caracteriza-se pela quase ausência de calhaus, constituído por leitos de argila e areias arcólicas.

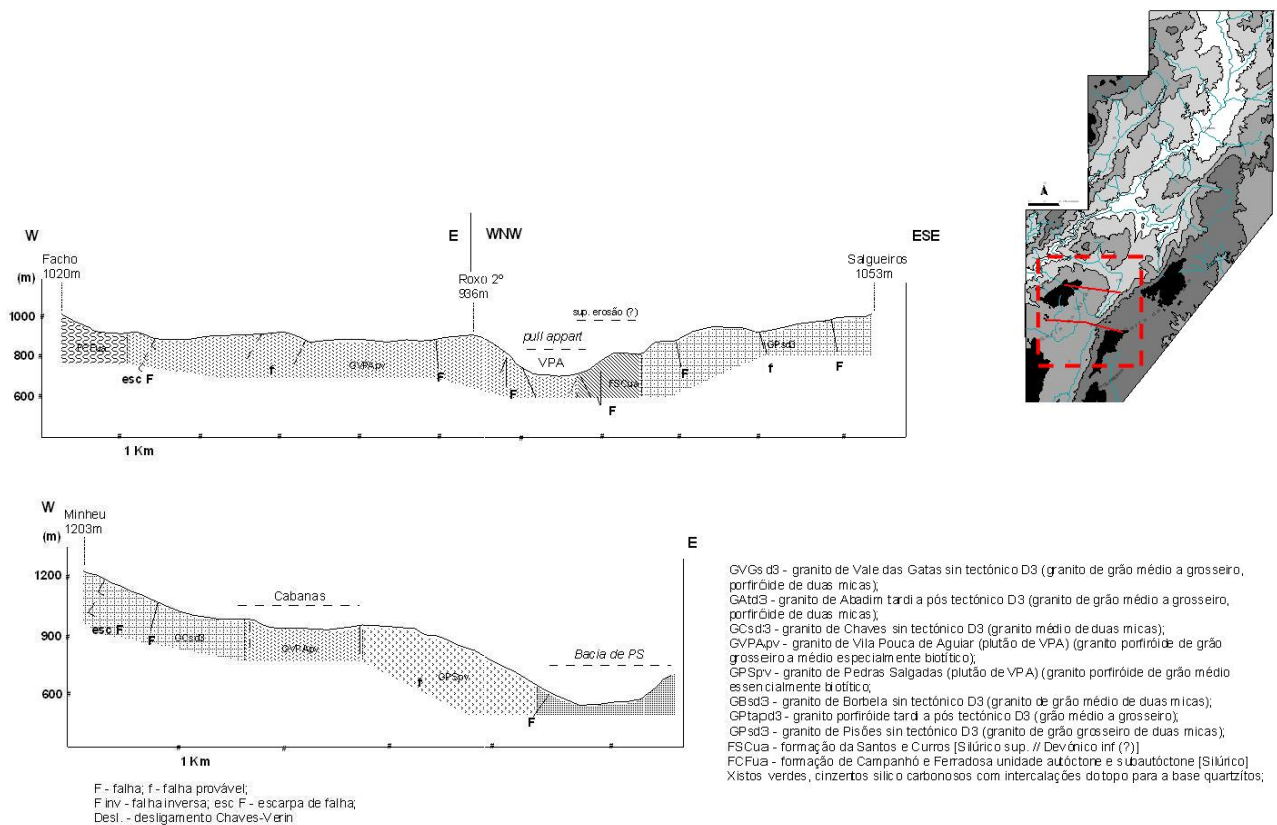


Fig. 10 Corte geológico entre Facho e Salgueiros e entre Minheu e Pedras Salgadas.

A característica talvez mais importante do depósito, relaciona-se com a sua disposição sub-horizontal, que, na parte visível, afecta todo o depósito, tombando-o para NE, mergulhando-a em direcção à bacia.

Este facto permite aferir o carácter activo da estrutura em períodos mais recentes. Por outro lado, sugere que a bacia de Telões tenha resultado do afundamento de um bloco, sucedendo-se uma posterior compartimentação no interior da própria bacia.

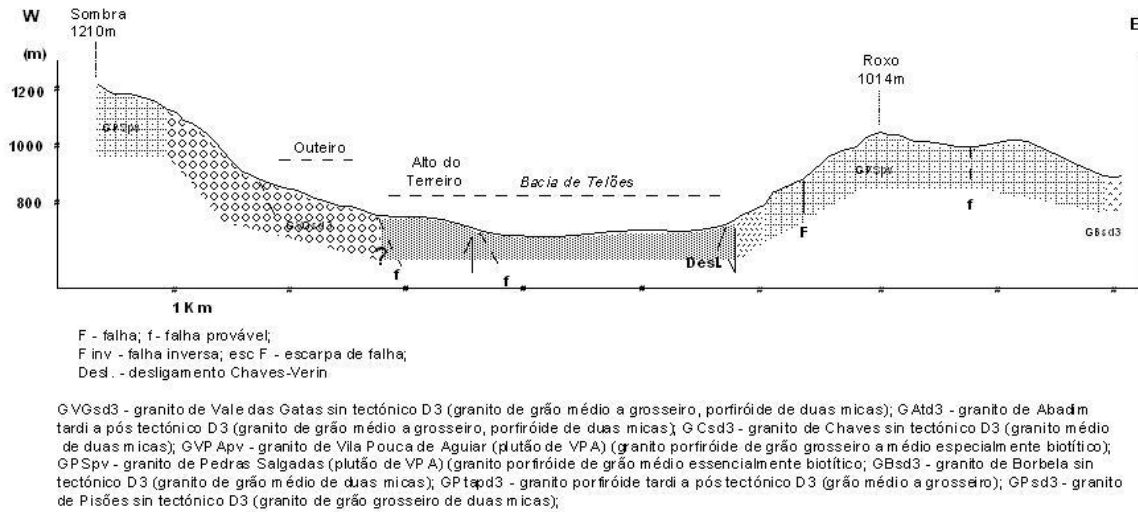


Fig. 11 Corte geológico entre Sombra – bacia de Telões – Roxo.

A parte ocidental da depressão, no contacto com a escarpa do Alvão, parece corresponder a uma passagem em escadaria feita a partir de falhas paralelas e sub-paralelas ao desligamento principal em regime transpressivo. Este facto terá ainda permitido o afundamento da bacia a leste¹³. À compartimentação dos blocos do Alvão e da depressão, sucederam-se movimentos de desnivelamento, originando pequenos blocos que constituem as superfícies fundamental e culminante da serra.

¹³ A sul das antigas instalações da TABOPAN, uma falha de orientação NNE-SSW, localizada a 250m a oeste do rio Corgo, prevê um desnível de 55m admitindo um abatimento do seu lado Oeste (J. Lourenço, 1997, p.100), sugerindo uma movimentação recente de falhas no interior da bacia.

1.1.2.1. Enquadramento da formação da Carrica na evolução paleogeográfica do Cenozóico continental do Norte de Portugal

Os depósitos do Paleogénico (?) são caracterizados por arcoses de composição quartzo-feldspática, geralmente constituídos por duas unidades: (i) uma com camadas tabulares arenosas; (ii) um membro superior mais grosseiro e com enchimentos de canal. Ao nível da fracção argilosa, a esmectite ocorre de forma significativa acompanhada da caulinite e ilite (P. Cunha, 1992).

Durante o Paleogénico existiriam sistemas aluviais endorreicos no contexto do acidente Bragança-Vilariça (D. Pereira & P. Cunha, 1999; D. Pereira, 1999a; 1999b) e provavelmente no do acidente Régua-Chaves-Verin, bem como cones de dejectão em ligação com as escarpas tectónicas.

A limitada representação do Paleogénico, e a não existência de Miocénico ante-Tortoniano final em Portugal, permite inferir que deve ter constituído uma área essencialmente de erosão (Pereira *et al*, 2000b).

Durante o Miocénico final até ao Zancleano¹⁴ (?) o clima seria tropical com uma estação particularmente pluviosa, originando fluxos aquosos de elevada energia a partir das áreas de maior altitude. A estação seca seria necessariamente prolongada.

¹⁴ São comuns depósitos com espessura até 80m, de cor vermelha, conglomeráticos, de fundo de canal e barra, bem como o carácter polimitico e o predomínio da esmectite na fracção argilosa (Formação de Bragança, Quintãs e Membro de Castro). Definem-se dois membros: (i) o membro inferior com tendência granodecrescente, constituído por conglomerados na base, correspondente a pavimentos de canal; (ii) segmentos areno-conglomeráticos que sugere um sistema fluvial entrançado e de baixa sinuosidade e com o leito escavado no substrato (D. Pereira & T. Azevedo, 1991; 1993; 1995; D. Pereira, 1997; D. Pereira & J. Brilha, 2000).

Do ponto de vista tectónico, o período caracterizar-se-ia por uma importante actuação morfotectónica relacionada com o auge da compressão Bética (cerca de 9Ma) (Calvo *et al*, 1993) que fez rejogar os desligamentos Régua-Chaves-Verin e Bragança-Vilariça (A. B. Ferreira, 1991; P. Cunha, 1992; J. Cabral, 1995; Sequeira *et al*, 1997), compartimentando o Norte de Portugal numa escadaria de blocos a subir para ocidente. As redes hidrográficas ter-se-ão modificado pelas novas condições morfo-estruturais, motivando a sedimentação.



Est. 4 Formação de Vila Pouca. São visíveis as 3 litofáceis da formação, provavelmente do Neogénico-Quaternário.

Durante este período, os alinhamentos de falha Régua-Chaves-Verin e Bragança-Vilariça terão funcionado como limites de três blocos principais: (i) a ocidente da falha Régua-Chaves-Verin, com uma drenagem exorreica efectuada genericamente para Oeste; (ii) um bloco central, entre os dois desligamentos, com uma drenagem endorreica terminando em leques aluviais nas depressões geradas ao longo das falhas; (iii) um bloco oriental, que corresponde a um domínio proximal de um sistema fluvial drenando para a Bacia Terciária do Douro.

A partir do Placenciano, o bloco central deve ter sido capturado pela drenagem exorreica transversal à fachada Atlântica. Cremos que a formação da Carrica encontrada na bacia de Telões, corresponda a este período pelas características que apresenta. Os depósitos são geralmente de deposição flúvio-lacustres, com predomínio de clastos siliciosos e minerais resistentes à meteorização, associados à caulinite como mineral de argila dominante na matriz. O clima seria quente e húmido¹⁵ e a rede de drenagem seria já bem organizada, precursora da actual.

¹⁵ Floras presentes em alguns depósitos são atribuídas ao Pliocénico superior e Pliocénico inferior (Ribeiro *et al*, 1943; C. Teixeira, 1944; Teixeira *et al*, 1969; Teixeira & Gonçalves, 1980; M. Braga, 1988; M. Alves, 1995a, 1995b, 1996).

		TECTÓNICA	CARACTERÍSTICAS PALEOGEOGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS
QUATERNÁRIO	PLISTOCÉNICO		<p>Episódios de gliptogénese e sedimentogénese mais recentes relacionados com o último período glaciário</p> <p>Acentua-se o encaixe da rede hidrográfica com forte erosão remontante e capturas</p> <p>3 ciclos principais de gliptogénese/sedimentogénese</p> <p>Duas crises climáticas:</p> <p>(i) 1,8Ma</p> <p>(ii) 2,5Ma</p>
	PLIOCÉNICO	Tectónica intra-Vilafranchiana (Ibero-Manchega II)	<p>Maior desenvolvimento das superfícies de aplanação</p>
CENOZÓICO	NEOGÉNICO	<p>Tectónica menos activa</p> <p>Ao longo das principais zonas de falha terá ocorrido um novo episódio compressivo WNW-ESE</p>	<p>Leques aluviais</p> <p>Condições climáticas mais frias e secas</p>
	PLACENCIANO		<p>Redes de drenagem precursoras das actuais</p> <p>O <i>bloco central</i> deve ter sido capturado pela drenagem exorreica transversal à fachada Atlântica</p> <p>Clima quente e húmido</p> <p>Depósitos fluviais e flúvio-lacustres nas bacias de desligamento relacionados com o desmantelamento de vertentes sob condições favoráveis à meteorização química</p>
	ZANCLEANO (?)	<p>Actuação de uma importante fase tectónica no auge da compressão Bética (9Ma)</p> <p>Rejogo do acidente Régua-Chaves-Verin</p> <p>Compartimentação em grandes blocos a subir para ocidente</p>	<p>Os acidentes Régua-Chaves-Verin e Bragança-Manteigas devem ter funcionado como limite de 3 blocos:</p> <p>(i) <u>ocidente de Régua-Chaves-Verin</u>: drenagem exorreica, efectuada genericamente para ocidente;</p> <p>(ii) <u>bloco central</u>: drenagem endorreica na forma de leques aluviais nas bacias de desligamento;</p> <p>(iii) <u>bloco oriental</u>: corresponde a um domínio proximal de um sistema fluvial drenando para a Bacia Terciária do Douro.</p>
	MIOCÉNICO FINAL		<p>Clima de características temperadas a quentes, com uma estação particularmente pluviosa, formando-se fluxos aquosos de elevada energia a partir das áreas de maior altitude.</p> <p>Estação seca prolongada</p>
	PALEOGÉNICO (?)		<p>Alteração da rede hidrográfica</p> <p>Leques aluviais gerados a partir de granitóides pertencentes aos sectores mais próximos de bacias de desligamento associadas a uma vasta área de drenagem deficiente</p> <p>Sistemas aluviais endorreicos</p>

Quadro 3 Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental no NE de Portugal, segundo E. Andrade, 1988; P. Cunha, 1992; Pereira & Cunha, 1999; D. Pereira, 1997; 1999a; 1999b.

Durante a transição Pliocénico-Plistocénico terá ocorrido uma forte ruptura tectónica intra-Vilafranquiana, conhecida por Ibero-Manchega II, aproximadamente aos 2,0Ma (Calvo *et al*, 1993) de orientação principal WNW-ESE, principalmente nas zonas de falhas. A disposição sub-horizontal da formação da Carrica poderá estar relacionada com movimentos tectónicos contemporâneos a este período. Terá ocorrido um maior desenvolvimento nas superfícies de aplanamento à qual se liga um episódio sedimentar.

Próximo de Vila Pouca de Aguiar aflora uma formação vermelha encostada à escarpa da Padrela, com cerca de 6 metros de altura [estampa 4]. A formação parece corresponder à passagem Pliocénico-Plistocénico. Os clastos apresentam algum desgaste e são geralmente de natureza quartzosa e quartzítica. A formação sugere 3 litofácies, sendo a intermédia vermelha e as restantes de cor alaranjada, mais ou menos conglomeráticas de matriz lutítica abundante a suportar os clastos. A fracção argilosa analisada nos laboratórios do INETI (Porto) revela um largo domínio de caulinite, surgindo ainda representada a ilite.

Para o fim do Pliocénico (Gelasiano) o clima teria sido de características mais frias e secas que contrastam com as condições precedentes de um clima mais quente e húmido (J. Pais, 1989; T. Azevedo, 1998; N. Pimentel, 1997). A nível global são ainda referidas duas crises climáticas frias: (i) há cerca de 2,5Ma (Nikiforova & Alekseev, 1997); (ii) 1,8Ma que marca o início formal do Quaternário (Pasini & Calalongo, 1997). Durante o Quaternário assiste-se aos sucessivos embutimentos da rede hidrográfica, com forte erosão remontante e capturas.

2. AS SERRAS DA FALPERRA E DA PADRELA

As serras da Falperra e da Padrela apresentam uma forte diversidade litológica. No extremo Sul, predominam as rochas granitóides pertencentes aos granitóides pós tardi hercínicos relativamente a D3. Caracterizam-se por granitos de grão médio a grosseiro, porfiróides, de duas micas por vezes com a ocorrência de megacristais. Estes contactam a Norte com os granitos sin tectónicos relativos a D3, na maioria das vezes leucocratas, de grão médio a grosseiro, porfiróides de duas micas, apresentando-se geralmente muito alterados.

Os metassedimentos pertencem às unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones e às unidades parautóctones de carreamento maior. A formação de Santos e Curros do Silúrico superior – Devónico médio é caracterizada pela sequência negativa de turbíditos com intercalações de tufitos no topo, que contacta com a formação de Campanhó – Ferradosa, constituída por xistos verdes, cinzentos, sílico carbonosos com intercalações do topo para a base de quartzitos escuros, quartzitos claros e níveis espessos de ampelitos e liditos, datados do Silúrico.

Integrados ainda nas unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones, encontram-se apenas alguns retalhos, o mais significativo dos quais próximo de Alfarela de Jales, da formação da Desejosa, datada do Câmbrico superior, sendo esta a formação mais antiga.

A formação pelito-grauváquica ocupa o sector NE da serra da Falperra, pertence ao grupo das unidades metassedimentares parautóctones de carreamento maior. O contacto, de orientação transversal e sub-transversal ao desligamento Régua-Chaves-Verin com os metassedimentos autóctones e sub-autóctones, é feito a partir de um carreamento.

A formação é constituída por xistos cinzentos com intercalações de xistos negros, ampelitos e liditos, com alternância de pelitos psamíticos, grauvaques e tufos vulcânicos.

2.1. O contacto entre a serra da Falperra e a serra da Padrela

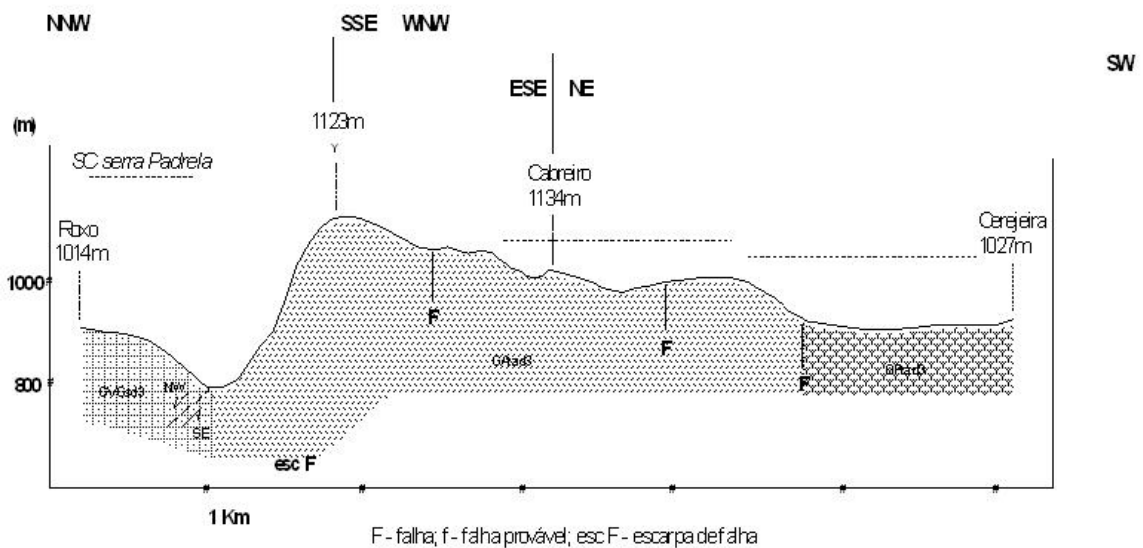
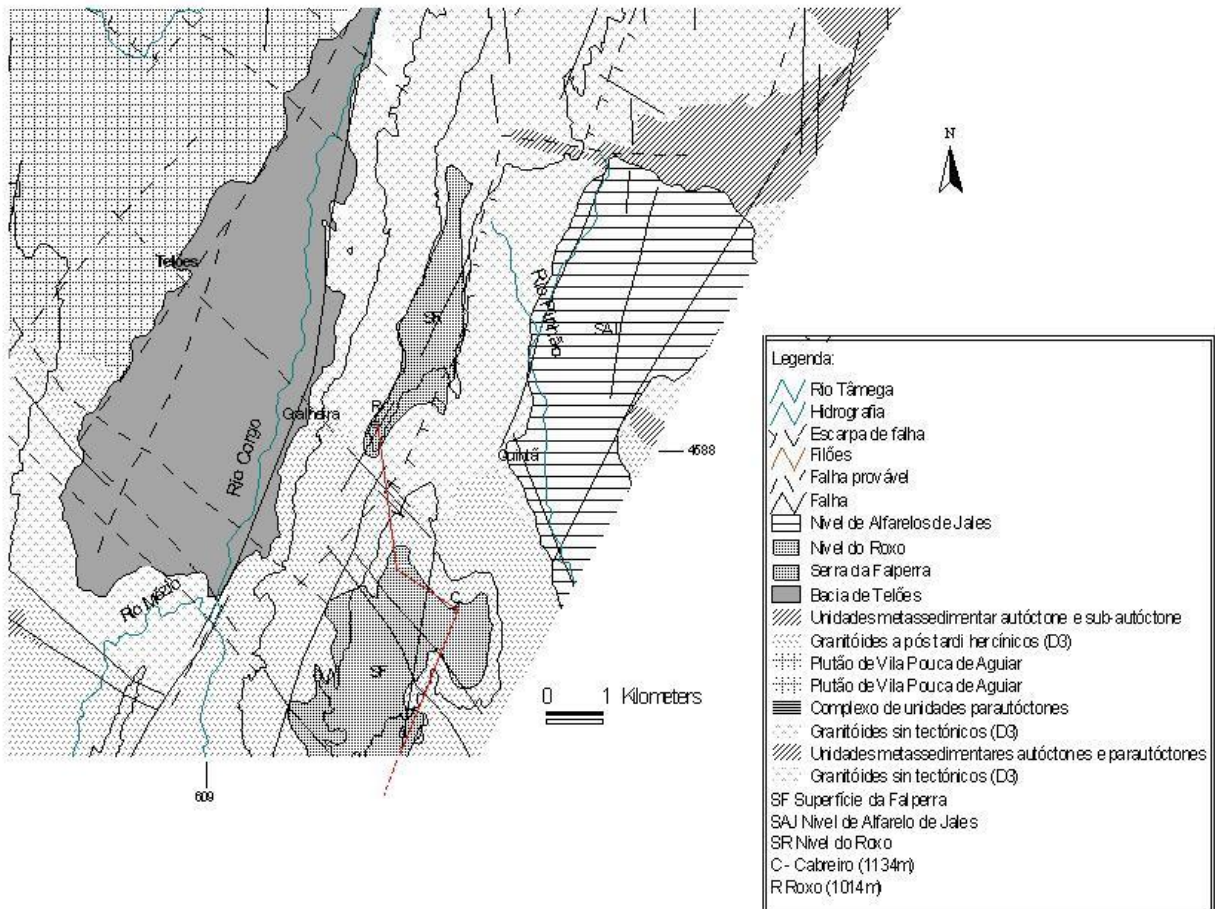
A serra da Falperra corresponde ao prolongamento Sul da serra da Padrela, sendo constituída principalmente por rochas granitóides, sin tectónicas relativamente a D3 e pós a tardi tectónicas relativamente a D3.

Os granitos sin tectónicos ocupam os terrenos mais a Norte ao passo que os pós a tardihercínicos ocupam os terrenos a sul. Ergue-se a uma altitude máxima de 1134m em Cabreiro, sendo a superfície culminante quebrada por uma falha de orientação WNW-ESE rebaixando o bloco a Sul da falha, que se ergue a uma altitude máxima de 1027m em Cerejeira.

O nível aplanado de topo da serra desenvolve-se principalmente a uma altitude 1000-1050m com uma orientação predominantemente NE-SW. O contacto entre diferentes níveis aplanados que constituem a serra da Padrela é feito geralmente a partir de falha, como no extremo NW da serra, onde o rio Pinhão parece definir uma falha, de orientação N-S, que penetra em regolfo no nível de Alfarelos de Jales.

Os cumes aplanados da serra, provavelmente pertencentes à superfície culminante, encontram-se desnivelados. A acção da tectónica terá sido muito importante neste desnivelamento, uma vez que não encontramos sinais de diferenciação ao nível da meteorização dos granitos.

O basculamento de alguns blocos parece ainda indicar o papel da tectónica na morfologia da serra. Veja-se o caso do bloco Cerejeira – Cabreira, que surge basculado para SW, mergulhando em direcção ao desligamento Régua-Chaves-Verin.



GVGsd3 - granito de Vale das Gatas sin tectónico D3 (granito de grão médio a grosseiro, porfírido de duas micas); GATad3 - granito de Abadim sin tectónico D3 (granito de grão médio a grosseiro, porfírido, duas micas); GPTad3 - granito de grão médio a grosseiro, presença de megacrístais

Fig. 12 Localização do corte geológico Roxo - Cerejeira.

A passagem para o nível do Roxo é feita a partir de uma falha de orientação NE-SW, por onde encaixa uma pequena ribeira cujo traçado é definido pela falha. Esta falha terá rebaixado este nível relativamente ao de Cerejeira – Cabreiro, elevando desta forma a serra da Falperra face à serra da Padrela.

A disposição dos níveis do Roxo e da Cerejeira – Cabreiro, parece resultar num desvio da disposição original. O nível do Roxo termina a Sul numa falha de orientação NW-SE, facilmente observável no terreno, uma vez que o lábio inferior forma uma pequena rechã a SW da Gralheira. A falha prolonga-se para SE penetrando no limite norte do nível da Cerejeira – Cabreiro, fechando a serra da Falperra.

A falha é transversal ao desligamento principal Chaves – Verin, com uma componente desligante direita, dispendo os blocos em posição sub-horizontal. O nível do Roxo parece pois ter sofrido um desvio para NW face ao alinhamento Cerejeira – Cabreiro [figura 12].

2.2. A superfície culminante da serra da Padrela

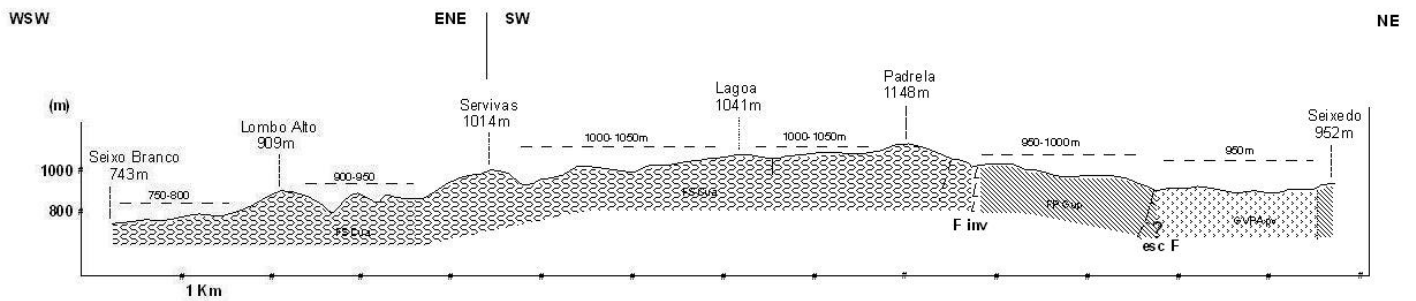
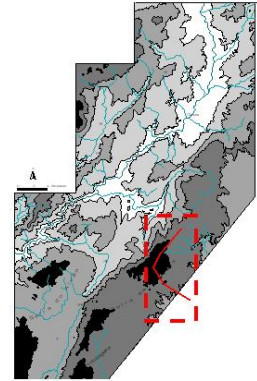
A superfície culminante da serra desenvolve-se a uma altitude entre 950 e 1050m, tendo o seu ponto mais elevado na Padrela, a 1134m. A superfície domina quase sempre as bacias associadas ao desligamento Régua-Chaves-Verin a partir de escarpas rectilíneas e sem rechãs, definindo o segmento mais activo do desligamento.

A diversidade litológica e a complexidade tectónica são responsáveis por um escalonamento da superfície em pequenos blocos, mais ou menos individualizados. O papel da tectónica parece fulcral na explicação da diferenciação altimétrica dos blocos, embora alguns surjam diferenciados litologicamente.

O nível de Seixo Branco – Lombo Alto é talhado em metassedimentos, caracterizados pela sequência negativa de turbíditos com intercalações de tufitos no topo, pertencentes à formação de Santos e Curros, incluída na unidade metassedimentar autóctone e sub autóctone de carreamento maior.

O nível da Padrela – Lagoa é o mais elevado, variando entre os 1000-1050m, embora se destaquem os marcos geodésicos da Lagoa a 1041m e da Padrela a 1134m. A Norte é limitado por uma falha inversa, de orientação NW-SE.

Esta falha terá permitido um desnível com cerca de 50m, para os 950-1000m, nível de Seixedo, constituído pelo granito de Vale das Gatas (GVG), principalmente a Norte, e pela formação pelito-grauváquica, a Sul, constituído por xistos cinzentos com intercalações de xistos negros, ampelitos e líditos, com alternância de pelitos psamíticos e grauvaques [figura 13].



F - falha; f - falha provável; F inv - falha inversa; esc F - escarpa de falha
 GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3 (granito médio de duas micas);
 GVPAr - granito de Vila Pouca de Aguiar (plutão de VPA) (granito porfíroide de grão grosseiro a médio especialmente biotítico);
 FSCua - formação da Santos e Curros [Silúrico sup. // Devónico inf (?)]
 FPGup - formação de pelito-grauváquica unidade subaóctone de carreamento maior [Silúrico inf.]
 Xistos cinzentos com intercalações de xistos negros com alternância de pelitos psamíticos e grauvaques;
 FQua - formação quartzítica unidade autóctone e subaóctone
 Quartzofilitos e níveis de metagrés quartzítico.

Fig. 13 Serra da Padrela. Corte geológico entre Seixo Branco e Seixedo.

O contacto litológico é feito a partir de uma escarpa de falha de orientação WNW-ESE, correspondendo o lábio inferior aos terrenos constituídos pelo granito. O nível de Seixedo varia altimetricamente entre os 850 e os 950m, com uma cota máxima de 952m no ponto cotado do Seixedo, constituído pela formação pelito-grauváquica. Este nível fará parte da superfície fundamental da serra da Padrela, constituída predominantemente pela formação pelito-grauváquica, incluída na unidade metassedimentar parautóctone de carreamento maior.

2.3. A superfície fundamental da serra

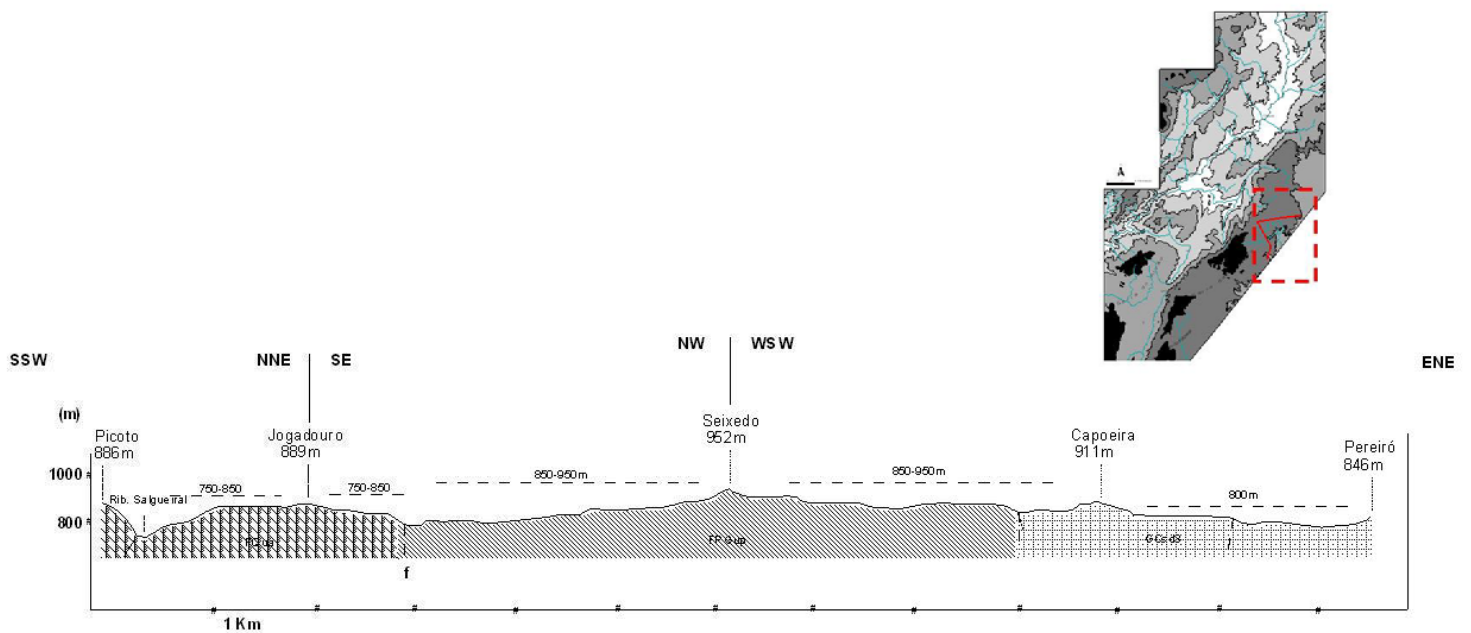
Tal como no dismantelamento da superfície culminante, a tectónica assume um papel importante na explicação morfológica. A altitude varia entre os 750 e os 950m e encontra-se ligeiramente tombada para NE. Tal como a superfície culminante, na superfície fundamental, as altitudes diminuem de Oeste para Este e de Sul para Norte. O retalho Picoto-Jogadouro, mais oriental, encontra-se rebaixado face ao de Seixedo, a Oeste. O nível de Capoeira-Pereiró, mais setentrional, apresenta as altitudes mais baixas, justificadas pela presença de falhas, perpendiculares ao desligamento principal.

O nível de Seixedo é talhado em quartzitos incluídos na formação quartzítica datada do Silúrico inferior, pertencente à unidade metassedimentar autóctone e sub autóctone. Alcança uma altitude máxima em Jogadouro (889m) e a SSW, em Picoto (886m). Face ao nível de Seixedo, Jogadouro e Picoto encontram-se rebaixados.

A passagem entre os níveis é certamente de origem tectónica, a partir de uma falha de orientação NE-SW, paralela ao desligamento principal Régua-Chaves-Verin, e que surge muito próxima do contacto litológico entre a formação quartzítica e a formação pelito-grauváquica.

Os níveis de Picoto – Jogadouro e Seixedo são diferenciadas litologicamente. Este facto poderia explicar os seus desnivelamentos. O nível de Picoto – Jogadouro é constituída por níveis de quartzofilitos e de meta grés de quartzitos.

O nível de Seixedo é constituído por xistos com alternância de pelitos psamíticos e grauvaques pertencentes à formação pelito-grauváquica datada do Silúrico inferior. Os quartzitos são mais resistente do que a formação pelito-grauváquica, logo o desnível seria inverso.



F - falha; f - falha provável; F inv - falha inversa; esc F - escarpa de falha
 GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3 (granito médio de duas micas);
 GVPAPv - granito de Vila Pouca de Aguiar (plutão de VPA) (granito porfiróide de grão grosseiro a médio especialmente biotítico);
 FSCua - formação da Santos e Curros [Silúrico sup. // Devónico inf (?)]
 FPgup - formação de pelito-grauváquica unidade subautóctone de carreamento maior [Silúrico inf.]
 Xistos cinzentos com intercalações de xistos negros com alternância de pelitos psamíticos e grauvaques;
 FQua - formação quartzítica unidade autóctone e subautóctone
 Quartzofilitos e níveis de metagrés quartzítico.

Fig. 14 Serra da Padrela. Corte geológico entre Picoto e Pereiró.

Verificamos ainda que o retalho Picoto – Jogadouro é cortado por uma falha de orientação ENE-WSW onde se encaixa a ribeira de Salgueiral. O significado morfológico da falha é observado no encaixe da ribeira e na dissimetria do vale. A vertente Sul possui um declive mais forte que a vertente Norte [figura 14].

A superfície fundamental prolonga-se para norte de Seixedo onde podemos definir um pequeno retalho, aplanado entre Copeira – Pereiró. Este desenvolve-se a cerca de 800m de altitude, com as cotas mais elevadas nos pontos cotados de Capoeira (911m) e Pereiró (846m) no limite Norte.

Este nível é talhado em granitos sin D3, de duas micas, essencialmente moscovítico de grão médio a grosseiro. O contacto com o nível de Seixedo é feito a partir de uma falha transversal ao desligamento principal, de orientação ENE-WSW, que terá sido responsável pela descida dos terrenos a Norte. A falha surge na proximidade do contacto entre a formação pelito-grauváquica e os granitos.

No entanto, de novo, cremos que a acção da falha é responsável pelos vários desníveis identificados, mais do que a diferenciação litológica. Os granitos são geralmente mais resistentes do que os metassedimentos, logo o pequeno retalho entre Capoeira e Pereiró estaria elevado e não o nível de Seixedo. Podia-se colocar a questão dos granitos se encontrarem fortemente meteorizados e como tal mais vulneráveis à erosão.

Em deslocações ao terreno verificamos que não é possível generalizar um estado de meteorização do granito, que, por vezes, surge muito meteorizado. Foi possível constatar que este se apresenta, com frequência, muito tectonizado, principalmente na proximidade do contacto com a formação pelito-grauváquica.

A acção da falha é também responsável pela dissimetria do vale do rio Curros, cujo traçado é definido pela falha. Existem muitos outros exemplos de dissimetria de vales na área de estudo. Mesmo de pequena dimensão, a assimetria é, por vezes, evidente, denotando que está fortemente condicionada pela tectónica e pela estrutura. Não cremos que a assimetria dos vales esteja relacionada com um problema de exposição das vertentes e, como tal, com os diferentes processos morfogenéticos que eventualmente possam actuar, mas antes com problemas tectónico-estruturais.

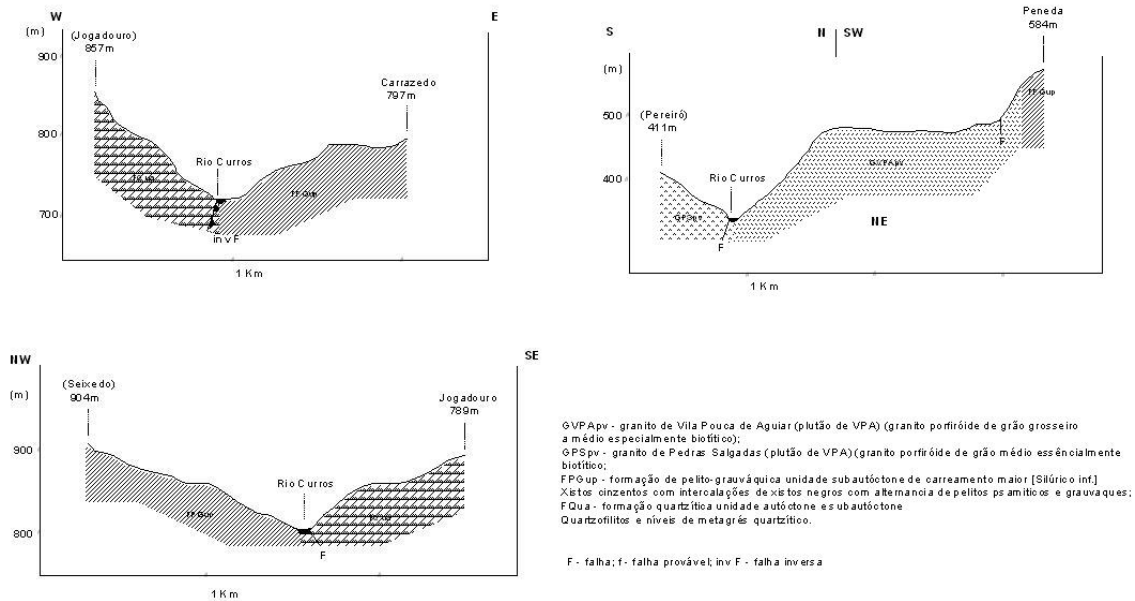


Fig. 15 Dissimetria do rio Curros.

O nível de aplanamento Roxo – Salgueiros é constituído por rochas granitóides e desenvolve-se a uma altitude entre os 1000-1050m. Cremos que este nível faz parte da superfície culminante. A Sul este nível encontra-se sobre granito de Vale das Gatas (GVG) sin D3 e a Norte, próximo de Negrelo, sobre granito de Pedras Salgadas (GPS).

A Norte, a superfície culminante sofre um desnível altimétrico que acreditamos dever-se a uma falha de orientação ENE-WSW, perpendicular ao desligamento [figura 16]. Nela desenvolve-se um pequeno retalho entre Tinhela de Baixo constituído pela alternância de metassedimentos pertencentes à formação de Santos e Curros, incluído na unidade autóctone e sub-autóctone datada do Silúrico inferior, e pela formação de Campanhó – Ferradosa datada do Silúrico.

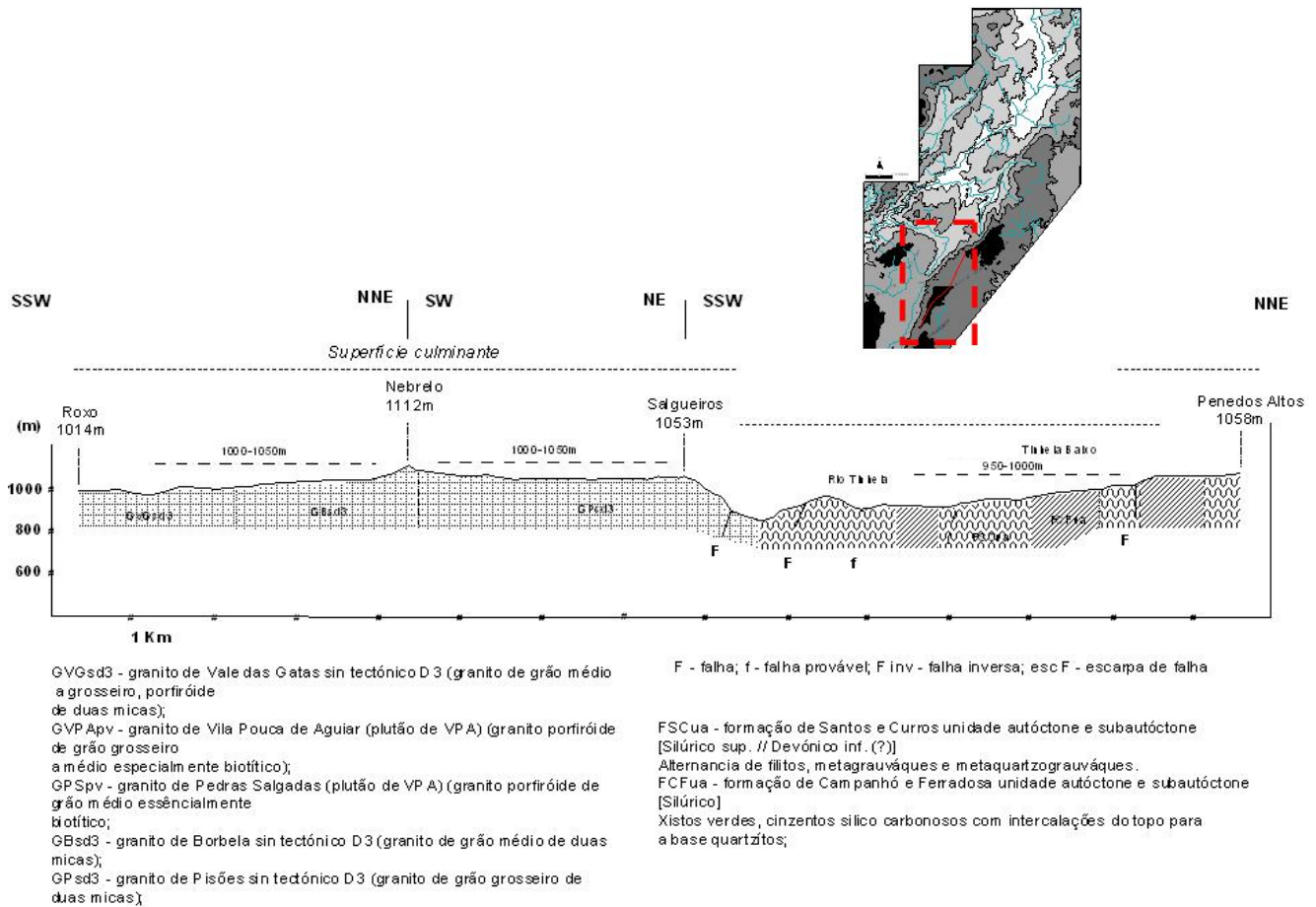


Fig. 16 Serra da Falperra e da Padrela. Localização do corte geológico Roxo – Penedos Altos.

Para Norte, os terrenos que afloram na superfície culminante, apresentam uma cota máxima em Penedos Altos (1058m). Um conjunto de falhas de orientação WNW-ESE, como a que encontramos a sul do ponto cotado Penedos Altos, poderão ter elevado um pouco mais a superfície nesta direcção.

A escarpa ocidental da Padrela é rectilínea e sem rechãs, contactando com a depressão de Valoura. A depressão corresponde ao prolongamento para SSE da depressão de Vidago-Selhariz-Loivos, sendo limitada por duas falhas paralelas de orientação NNE-SSW [figura 17].

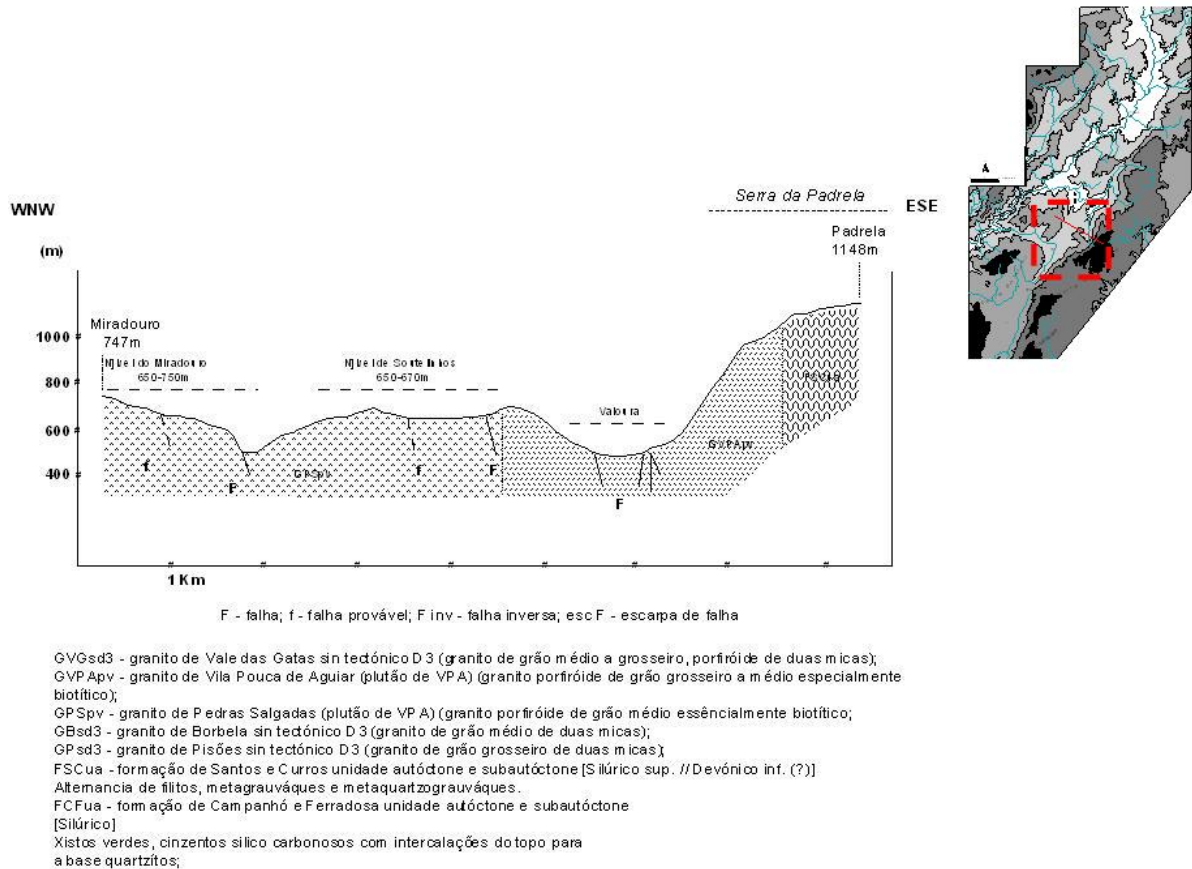


Fig. 17 Depressão da Valoura. Localização do corte geológico Miradouro – Padrela.

A falha ocidental bifurca-se em vários ramos de direcções N-S e NE-SW, que se estendem até à depressão de Vidago-Selhariz-Loivos¹⁶.

¹⁶ Entre Pedras Salgadas e a depressão Viado-Selhariz-Loivos observam-se múltiplos lineamentos paralelos e de várias direcções: NE-SW; N-S; WNW-ESE e ENE-WSW. Na região de Vidago observam-se ainda rochas granitoides muito esmagadas e fracturadas, onde os filões, as diaclases e fracturas principais apresentam direcções próximas de NNE-SSW (N12° a 25°) e WNW-ESE (W12° a 25°N) (J. Baptista, 1998).

O limite oriental da depressão contacta directamente com a escarpa da Padrela e corresponde ao segmento mais activo da zona de falha Régua-Chaves-Verin. A Oeste, a depressão contacta com o nível de Soutelinhos a partir de uma falha paralela. Trata-se, pois, de uma depressão do tipo *pull-apart* com o segmento oriental mais activo.

Este nível é talhado em granito de Pedras Salgadas tal como a depressão, e desenvolve-se a cerca de 650 m de altitude. Este pequeno retalho poderá corresponder a *horst* soerguido a partir de falhas paralelas ao desligamento principal, separado do nível da Grulha – Miradouro por uma falha. Esta terá elevado o nível entre Grulha e Miradouro face a Soutelinhos.

3. A DEPRESSÃO BRAGADO – CAPELUDOS

A depressão de Bragado – Capeludos desenvolve-se a Norte da serra do Alvão limitada a Este pelo maciço da Grulha-Miradouro, a ocidente pelo maciço do Telégrafo. Tratam-se de maciços longitudinais, talhados em rochas granitóides e metassedimentares. As escarpas são, no entanto, diferenciadas ao nível do contacto com a depressão.

A escarpa Oeste é rectilínea, talhada em metassedimentos incluídos na formação



Est. 5 Vista da depressão Bragado – Capeludos a partir da serra do Alvão (Minheu).

pelito-grauváquica, contactando com o granito no lábio abatido. Apresenta maior declive sem serem prescritíveis quaisquer rechãs. A Este, o contacto da depressão com o maciço da Grulha-Miradouro é feito a partir de uma escarpa de menor declive. A morfologia da vertente sugere a existência de pequenos blocos, que no seu todo, definem uma disposição em escadaria.

A depressão corresponde a um *graben*¹⁷ que se estende desde Bragado, no extremo Sul, até Capeludos, no extremo Norte. Desenvolve-se em granito de Vila Pouca (GVPA). O rio Alijó drena a depressão a Sul, enquanto que a Norte, pequenas ribeiras afluentes do rio Oura contactam com os alvéolos mais meridionais.

¹⁷ Hipótese já levantada por Mariano Feio (1951). “A depressão caracteriza-se “(...) por um nó de vales dispostos em cruz (...) certamente de origem tectónica” (M. Feio, 1951).

No seu todo, a depressão surge ligeiramente basculada para NE, as altitudes decrescem de Sul para Norte e de Este para Oeste. Este escalonamento reflecte-se nos maciços que limitam a depressão; o maciço do Telégrafo eleva-se a uma cota máxima de 920m, a Este, o maciço Grulha-Miradouro não ultrapassa os 710m. A Sul, a depressão contacta com a escarpa norte da serra do Alvão. No entanto, a direcção de escoamento é feita para o rio Avelâmes, a Sul, sugerindo que o traçado do rio antecede os movimentos de soerguimento dos maciços e abatimento da depressão.

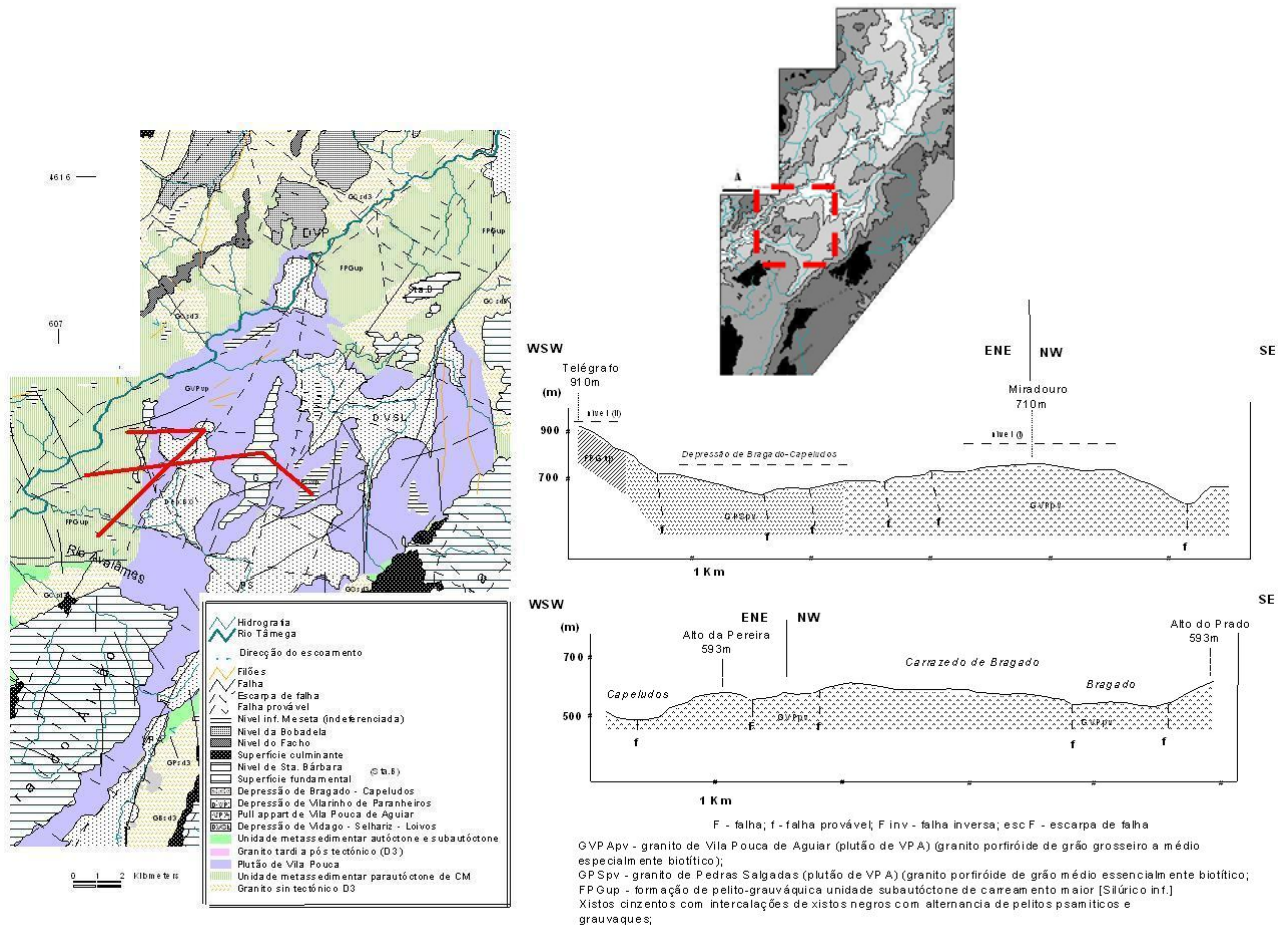


Fig. 18 Localização dos cortes geológicos Telégrafo – Miradouro e Capeludos – Alto dos Prados.

Não menos interessante é o traçado e direcção de escoamento do rio Avelâmes. O rio desce a serra do Alvão, passando a correr paralelamente à depressão *pull-apart* entre Vila Pouca de Aguiar a Norte de Pedras Salgadas, onde sofre uma brusca mudança de direcção, passando o traçado a ser perpendicular ao inicial, de direcção WNW-ESE.

Mariano Feio (1951) admitia uma captura do Avelâmes à saída de Pedras Salgadas, relacionada com um alinhamento estrutural perpendicular ao desligamento muito próximo de Vrea de Bornes¹⁸. O traçado inicial seria no sentido Norte, em direcção à bacia de Pedras Salgadas.

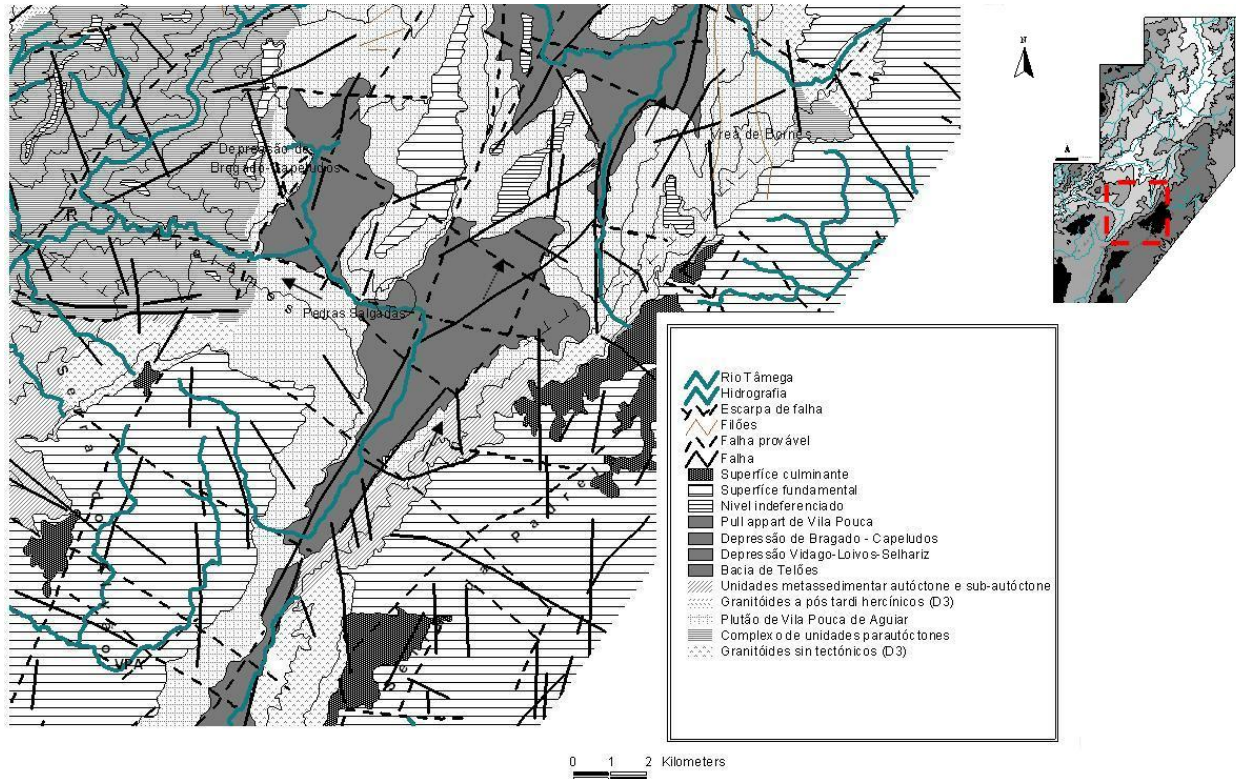


Fig. 19 Captura do rio Avelâmes à saída de Pedras Salgadas.

Próximo de Vrea de Bornes, o rio ao deixar a bacia de Pedras Salgadas descreve um ângulo recto, cujo vértice fica no prolongamento da escarpa ocidental da Padrela, que sofre um desvio em linha quebrada. A falha terá sido responsável ainda pela compartimentação da bacia de Pedras Salgadas, rebaixando-a a Norte.

¹⁸ “Vários indícios mostram que a saída transversal do rio Avelâmes é essencialmente tectónico” (Mariano Feio, 1951)

Inicialmente, a drenagem do rio seria endorreica em direcção à bacia de desligamento, passando, provavelmente, a partir do Placenciano, e relacionado com o surgimento de falhas perpendiculares ao desligamento em resultado da forte ruptura intra-Vilafranquiana, de orientação WNW-ESE e de componente direita, sofrer a captura. Este fenómeno estaria ainda relacionado com a passagem para um sistema de drenagem exorreica, transversal à fachada atlântica. Estas falhas terão ainda compartimentado a área de estudo em blocos que, no geral, diminuem de altitude de Sul para Norte.

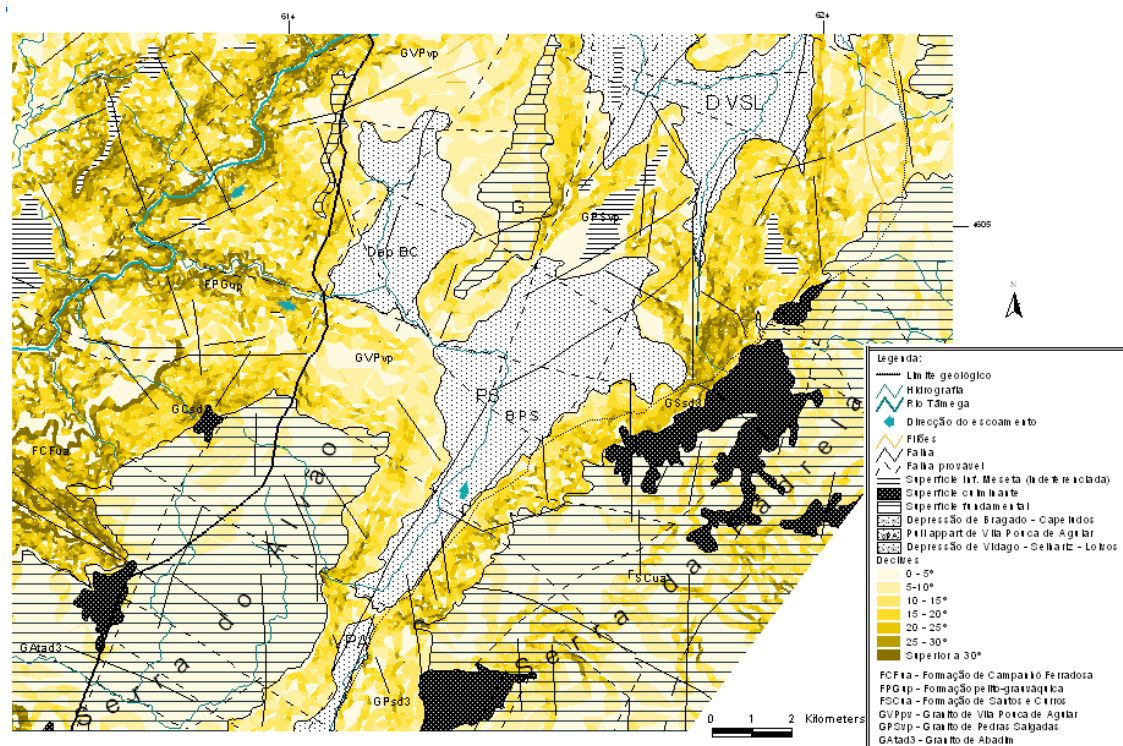


Fig. 20 Declives e encaixe dos rios Tâmega e Avelâmes no contacto com rochas metassedimentares.

Ao encontrar os metassedimentos, o rio encaixa-se meandrizando¹⁹ até confluir com o rio Tâmega. Na figura 20 pretende-se mostrar o aumento de declive no contacto com a formação pelito-grauváquica.

¹⁹ Os cursos de água fortemente meandrizantes são comuns nas áreas de rochas metassedimentares, relativamente indiferentes a altura em que se formaram. O encaixe e meandrização têm mais a ver com a alternância de fácies características dos metassedimentos e com a densa rede de fracturação e micro-fracturação.

A compartimentação das bacias vai interferir na direcção de escoamento, facto que é observável no traçado dos rios Corgo e Avelâmes e na incipiente hierarquização da rede hidrográfica da área de estudo. Como se via atrás, o rio Avelâmes desloca-se para NE ao longo da bacia de Pedras Salgadas até mudar bruscamente de direcção para WNW. O traçado do rio Corgo é paralelo à escarpa da Padrela, mas corre num sentido contrário, contactando com o rio Mézio a SW.

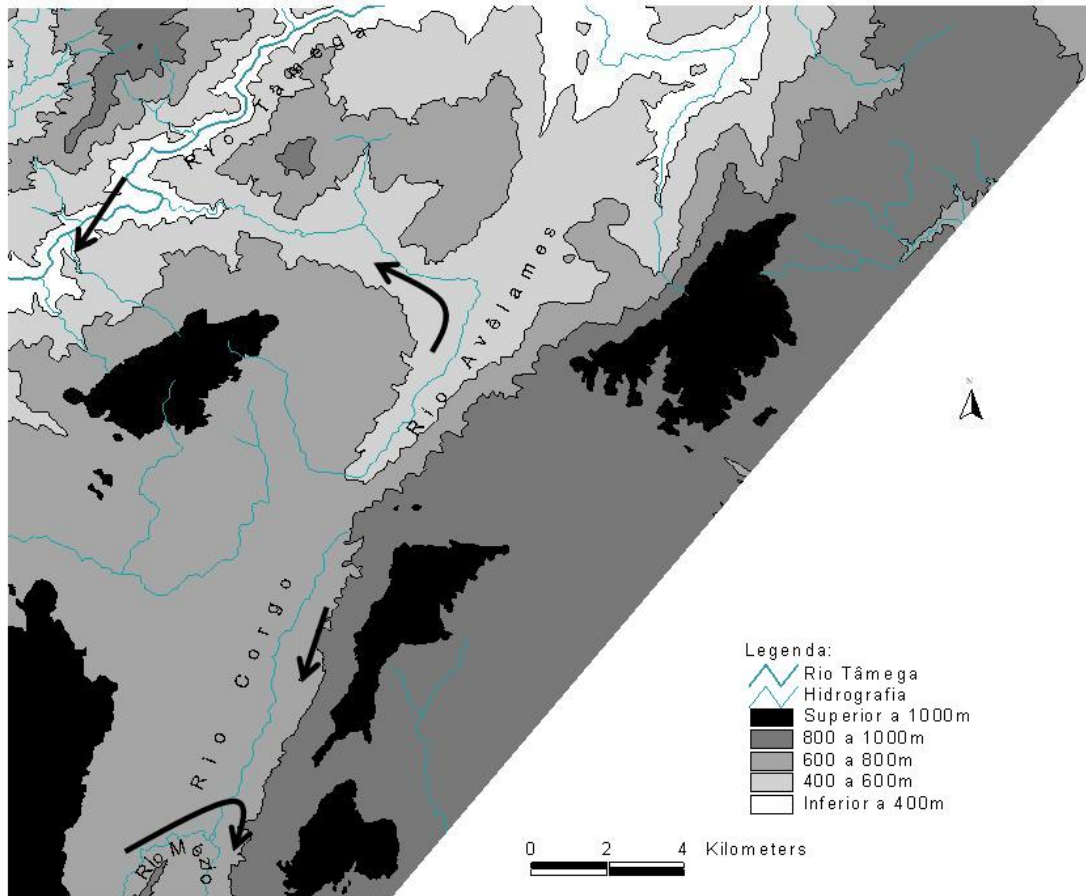


Fig. 21 Altimetria e direcção de escoamento dos rios Corgo, Avelâmes e Mézio.

O traçado deste pequeno curso de água é exterior à bacia de Telões, no entanto, verifica-se a confluência entre os rios Corgo e Mézio. O fecho meridional da bacia não foi suficiente para impedir o contacto entre os dois cursos de água. Para justificar esta situação podem-se colocar duas hipóteses: (i) o rio Mézio teve competência erosiva para irromper em direcção à bacia de Telões; (ii) a falha desligante Régua-Chaves-Verin condiciona directamente o traçado dos rios, permitindo o contacto entre ambos.

A primeira opção é muito pouco crível uma vez que não se reconhece competência erosiva ao rio Mézio que permita ultrapassar o fecho Sul da bacia de Telões. Assim, o traçado dos rios Mézio e Corgo é condicionado pela falha desligante Régua-Chaves-Verin no sector mais activo. O traçado deste rios e a direcção de escoamento seriam anteriores ao rejogo operado, provavelmente na transição Pliocénico-Plistocénico, responsável pelo desenvolvimento de falhas com componente desligante direita que terá compartimentado uma única depressão, na depressão de Vila Real a Sul e de Telões a Norte.

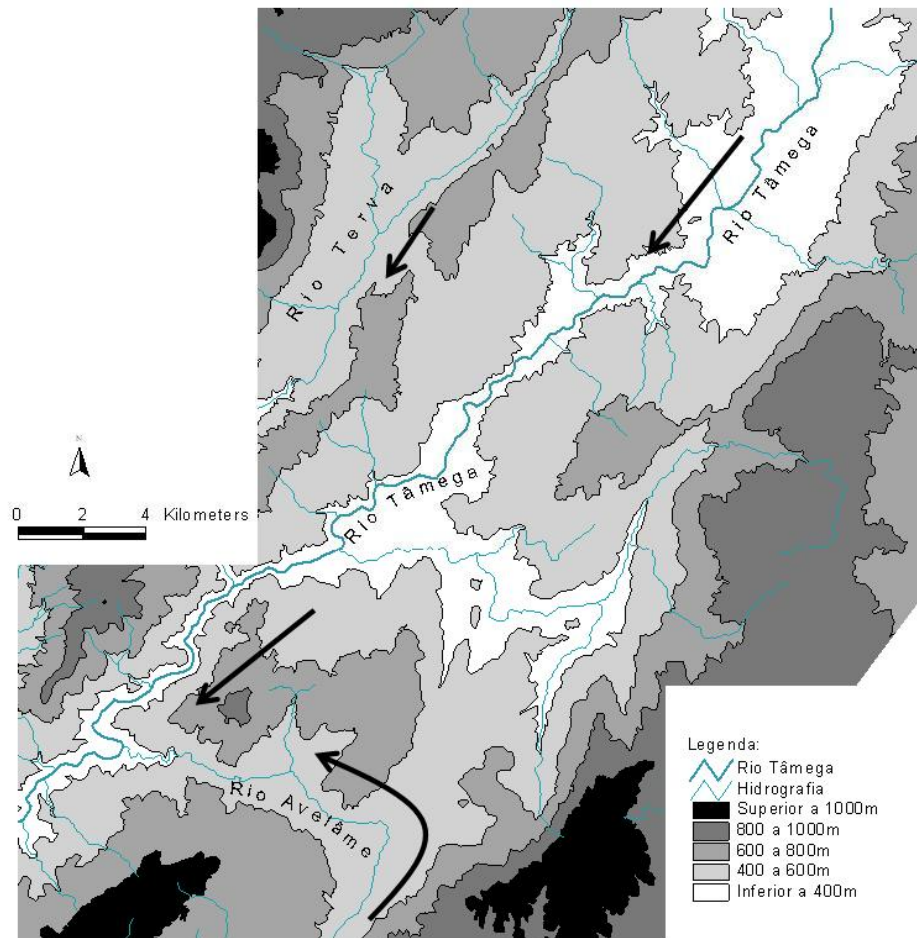


Fig. 22 Altimetria e direcção de escoamento do rio Tâmega.

O traçado e o sentido de escoamento do rio Tâmega são, também, particularmente interessantes. O sentido é para SW. O traçado do rio no extremo Norte da área de estudo é N-S e ao chegar à bacia de Chaves, NE-SW. Paradoxalmente, o sentido de escoamento é feito da bacia de Chaves em direcção à serra do Alvão, elevada face aos terrenos a Norte.

Em termos gerais, as altitudes na área de estudo diminuem de Sul para Norte e de Oeste para Este. Seria de esperar uma direcção de escoamento feita em sentido contrário, de SW para NE, mais concordante com os valores altimétricos. Este facto sugere que os levantamentos operados na área de estudo são posteriores à definição da rede hidrográfica.

O rio encaixa-se nos terrenos a Norte da serra do Alvão, definindo um traçado mais ou menos paralelo ao alinhamento principal NNE-SSW, sugerindo que o traçado do Tâmega é anterior aos movimentos que terão elevado as serras da Padrela, Falperra e Alvão.

4. A ÁREA A OESTE DE CHAVES

Entre a bacia de Chaves e a serra do Leiranco a Oeste desenvolvem-se 3 níveis: (i) o nível de Sanjurge; (ii) do Facho e o (iii) da Bobadela. A leste a bacia contacta com a serra da Padrela a partir da escarpa de falha de Vilar de Nantes.

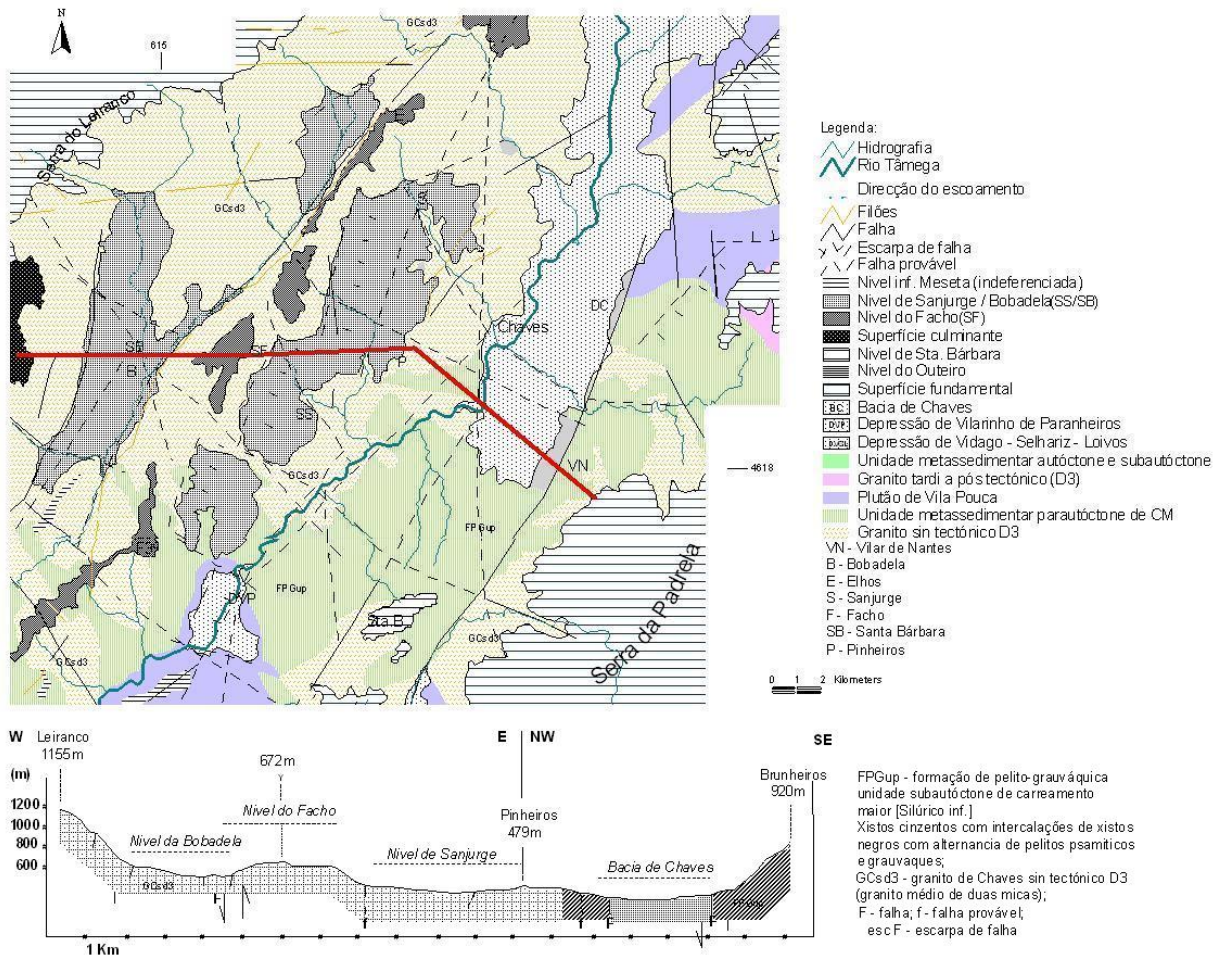


Fig. 23 Localização do corte geológico entre a serra do Leiranco e Brunheiros.

A bacia em causa apresenta uma forma alongada com uma orientação predominantemente N-S passando a NNE-SSW. Tem o seu eixo longitudinal de direcção aproximada N25°E, cerca de 10 km de comprimento máximo e transversalmente cerca de 5 km de largura máxima.

A bacia de Chaves encontra-se fortemente compartimentada a partir de falhas de direcção predominante N-S, NNE-SSW, WNW-ESE e E-W, correspondendo a uma curvatura da zona de falha que passa de uma direcção NNE-SSW a N-S, originando na zona de curvatura uma zona distensiva (J. Baptista, 1998). Corresponde a uma depressão do tipo *releasing bends*, associada à curvatura do desligamento “Chaves-Verin” (J. Baptista, 1990), produzindo uma divergência a partir do salto à esquerda do segmento mais activo, que corresponde à falha de Vilar de Nantes, implicando uma maior espessura dos sedimentos no segmento mais activo.

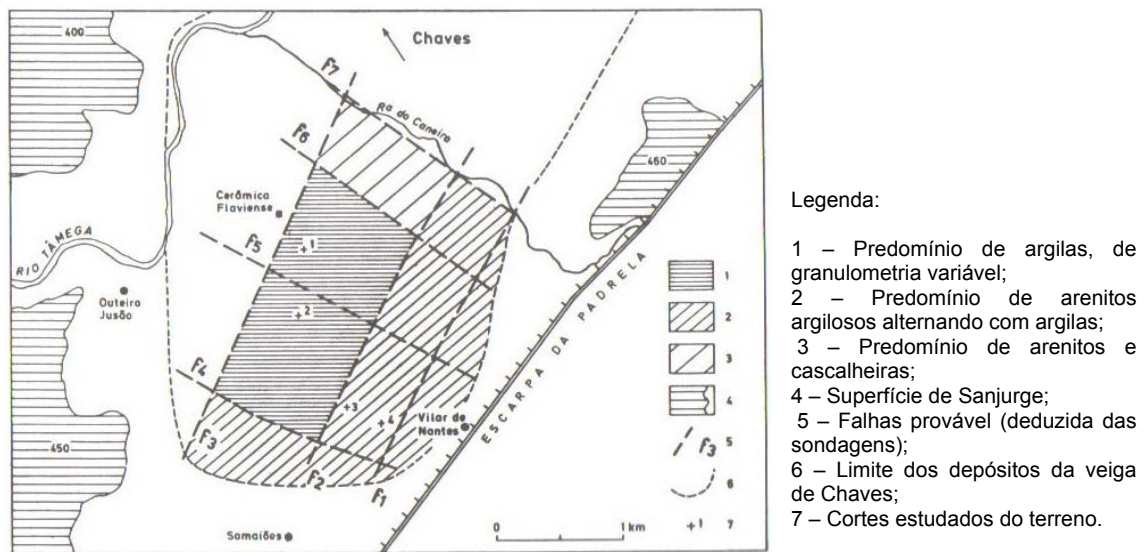


Fig. 24 Depósitos do extremo Sul da veiga de Chaves: interpretação das sondagens segundo J. Grade & A. Moura (1983) extr. A. Ferreira (1986).

Este facto parece justificar o grande número de materiais grosseiros do tipo depósitos de sopé – *glacis* coluvial de grande espessura próximo da escarpa da Padrela, relacionado com a subsidência permanente.

Movimentos recentes parecem ter afectado a cobertura sedimentar próximo de Vilar de Nantes, onde uma série sedimentar visível é afectada por uma falha sub-vertical de direcção NNE-SSW, com subida do bloco Oeste. Este facto parece justificar o grande número de materiais grosseiros “depósitos de sopé – *glacis coluvial*” de grande espessura próximo da escarpa da Padrela, relacionado com a subsidência permanente.

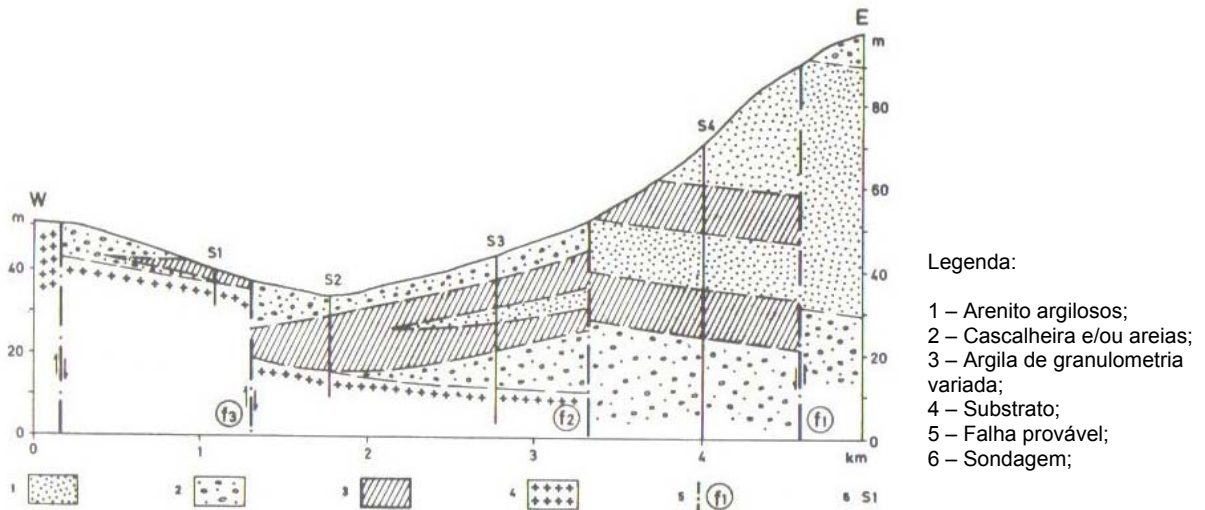


Fig. 25 Corte esquemático da bacia de Chaves, direcção E-W, segundo J. Grade & A. Moura (1983), extr. A. Ferreira (1986).

Os sedimentos que colmatam a bacia são classificados por C. Teixeira (1948, 1974) como depósitos aluviais de terraços, de idade quaternária. Segundo A. B. Ferreira (1986), podem-se definir duas unidades sedimentares: (i) os depósitos de Sanjurge; (ii) os depósitos de Vilar de Nantes. Estima-se que a espessura na parte mais funda da bacia não ultrapassa os 100 metros (J. Grade & A. Moura, 1982) correspondendo à seguinte sequência-tipo²⁰:

Terra vegetal
Saibros grosseiros com calhaus angulosos
Idem, com alternância de areias micáceas finas e grosseiras
Areias finas micáceas argilosas e argilas grés argiloso
grossoiro e argilas
Areias finas micáceas
Conglomerados de grandes elementos e saibros grosseiros

Quadro 4 Corte esquemático da bacia de Chaves (direcção E-W); sequência tipo *Adapt.* J. Grade & C. Moura (1982) e A. Ferreira (1986).

²⁰ A análise foi elaborada a partir da observação das frentes de exploração dos Barreiros, conjugada com análise bibliográfica (J. Grade & A. Moura, 1982).

A neotectónica terá sido responsável por movimentos que terão afectado a cobertura sedimentar próximo de Vilar de Nantes, onde uma série sedimentar visível é afectada por uma falha sub-vertical de direcção NNE-SSW, com subida do bloco ocidental.

As camadas deste bloco mergulham ligeiramente para Norte, ao passo que o bloco oriental mergulha para cerca de 80° para Este, junto ao plano de falha²¹. A limitação da bacia a Oeste é mais difícil de estabelecer, uma vez que a passagem é feita a partir de uma escadaria tectónica até à serra do Leiranco, a partir de uma estrutura de falhas predominantemente de orientação N-S e NNE-SSW.

A Oeste da bacia de Chaves desenvolve-se o nível de Sanjurge, talhado predominantemente em rochas graníticas, correspondentes ao granito sin tectónico D3, equivalente ao granito de Chaves (GC), surgindo, por vezes, alguns afloramentos de rochas metassedimentares que correspondem à formação pelito-grauváquica de carreamento maior datada do Silúrico. O granito surge por vezes muito alterado, especialmente, em área de fragilidade tectónica²².

Trata-se de uma área alongada, de orientação NNE-SSW, elevando-se progressivamente para Sul, de 430m para mais de 500m no extremo meridional. Poderá corresponder a um pequeno retalho da superfície fundamental, datada do Plistocénico inferior (A. B. Ferreira, 1978; 1980; Ribeiro & Cabral, 1995), desnivelada pela acção tectónica.

²¹ Algumas sondagens efectuadas em 1936 pela Junta Hidráulica Agrícola transcritas por M. Feio (1951), bem como perfis transversais e cartas hidrológicas da bacia de Chaves apresentados por Zbyszewski (1938) são indicadores de possíveis movimentações tectónicas afetando o Quaternário segundo sistemas de falhas normais e sub-verticais predominantemente NNE-SSW, N60°W e E-W. Este intrincado jogo tectónico terá resultado no abaixamento diferencial da bacia, originando em regra o abatimento da bacia para Sul resultando daí maior espessura de sedimentos nesse sector.

²² Pierre Birot (1945, p.118-119) atribui a formação da superfície a um ciclo de erosão que se teria desenvolvido já dentro do *graben*.

Para Sul, a área é fortemente recortada por falhas de orientação paralela ao desligamento principal e por falhas de transversais de orientação WNW-ESE, que geralmente rebaixam a área a Norte. O contacto com a depressão de Vilarinho de Paranhos é feito a partir de uma escarpa de falha de orientação NNE-SSW na qual o rio Tâmega à saída da depressão se encaixa, correndo para SSW.

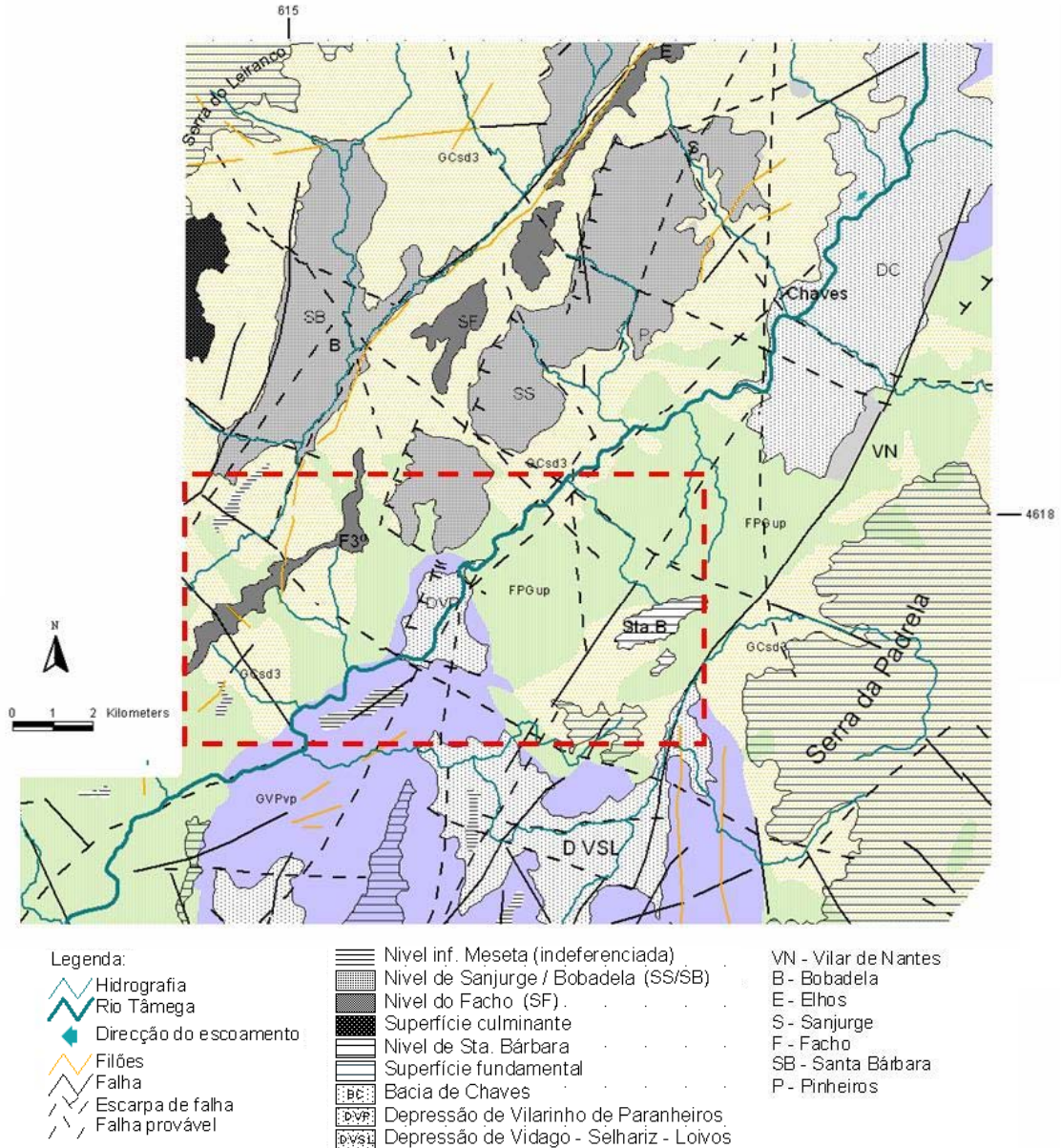


Fig. 26 Enquadramento morfo-estrutural da depressão de Vilarinho de Paranhos.

O fecho da depressão, a Sul, é feito por uma falha de orientação transversal ao desligamento principal.

Esta falha para além de ter rebaixado a área a Norte, juntamente com falhas paralelas ao desligamento principal terá contribuído para a existência de um conjunto de blocos diferenciados altimétricamente. O nível de Sanjurge contacta ainda a Sul com a bacia de Vidago-Selhariz-Loivos (VSL) a oriente.

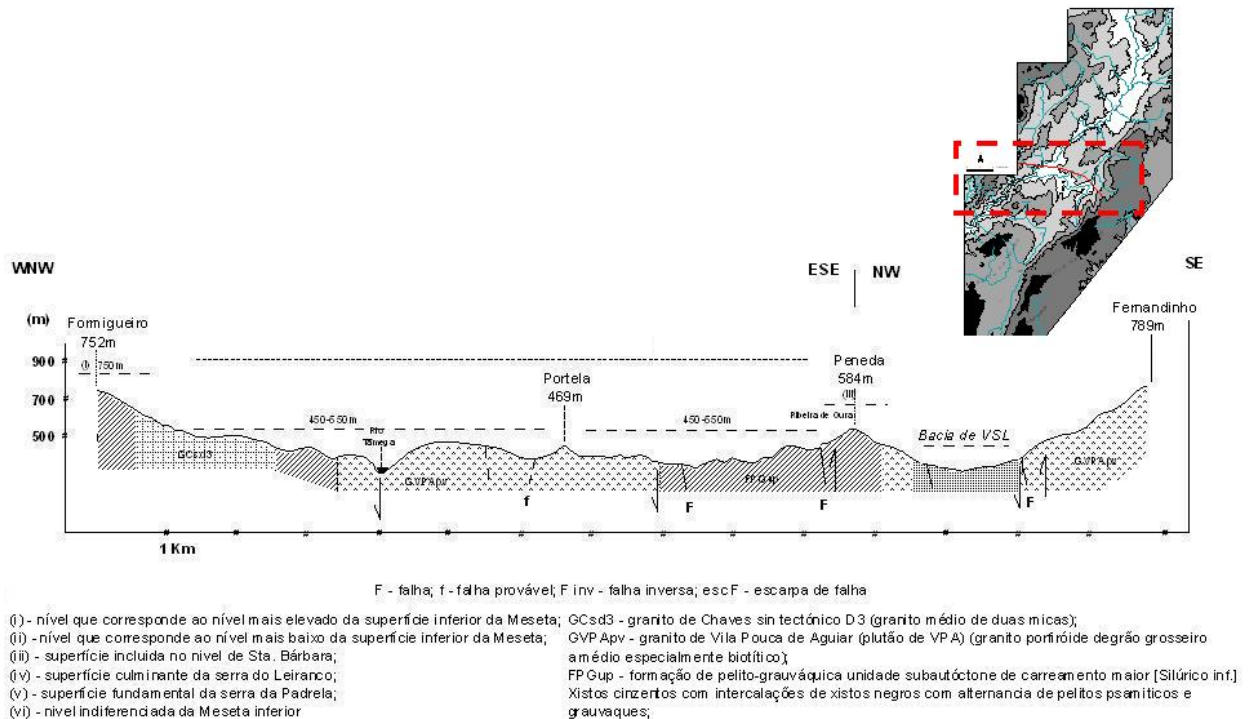


Fig. 27 Localização do corte geológico Formigueiro – Fernandinho.

A bacia é limitada por duas falhas paralelas de orientação NNE-SSW. A falha ocidental bifurca-se em vários ramos de direcções N-S e NE-SW, que se estendem até à depressão.

Na área aplanada a que corresponde o nível de Sanjurge, encontram-se algumas falhas, na sua grande maioria perpendiculares ao desligamento, que, cremos, fazem com que as altitudes diminuam para Este.

A Norte, a bacia de Vidago – Selhariz – Loivos (VSL) é truncada pelo bloco de Sta. Bárbara – Peneda. Este corresponde a um nível que se desenvolve entre os 700 e os 750m de orientação NNE-SSW, paralela ao desligamento. É constituída por metassedimentos pertencentes à formação pelito-grauváquica do Silúrico e por granitos sin tectónicos D3. A diferenciação litológica reflecte-se sobretudo na forma das vertentes, geralmente côncavas quando talhadas nos metassedimentos.

O relevo que se ergue na cota máxima, em Sta. Bárbara, a 775m corresponde a um pequeno *horst*, incluído nos terrenos que correspondem à superfície fundamental da Meseta, elevados cerca de 200m face à superfície onde encaixa a ribeira de Oura. É pouco provável assim a possibilidade do relevo corresponder a um relevo residual²³, pertencente à superfície fundamental da Meseta, que separaria a bacia de Vidago – Selhariz – Loivos (VSL), da bacia de Chaves.

A Oeste do nível de Sanjurge surge um outro nível, o do Facho, alongado, de orientação NNE-SSW, coroado por elementos planos a variar entre os 650-720m, certamente um pequeno retalho da superfície fundamental, datada possivelmente do início do Plistocénico inferior (A. B. Ferreira, 1978; Ribeiro & Cabral, 1995). Do ponto de vista geológico, este nível é talhado sobre granitos sin tectónicos D3, surgindo por vezes com textura grosseira, com grandes feldspatos.

A passagem entre os dois níveis diferenciados altimetricamente é feita a partir de um conjunto de falhas de orientação predominantemente NNE-SSW, paralelas ao desligamento Régua-Chaves-Verin. O nível do Facho encontra-se elevado face ao de Sanjurge, a Este, cerca de 100-200m.

²³ M. Feio (1951) colocou a possibilidade do monte de Sta. Bárbara explicar-se de forma muito semelhante a Minheu correspondendo a um “*relevo residual que se ergue acima da superfície do Alvão e que está no contacto xisto-granito. O monte de Santa Bárbara seria outro destes relevos, mais abatido, juntamente com a superfície de base, e hoje, dentro da depressão*”. Contudo considera tratar-se antes de “*um relevo essencialmente tectónico, um horst transversal separando as duas bacias*”.

A Oeste, o nível do Facho contacta com o da Bobadela, a partir de uma falha de orientação também NNE-SSW, paralela ao desligamento principal. Esta falha parece apresentar um carácter mais activo. A Este, a passagem entre os níveis do Facho e de Sanjurge é menos vincada morfologicamente, mais recortada e em escadaria²⁴.

O nível da Bobadela surge rebaixado face ao do Facho e varia entre os 500 e os 625m, talhado em granitos sin tectónicos D3. Corresponde a um *graben* bem definido a



Oeste e Este a partir de escarpas bastantes pronunciadas na paisagem. É limitado a Este pela da falha da Bobadela, que define o limite Oeste do nível do Facho, com cerca de 200m de comando e, a Oeste, a partir da falha que origina a escarpa da serra do Leiranco, que se ergue a 900-950m.

Est. 6 Nível da Bobadela, em segundo plano a escarpa de falha da serra de Leiranco (NNE-SSW)

Este nível poderá corresponder ao de Sanjurge, separado pelo do Facho. Nele desenvolvem-se alvéolos alinhados, condicionados pela estrutura, nomeadamente pela acção da falha da Bobadela, como os alvéolos de Boticas, Sapiões, Bobadela e Pinho. A Sul, o limite deste nível é definido por uma falha transversal à falha da Bobadela e à escarpa do Leiranco, com uma orientação WNW-ESE, à qual o rio Terva, à entrada, próximo de Boticas, sofre um ligeiro desvio ao contactar com esta. Esta falha define o limite Sul deste nível a partir do bloco da Atalaia 2º, que cremos, corresponder a um pequeno *horst* tombado para SW.

²⁴ Esta característica morfológica foi evidenciada por M. Feio (1951) “*A escarpa ocidental não tem a nitidez da oriental. É mais baixa, descontínua e com saliências e reentrâncias que se podem interpretar como “coulisses d’échelons débordants”. No cimo mostra restos de aplanações, mal conservadas por causa da proximidade da bacia da Bobadela*” (M. Feio, 1951, p.9).

Não existe qualquer originalidade litológica capaz de o diferenciar na paisagem, quer do ponto de vista petrográfico quer ao nível do grau de meteorização do granito. A Sul, o bloco é trespassado por um afloramento da formação pelito-grauvática, com pouco significado morfológico, responsável apenas por um pequeno estrangulamento do rio Terva quando contacta com a unidade metassedimentar.

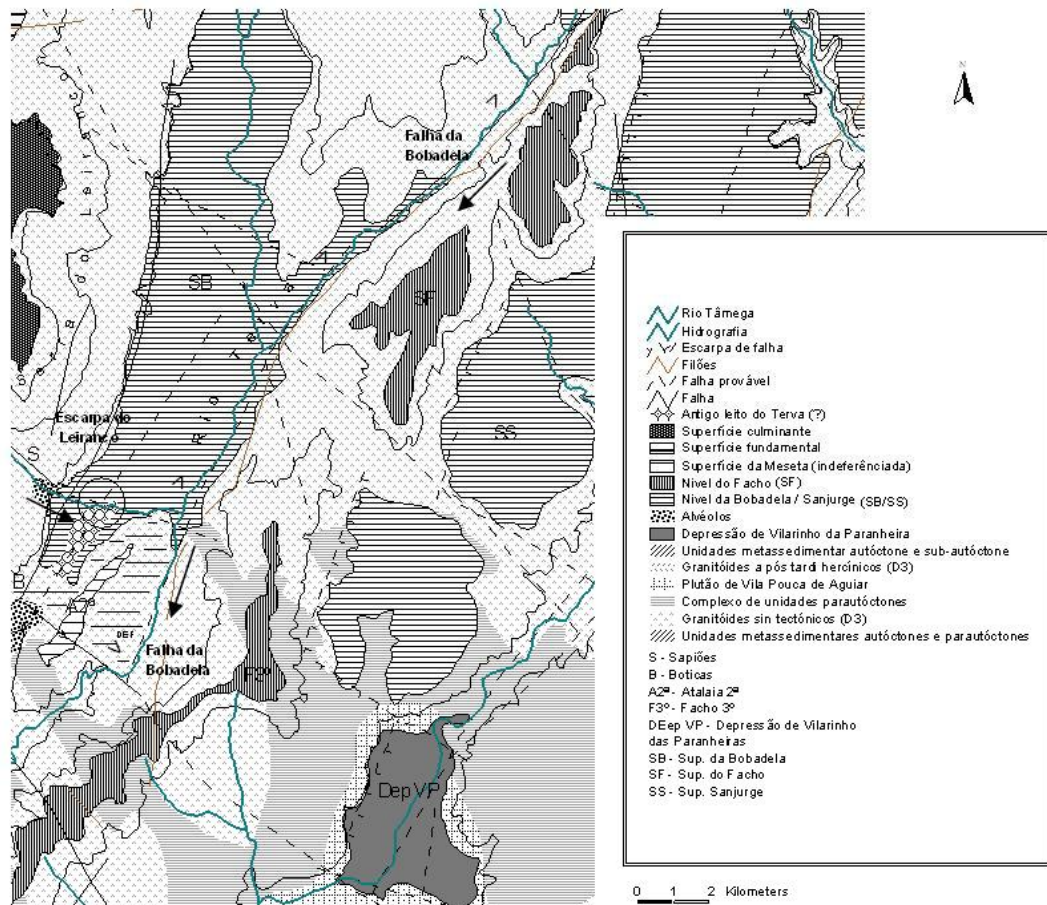


Fig. 28 Esboço morfo-estrutural do nível da Bobadela.

A Noroeste da Atalaia 2^o encontra-se um vale seco, que poderá ter correspondido ao antigo vale de uma pequena ribeira afluente do Terva. Se tal aconteceu²⁵, é provável que o levantamento do bloco fosse responsável pela captura dessa mesma ribeira, feito a partir da falha de orientação WNW-ESE, que limita o bloco a Norte.

²⁵ Hipótese avançada por M. Feio (1951) “ *A ribeira de Terva corria antigamente entre a Atalaia 2^a e Sapiões, como mostra um largo vale seco, a 550m de altitude, suspenso cerca de 100m acima da bacia de Boticas*”.

Assim, a direcção de escoamento inicial seria para SW até ao surgimento das falhas transversais ao desligamento. Estas terão sido responsáveis pela captura de inúmeros cursos de água, geralmente de traçado paralelo ao desligamento.



Est. 7 Em primeiro plano o antigo leito do Terva, limitado pelo bloco da Atalaia 2ª. Em plano de fundo, a escarpa da Bobadela, por onde encaixa o rio Terva.

O papel dos filões associados à falha da Bobadela pouco significado tem ao nível da morfologia e ao nível do traçado dos cursos de água. C. Teixeira (1948) colocou a possibilidade do filão funcionar ainda como barreira ao escoamento de Oeste vindo da escarpa da serra do Leiranco²⁶. Desta forma, iria potenciar a retenção de água a Oeste do alinhamento, aumentando a meteorização do granito. Em deslocação

ao terreno, não foi possível avaliar uma diferenciação ao nível do grau de meteorização do granito a Este ou a Oeste do alinhamento do filão.

Ao nível do traçado dos cursos de água, verifica-se que rio Terva se encaixa sobre a falha da Bobadela e não sobre o filão, que surge amiúde muito alterado. Em alguns sectores, o filão sofre um pequeno desvio para Este face à falha e o rio corre sobre a falha. Em saídas de campo foi possível ainda verificar que os granitos surgem por vezes mais elevados que o próprio filão²⁷. Este tem apenas significado morfológico ao nível do perfil das vertentes, onde, por vezes, se observa uma ligeira saliência.

²⁶ Ideia já avançada por C. Teixeira, (1948) para a génese da própria bacia de Chaves “ *a génese da depressão flaviense está relacionada com a existência de uma soleira quartzítica que fecha à saída daquela e que o rio só muito vagamente pode romper*”

²⁷ Mariano Feio (1951, p.18-19) já o tinha referido “ *na proximidade do marco geodésico de Prainos: o filão corre na vertente entre os 600m e os 620m, e a parte superior do relevo, a extensa aplanção Alto dos Macheirões-Prainos-Alto da Pedreira, constituída por granito, está a 680-700m (cota máxima 706m)* ”.

Entre a serra da Padrela e a serra do Leiranco, desenvolve-se um conjunto de níveis condicionados pelo desligamento Régua-Chaves-Verin. Ao nível das bacias desligantes os segmentos de falha não são simétricos, sendo a falha de Vilar de Nantes o sector mais activo.

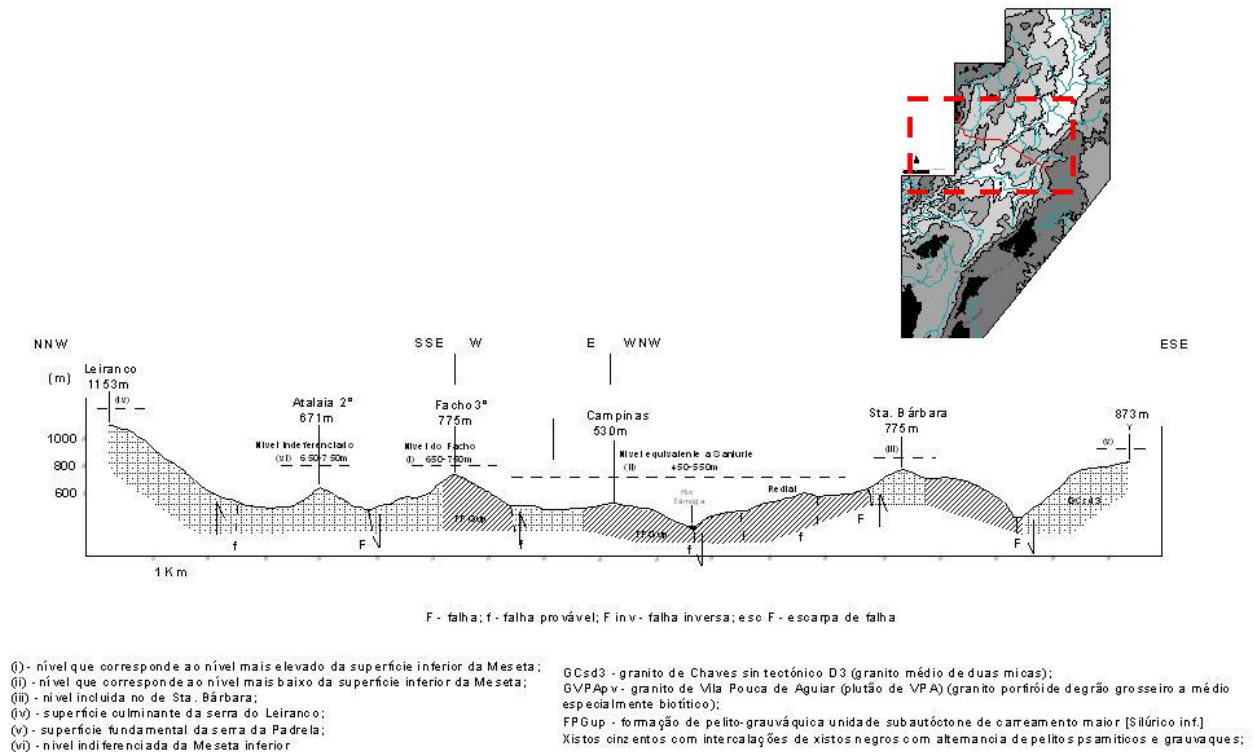


Fig. 29 Corte geológico Leiranco – Sta. Bárbara.

A bacia de Chaves, a mais setentrional da área de estudo, está fortemente compartimentada a partir de falhas N-S, NNE-SSW, W-E e WNW-ESE. A presença de material grosseiro do tipo depósitos de sopé próximo da escarpa da Padrela está relacionada com a subsidência da falha neste sector. Posteriormente ao Triássico superior, desligamentos paralelos foram reactivados com falhas distensivas e com a continuação do movimento do desligamento esquerdo (Vilar de Nantes), o que originou uma zona de curvatura distensiva (J. Baptista, 1998).

Estas falhas vão ser responsáveis pela definição dos níveis de Sanjurge, Facho e Bobadela até à serra do Leiranco. Por outro lado, falhas transversais ao desligamento geradas a partir da transição Pliocénico-Plistocénico, em resultado da ruptura intra-Vilafranquiana (Calvo *et al*, 1993) de orientação principal WNW-ESE, contribuiu para um compartimentação da área, que geralmente abate os terrenos a norte das falhas.

5. SÍNTESE E CONCLUSÃO

A morfologia da área de estudo está fortemente condicionada pelo acidente desligante Régua-Chaves-Verin, que corresponde a um desligamento esquerdo tardi-varisco de orientação predominantemente NNE-SSW. Movimentou-se com uma forte componente direita até ao final do Vestefaliano (Carbónico superior). Entre o Estefaniano (Carbónico superior) e o Pérmico inferior a falha passa a ter um movimento de componente esquerda importante.

Posteriormente ao início do Triássico superior, desligamentos paralelos à falha foram reactivados como falhas distensivas (J. Baptista, 1998), encontrando-se alguns locais preenchidos por filões básicos. Entre o Eocénico e o Miocénico inferior ocorre a compressão Pirenaica, reactivando os sistemas de falhas NE-SW e NNE-SSW em falhas normais e/ou em desligamentos transtensivos com uma componente normal importante.

A partir do Miocénico superior ocorre a compressão bética, reactivando os segmentos em escadaria de direcção NNE-SSW, em desligamentos esquerdos com componente inversa em zonas transpressivas, e componente normal, em zonas transactivas.

A evidência da actividade neotectónica da área de estudo é, em grande parte, indirecta. Os afloramentos com falhas em zonas com marcadores geológicos quaternários são raros e, por outro lado, as datações dos sedimentos continentais são imprecisas. As evidências estão principalmente relacionadas com falhas que afectam depósitos neogénicos, com a actividade sísmica, o vigor das escarpas e o escalonamento das superfícies de erosão, assim como a existência de nascentes minerais que confirmam a actividade da estrutura.

Foi possível ainda observar algumas formações afectadas por pequenas falhas, com uma disposição sub-horizontal²⁸, como a formação da Carrica. Na bacia de Chaves encontra-se um grande número de materiais grosseiros “depósitos de sopé – *glacis* coluvial” de grande espessura próximo da escarpa da Padrela, demonstrando o lado Este como o segmento mais activo.

A complexidade estrutural associada aos desligamentos forma, a nível regional, um sistema de falhas que se estendem por vários quilómetros de largura, num conjunto complexo de blocos elevados tectonicamente por compressão e bacias deprimidas tectonicamente por tracção. Podem desenvolver-se ainda áreas bastante localizadas, alternadamente de tracção e compressão, resultantes da curvatura ao longo das falhas de ramificações destas no sistema de desligamentos, ou entre segmentos de falha em escadaria (J. Cabral, 1989).

A área de estudo é constituída por rochas granitóides sin D3, caso do granito de Chaves (GC) e o granito de Vale das Gatas (GVG); granitos tardi hercínicos e pelo Plutão de Vila Pouca (PVP). Os metassedimentos pertencem ao complexo de unidades paraúctones de carreamento maior (formação pelito-grauváquica) e autóctones e sub autóctones pertencentes em especial ao grupo do Marão – Douro inferior (a formação da Desejosa é datada do Câmbrio superior; a formação de Campanhó – Ferradosa é datada do Silúrico).

Os topos das serras do Alvão, Falperra e Padrela poderão corresponder a parte de uma verdadeira superfície fundamental dos planaltos centrais do Norte da Beira (A. B. Ferreira, 1978, 1980; 1986) e da Meseta de Trás-os-Montes oriental (A. Ribeiro, 1974). Têm uma orientação NNE-SSW no sector mais a sul e NE-SW no seu sector mais setentrional. Correspondem a um bloco longitudinal, levantado segundo falhas de orientação predominante NE-SW, recortado por falhas transversais, de orientação NW-SE ou WNW-ESE, retalhando-o em blocos e tombando-o para SW.

²⁸ A análise geométrica e cinemática de falhas confirmou a existência de falhas reactivadas, inversas num regime compressivo onde o eixo de tensão compressiva máxima (σ_1) é horizontal com uma direcção NW-SE a NNW-SSE ($02/324\pm 2^\circ$), falhas normas reactivadas e/ou geradas num regime distensivo de direcção N-S, NNE-SSW e E-W, e numerosas falhas de atitudes e estilos variados, mas que reflectem um regime de desligamento predominante (J. Baptista, 1998).

As serras correspondem a blocos soerguidos por compressão em estilo *push up*. Os cimos podem não corresponder a uma única superfície de aplanamento, mas antes à existência de pequenos blocos, escalonados a diferentes altitudes, limitados na maioria das vezes por falhas. Os valores altimétricos mais elevados encontram-se a Sul e a Oeste.

A superfície culminante superior varia entre os 1000 e os 1100m, de idade provavelmente oligo-miocénica (Ribeiro & Cabral, 1995), e a superfície fundamental varia entre os 900 e os 950m²⁹ de altitude.

Associada à zona de falha Chaves – Verin desenvolvem-se depressões, que, altimetricamente, descem para Norte. A bacia de Telões localiza-se no extremo sul, preenchida por arenitos, arcoses com níveis argilosos de espessura variável e, no topo, depósitos grosseiros, pouco espessos, de clastos rolados e sub-rolados. A génese está relacionada com um salto para a esquerda entre dois segmentos *em escadaria*: (i) o de Vila Pouca e (ii) o do Covelo, no sector SE da bacia. Origina uma bacia do tipo *pull-apart* assimétrica, com o segmento localizado a Este mais activo.

Entre ela e a serra do Alvão desenvolve-se um pequeno retalho em Outeiro, que parece corresponder a uma passagem em escadaria feita a partir de falhas paralelas e sub-paralelas ao desligamento principal. Este facto terá permitido o afundamento da bacia a Este. À compartimentação dos blocos do Alvão e da depressão, sucederam-se movimentos de desnivelamento, originando pequenos níveis que correspondem geralmente a áreas aplanadas diferenciadas altimetricamente. Esta compartimentação é provavelmente pós-Miocénica superior, relacionada com a compressão bética, reactivando os segmentos em escadaria de direcção NNE-SSW, afectando formações recentes, caso da formação da Carrica, que mergulha em direcção à depressão.

²⁹ Superfície equivalente à superfície da Meseta a Norte do Douro (Ribeiro, 1966 citado por Ribeiro *et al*, 1987), superfície fundamental da serra da Padrela (Ferreira, 1986) e superfície de erosão principal da Galiza (superfície de Chantada) considera pré-miocénica .

A Norte a depressão de Vidago-Selhariz-Loivos é limitada por duas falhas paralelas de orientação NNE-SSW. A falha ocidental bifurca-se em vários ramos de direcções, N-S e NE-SW, que se estendem até à depressão.

Entre Pedras Salgadas e a depressão Vidago-Selhariz-Loivos observam-se múltiplos lineamentos paralelos de várias direcções: NE-SW; N-S; WNW-ESE e ENE-WSW. Na região de Vidago observam-se, ainda, rochas granitóides muito esmagadas e fracturadas, onde os filões, as diaclases e fracturas principais apresentam direcções próximas de NNE-SSW e WNW-ESE.

A bacia de Chaves é a bacia mais a Norte da área de estudo. Trata-se de uma depressão do tipo *releasing bends* associada à curvatura do desligamento Régua-Chaves-Verin, produzindo uma divergência a partir do salto à esquerda do segmento mais activo, que corresponde à falha de Vilar de Nantes. Apresenta uma forma alongada com uma orientação predominantemente N-S e NNE-SSW.

A Oeste, a descida da serra do Leiranco até à bacia de Chaves é a partir de um conjunto de níveis em regime distensivo: (i) o nível de Sanjurge; (ii) nível do Facho e o (iii) nível da Bobadela.

O nível de Sanjurge é alongado, paralelo à bacia de Chaves, de orientação NNE-SSW, com cerca de 450m de altitude, elevando-se progressivamente para sul. Poderá corresponder a um pequeno retalho da superfície fundamental datada do Plistocénico inferior (A. B. Ferreira, 1978; Ribeiro & Cabral, 1995).

A Oeste encontra-se o nível do Facho, alongado, de orientação NNE-SSW, elevado face ao de Sanjurge, coroadado por elementos planos a variar entre os 650-720m, datada possivelmente do início do Plistocénico inferior (A. B. Ferreira, 1978; Ribeiro & Cabral, 1995). A passagem para o nível da Bobadela, a Oeste, é feito a partir da falha da Bobadela, de orientação NNE-SSW, à qual estão associados alguns filões quartzosos.

O nível da Bobadela varia entre os 500 e os 625m, talhado em granitos sintectónicos D3. Corresponde a um *graben*, no qual se desenvolvem alvéolos alinhados paralelamente à falha da Bobadela, como os alvéolos de Boticas, Sapiões, Bobadela, Pinho.

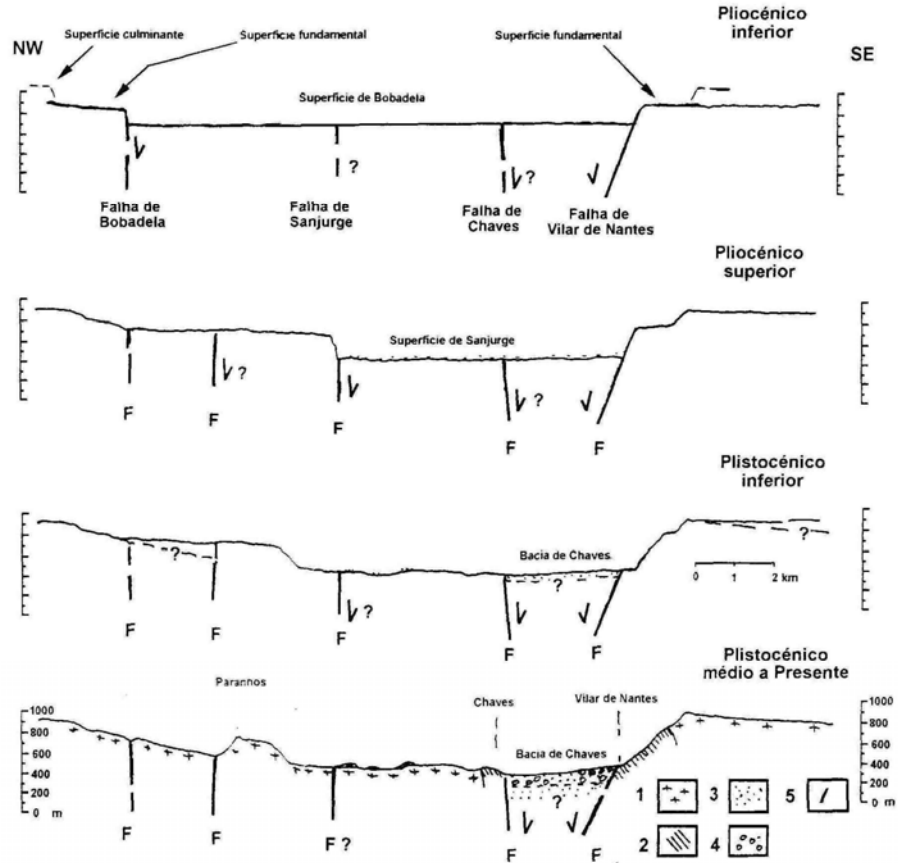
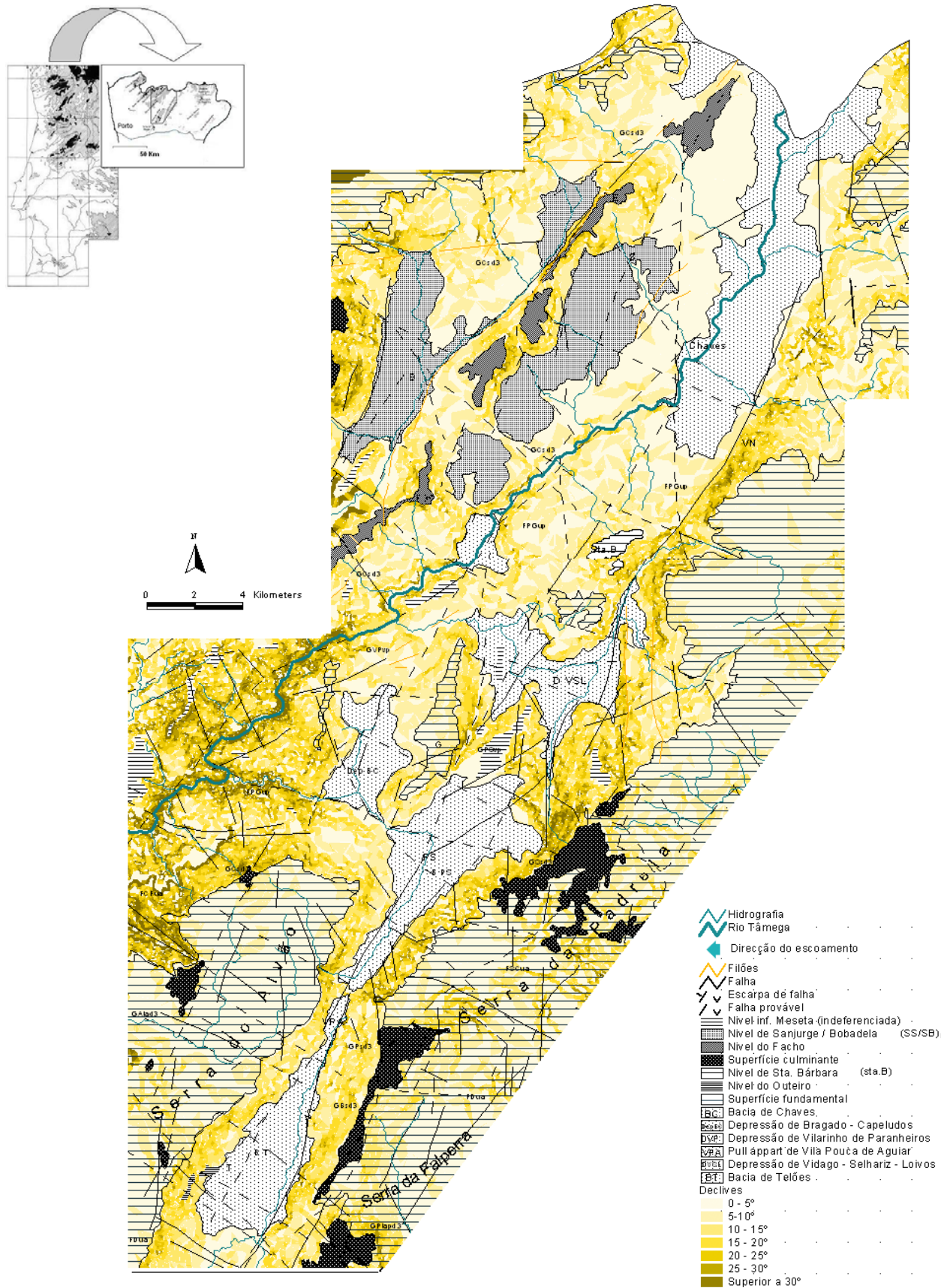


Fig. 30 Possível evolução da depressão de Chaves a partir do Miocénio superior (*adapt. de Feio 1951*)
 Legenda: 1 – Soco granítico; 2 – socio metassedimentar;
 (Depósitos de cobertura da bacia de Chaves) 3 – sedimentos finos; 4 – sedimentos grosseiros; 5 – falha.

A passagem entre os diferentes níveis é na maioria das vezes justificado pela acção da tectónica, gerada a partir do Miocénico superior, reactivando os segmentos em escadaria de direcção NNE-SSW, em desligamentos esquerdos. No entanto, verifica-se que o limite entre os diferentes níveis é feito (i) de forma muito pronunciada na paisagem a partir de um segmento de falha, caso da falha do Leiranco e Bobadela; (ii) em escadaria caso da passagem entre Sanjurge e Facho, demonstrando o carácter mais activo de algumas falhas. Este facto é facilmente observado no declive das vertentes [figura 30].



GVGsd3 - granito de Vale das Gatas sin tectónico; GBsd3 - granito de Borbela sin tectónico D3; GPs3 - granito de pisões sin tectónico D3; GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3; GSsd3 - granito de Serapicos sin tectónico D3; GAt3 - granito de Abadim tardi a pós tectónico D3; GPT3 - granito porfiróide tardi a pós tectónico sin D3; GPSv - granito de Pedras Salgadas plutão de Vila Pouca; GVpv - granito de Vila Pouca de Aguiar plutão de Vila Pouca; FSCua - formação de Santos e Curros unidade autóctone; FCFua - formação de Campanhó Ferradosa unidade autóctone; FDua - formação da ferradosa unidade autóctone; FQua - formação quartzítica unidade autóctone; FPup - formação pelito grauváquica unidade paraúctone; VPA - Vila Pouca de Aguiar; T - Telões; PS - Pedras Salgadas; VN - Vilar de Nantes; G - Grulha; B - Boababela; E - Elhos; S - Sanjurge; F - Facho; SB - Santa Bárbara.

Fig. 31 Mapa morfo-estrutural e declives da área de estudo.

O traçado da rede hidrográfica na área de estudo está fortemente condicionado pela estrutura. Alguns exemplos são particularmente interessantes. Durante o Paleogénico existiriam sistemas aluviais endorreicos no contexto do acidente Régua-Chaves-Verin, e cones de dejectão em ligação com as escarpas de falha (D. Pereira & P. Cunha, 1999; D. Pereira, 1999a; 1999b). A tectónica relacionada com o auge da compressão bética (cerca de 9Ma) (Calvo *et al*, 1993) terá feito rejogar o desligamento (A. Ferreira, 1991; P. Cunha, 1992; J. Cabral, 1995; Sequeira *et al*, 1997) e compartimentado o Norte de Portugal, e a área de estudo em particular, numa escadaria de blocos elevados altimetricamente para ocidente. Este facto, justifica ainda a incipiente hierarquização da rede hidrográfica.

O traçado do Tâmega é paralelo ao desligamento e o sentido de escoamento é feito para SW. Do ponto de vista altimétrico, os terrenos mais elevados encontram-se a Norte e a Oeste, logo seria de esperar que o escoamento fosse no sentido oposto. O traçado do rio será anterior aos movimentos de levantamento e a abatimento dos blocos e das bacias. O mesmo ocorre com o rio Terva e com a maioria dos cursos de orientação paralela ao desligamento. Outro exemplo particularmente interessante passa-se no rio Corgo. Este corre para SW, confluindo com o rio Mézio.

O traçado deste pequeno curso de água é exterior à bacia de Telões mas, mesmo assim, o fecho da bacia não é suficiente para impedir a confluência entre os dois cursos de água. O traçado deste rios e a direcção de escoamento seriam necessariamente anteriores ao rejogo operado, provavelmente na transição Pliocénico-Plistocénico, responsável pelo desenvolvimento de falhas com componente desligante direita que terá compartimentado uma única depressão na depressão de Vila Real, a Sul, e de Telões, a Norte. As falhas transversais vão ser particularmente importantes na captura dos cursos de água, caso do rio Avelâmes à saída de Pedras Salgadas, relacionada com um alinhamento estrutural perpendicular ao desligamento muito próximo de Vrea de Bornes. O traçado inicial seria no sentido Norte, em direcção à bacia de Pedras Salgadas. A partir do Placenciano, o bloco central deve ter sido capturado pela drenagem exorreica transversal à fachada Atlântica.

II PARTE
ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

I

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA RECENTE

1. INTRODUÇÃO

A duração proposta para o Quaternário varia entre os 1,6 Ma e 2,4 Ma (J. Lowe & M. Walker, 1984) iniciando-se com o Vilafranquiano inferior, incluído no Pliocénico. Esta concepção foi adoptada a partir de 1972. Até 1948, o Vilafranquiano estava incluído no Pliocénio e, entre 1948 e 1972, era considerado do Quaternário (M. Derruau, 1974).

O Quaternário começa com o surgimento dos primeiros fósseis indicadores de um clima mais frio. No entanto, existe uma variação espacial, que de certa forma contribui para dificuldade no limite Pliocénico/Plistocénico.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	CRONOLOGIA
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Holocénico	10 000 BP
		Plistocénico	1,6 MA BP
	NEOGÉNICO	Pliocénico	5,3 MA BP
		Miocénico	23 MA BP
	PALEOGÉNICO	Oligocénico	36,5 MA BP
		Eocénico	53 MA BP
		Paleocénico	65 MA BP

Quadro 5 O Cenozóico segundo a União Internacional de Ciências Geológicas, proposto em 1989.

Para alguns autores (especialmente de origem anglo-saxónica) o termo Quaternário não existe, surgindo o Plistocénico incluído na era Cenozóica (Paleocénico; Eocénico; Oligocénico; Miocénico; Pliocénico e Plistocénico) (J. Lowe & J. Walker, 1984).

O Quaternário é caracterizado pela intensidade de certos fenómenos geológicos, o que lhe confere originalidade. Como resultado da sequência Paleogénico e Neogénico, o período é considerado por alguns de Antropogénico, principalmente pelos arqueólogos, relacionado com o aparecimento do Homem, e pela crescente acção deste na evolução da superfície da Terra. Todavia, a denominação menos usual de Antropogénico, torna o termo de Quaternário mais corrente, até pela comodidade, uma vez que se trata de uma designação consagrada pelo uso.

O Quaternário foi marcado pela acção do frio e pelas inúmeras mudanças climáticas. O arrefecimento do clima ao longo do Quaternário parece ter resultado do acentuar de uma tendência já verificada no fim do Terciário (T. Azevedo, 1998³⁰). No entanto, a maior originalidade está relacionada com a alternância de fases mais frias – glaciares – e fase mais quentes – inter-glaciares – de forma muito rápida, numa perspectiva geológica.

Desta forma, em períodos glaciares formar-se-iam glaciares em latitudes médias e altas, mesmo a baixas altitudes. Em certos locais, onde hoje os fenómenos periglaciares são inexistentes, o periglacialismo ocorreria com reflexo morfológico e na dinâmica das vertentes³¹. As fases mais frias caracterizavam-se por temperaturas 15°C mais baixas que nos períodos inter glaciares (J. Dias, 1987 citado por M. Araújo, 1991).

³⁰ A autora levanta a possibilidade do arrefecimento ter-se verificado no fim do Pliocénico.

³¹ Vários estudos demonstram a variedade de depósitos de vertente existentes em Portugal associados a diferentes condições morfogenéticas periglaciares distintas. A par, são vários os exemplos de formas ligadas a fenómenos de periglacialismo. Num estudo sobre as vertentes de São-Miguel-o-Anjo (A. Pedrosa, 1989a; 1989b) o autor justifica a existência de vales de fundo plano com a fraca dinâmica fluvial e incipiente competência durante alguns períodos do Quaternário que contribuiria para a fraca quantidade de material trazido para o enchimento do talvegue. A. Rochette Cordeiro (1986a; 1986b) num trabalho sobre a serra da Freita lançou importantes pistas sobre formas relacionadas com fenómenos periglaciares como os vales em berço, nichos de nivação e a existência de “*thufurs*”. Lúcio Cunha (1986; 1988) em estudos sobre as serras de Condeixa-Sicó-Alvaiázere realçou a existência de “buracas” relacionando este fenómeno com mecanismo de gelifracção diferencial, devido, quer à litologia, quer à situação topográfica. Além disso pretende admitir “*duas gerações de depósitos com sequência geral gréze-groise, em que os depósitos das gerações mais antigas se apresentam com vestígios de cimentação e posterior carsificação*” (L. Cunha, 1986).

Para além desta alternância entre períodos glaciares e interglaciares existiam oscilações menores, estadiais e inter-estadiais. No caso das inter-estadiais há um certo aquecimento, insuficiente contudo para o estabelecimento da floresta na Europa média.

A velocidade das mudanças climáticas provocou uma marca na paisagem, originando uma diferenciação estratigráfica. Torna-se assim complexo o quadro que caracteriza o Quaternário. As mudanças são de ordem climática, eustática e, por vezes, diastrófica, em que o clima é o elemento fundamental para a sua compreensão.

Durante o Quaternário houve uma tendência para a descida do nível médio das águas do mar – as cotas mais altas corresponderiam aos níveis sicilianos (100m acima do nível actual). Nos períodos glaciares devido à acumulação de gelo no interior dos continentes, o nível médio das águas do mar descia, tornando a subir quando da fusão. Assim, durante o Würm, o mar teria atingido a cota de -120m (J. Dias, 1987 citado por M. Araújo, 1991).

No entanto, e apesar de hoje nos encontrarmos no período inter glacial, o nível médio da água do mar encontra-se a cotas inferiores. A acumulação progressiva de gelos nos glaciares da Antártica e Gronelândia terá contribuído para a descida da cota (J. Tricart, 1960, 1968). Este facto é contudo insuficiente. O aumento da capacidade das bacias oceânicas decorrendo do alastramento dos fundos marinhos ao longo dos *rifts* terá aumentado a capacidade de acumulação de sedimentos.

Por outro lado, os níveis eustáticos não são níveis de referência em todo o planeta. O geóide corresponde à forma que a Terra teria se a superfície do nível médio das águas do mar se prolongasse através dos continentes. Não é um elipsóide perfeito devido ao momento da rotação da Terra e à força gravitacional. Assim, o oceano do geóide intersecta diferentes áreas a cotas diversas e não a um hipotético nível zero, equivalente a toda a superfície da Terra. Os níveis eustáticos não são pois, níveis de referência para toda a Terra (J. Tricart, 1960, 1968).

A variação de carga a que certos sectores continentais estiveram sujeitos, provocou importantes ajustamentos isostáticos. Durante as épocas glaciares, à volta de uma área deprimida devido ao peso do gelo formam-se elevações compensatórias da crosta devido à migração do material expulso da região comprimida. Quando da deglaciação, o fenómeno é inverso. O material da astenosfera desloca-se da periferia para o centro incentivando uma maior invasão marinha das zonas periféricas, aumentando o contraste com a área que está a subir por recuperação isostática.

No entanto, a viscosidade da astenosfera implica que a recuperação glacio-isostática só ocorra depois de atingido um certo limiar de descompressão, contrariando a subida eustática imediata. Ao nível da camada de água nas bacias oceânicas, quando é suficientemente espessa, dá-se uma descida dos fundos marinhos (8m para o Flandriano), relacionada com o aumento da pressão. Este nível de ajustamento só é efectuado quando atinge um determinado limiar, por isso, a deglaciação e a subida isostática não são coincidentes temporalmente. A diminuição da ablação e deposição, violenta e intensa em condições de rexistasia climática, aumenta ou diminui a carga, o que poderá justificar uma movimentação de origem isostática. A actividade neotectónica ao longo do Quaternário poderá influir, na movimentação diastrófica.

O quaternário em Portugal

O território português durante o Quaternário terá tido a influência do frio e do calor e humidade, como factores importantes na morfodinâmica do território, com vestígios que perduram até aos nossos dias. A acção da precipitação nivosa associada à pouca insolação parece suplantar a acção do gelo no Holocénico. O andar Alpino nas montanhas portuguesas seria pouco desenvolvido, entalado entre uma delgada faixa glacial e a floresta (Coudé-Gaussen, 1981; S. Daveau, 1986; Ferreira *et al*, 1992).

O clima não teria sido contudo frio e seco capaz de possibilitar a formação de *permafrost*, pelo menos generalizado ao território durante o Holocénico (A. Ferreira, 1993).

Não existem evidências morfogénicas de um ambiente com *permafrost* como (i) fenómenos de retracção do gelo e dos solos associados a temperaturas anuais inferiores a -15°C, capazes de formar fendas em cunha, geralmente preenchidas por gelo, *loess* ou areia; (ii) fenómenos de segregação do gelo no solo com formação de lenticulas, línguas de gelo, hidrolacólitos e *pingos*; (iii) fenómenos de fusão do gelo no solo geralmente ligados à degradação do *permafrost* (A. Ferreira, 1993).

As manifestações glaciares em altitudes baixas parecem dever-se mais à precipitação do que ao frio, certamente a uma abundante precipitação nivosa, associada a uma fraca insolação que terá dificultado a fraca fusão da neve.

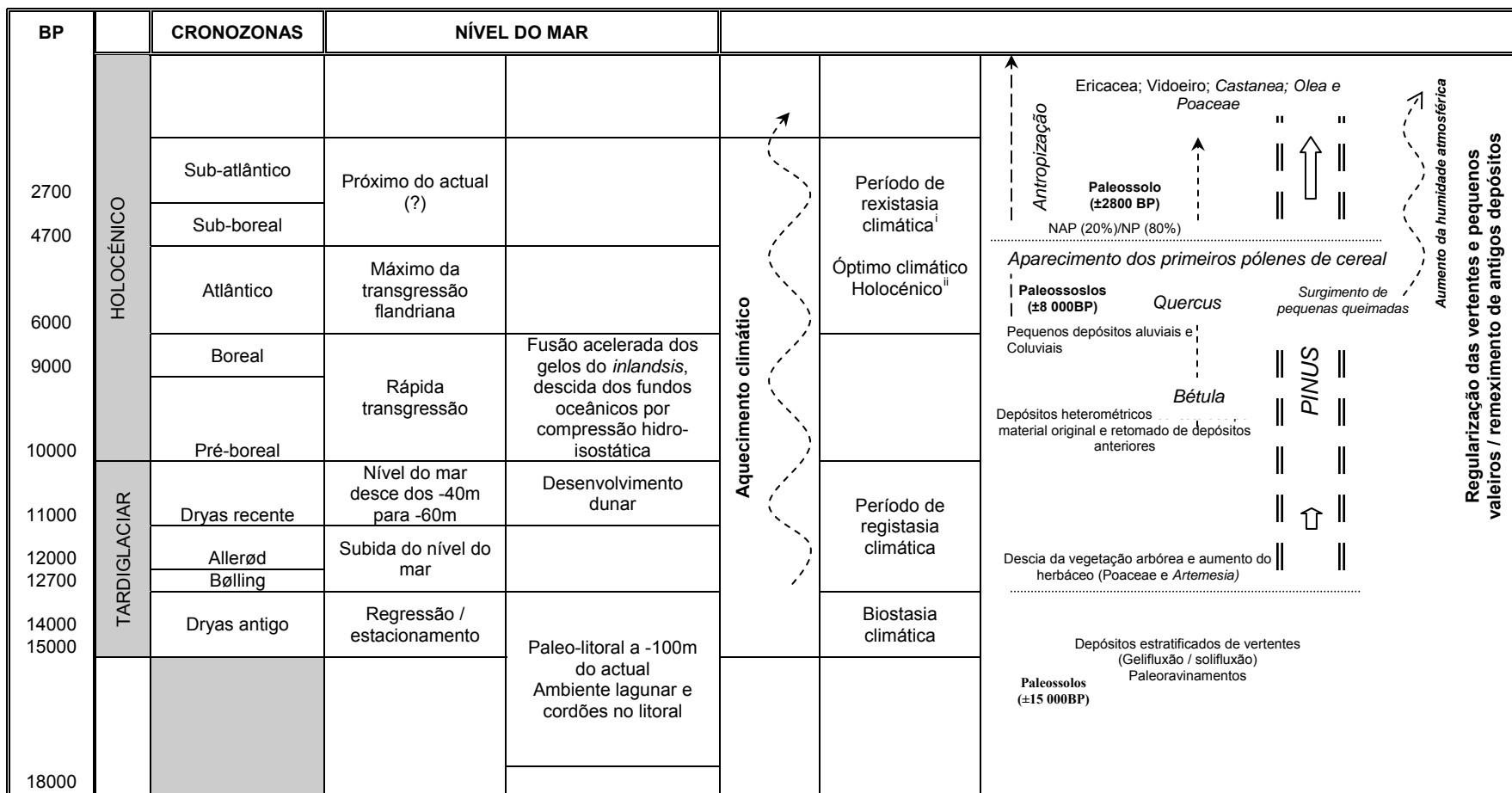
No entanto, permanecem alguns indícios de processos morfogénicos que embora periglaciares, não necessitam de solo permanentemente gelado como (i) fenómenos de solifluxão em que a *camada activa*³² do solo desliza; (ii) fenómenos de gelifracção ou crioclastia relacionados com a mudança do estado físico da água (sólido – líquido e vice-versa³³); (iii) fenómenos de crioturbação e de estruturação geométrica dos solos a que a manifestação mais característica é a formação dos solos poligonais³⁴ (A. Ferreira, 1993).

A Península Ibérica durante o final do Würm estaria posicionada numa área de forte contraste ao nível da circulação atmosférica. Por um lado, influenciada pela circulação zonal do Atlântico Norte e, por outro, pela circulação meridional, bloqueada na Eurásia. A primeira, com circulação agitada, com ventos fortes de Oeste, claramente com precipitações de neve frequentes, a segunda, com um frio muito seco, com Invernos rudes e prolongados.

³² Entende-se camada activa como uma pequena camada superficial que gela no Inverno e degela no Verão, desenvolvendo-se a partir dela os processos essenciais da morfogénese periglacial.

³³ A passagem do estado líquido ao estado sólido é acompanhada de uma aumento de 9% do seu volume. As pressões exercidas na rocha consolidadas aumentam com a diminuição da temperatura, e é da ordem dos 2200 kg cm⁻² a -22°C.

³⁴ A formação deste tipo de estrutura geométrica dos solos é claramente sub dimensionada nas regiões sem *permafrost* (A. Ferreira, 1993).



Quadro 6 Periodização convencional a partir do *Tardiglaciár*: paleogeografia e paleoclimatologia com base nos estudos de B. Geel, 1978; A. Goudie, 1979; Coudé-Gaussen, 1981; J. Chaline, 1985; S. Daveau, 1971; 1973; 1980; 1986; M. Jorda, 1986; Peixoto, 1987; G. Guimarães, 1987; L. Cunha, 1988; Mann *et al*, 1998; Vliet-Lanoe, 1988; Rebelo & Pedrosa, 1989; M. Garmendia, 1989; M. Araújo, 1991; Ferreira *et al*, 1992; A. Cordeiro, 1986a; 1986b; 1990; 1992a; A. Ferreira, 1993; A. Pedrosa, 1993; Briffa *et al*, 1998; Joussane & Guiot, 1999; Pyle, 1999; M. Alcoforado, 1997; 1999; Wanner, 1998; Grove, 1998; Pfister, 1999; F. Rebelo, 1975; 1986; 2007.

ⁱ Relacionado com um período de aridez relativa. A relação de NAP / NP é de 50%, resultado do aumento da percentagem de gramíneas e decréscimo dos videiros.

ⁱⁱ A relação entre de NP e NAP é de 70% e 30% respectivamente. A vegetação arbórea é essencialmente Videiro ao passo que a vegetação herbácea é especialmente gramíneas e urze.

No período do Máximo Glaciar, por volta dos 18 000 – 19 000 BP, o nível do mar estaria mais baixo do que o actual cerca de 120m e a linha da costa recuada 25-45 Km para Oeste (J. Dias citado por A. Araújo, 1991). O clima seria frio e seco (*crioxerótico*). Nas serras da Peneda e Gêres e na serra da Estrela são claras as marcas de formas glaciares contemporâneas ao período datado dos 18 000 BP por Nonn (1966), S. Daveau (1971, 1973, 1978, 1980) e Coudé-Gaussen (1981).

Do ponto de vista da circulação geral da atmosfera na Península, é provável que o fluxo zonal do Atlântico Norte sofresse uma difluência à entrada da Europa, com um ramo depressionário a influenciar o Norte de África e eventualmente o sul da Península³⁵. As zonas climáticas estariam repuxadas para o equador, mais estritas do que actualmente, de encontro a esses giros subtropicais.

São inúmeros os depósitos de vertente e formas relacionadas com o frio anterior ao Würm IV. Até aos 28 000 BP surgem depósitos heterométricos com blocos incorporados cuja dinâmica prevê um transporte violento: corresponderiam ao Würm II. O transporte teria sido feito através de *escoadas de lama* que ocorreriam provavelmente numa época do ano, mais chuvosa, em vertentes de maior declive. Alguns destes depósitos poderão corresponder a depósitos de glaciação marginal, sob condições regionais e locais excepcionalmente favoráveis à sua génese.

O clima terá evoluído posteriormente para condições de maior biostasia, temperaturas mais elevadas e precipitações mais abundantes que culminariam na regularização das vertentes por vegetação, uma vez que, no caso da serra do Marão, são identificados paleossolos datados de 28 000 BP (A. Pedrosa, 1993). Entre este período e os 21 000 BP, as condições climáticas teriam evoluído para uma descida de temperatura e precipitação, com alternância de fases termo-xeróticas e termo-higróticas.

³⁵ A curvatura do fluxo zonal é sugerida pelas temperaturas do Atlântico oriental há 18 000 BP, a frente oceânica, localizada a 42° N em domínio francamente oceânico, inflete-se para sul ao longo da costa ocidental da Península, até à latitude do Cabo de São Vicente (Duprat, 1983 citado por M. Araújo, 1991).

O desaparecimento da vegetação terá exposto as vertentes à acção directa do gelo. Este teria sido fundamental na gelifracção das rochas e ao mesmo tempo no transporte, dada a existência de *coiffes* (B. Valadas, 1984), encontradas em muitos depósitos de vertente.

A existência de inúmeros paleo-ravinamentos pressupõe ainda que a escorrência seria também responsável pela movimentação de material ao longo das vertentes. Assim, pelo menos numa época do ano, provavelmente a mais quente e mais pluviosa, o transporte seria por solifluxões generalizadas e por *escoadas de lama*, em determinados sectores das vertentes.

Por volta dos 21 000 BP terá surgido um período mais quente e com valores de temperatura e precipitação que permitiriam a existência de solo e de vegetação a regularizar as vertentes. A. Pedrosa (1993) encontrou paleossolos na serra do Marão cuja datação pelo C14 aponta para uma idade de 21 340BP +/- 350BP. Contudo, a pedogénese seria responsável pela formação de solos pouco desenvolvidos que acusariam rapidamente qualquer crise climática.

A fase seguinte corresponde ao Pleniglacial superior Würmiano, o último período glacial do Plistocénico. Esta fase é de extrema importância na evolução das vertentes. Um grande número de depósitos corresponde a este período, frio e seco, responsável por fenómenos de gelifracção muito intensa das rochas (S. Daveau, 1973; F. Rebelo, 1986; F. Rebelo & A. Pedrosa, 1989). A análise de alguns depósitos demonstra que o transporte seria por gelifluxão, dada a existência de *coiffes* (A. Cordeiro, 1990). O estudo de alguns depósitos prevê ainda que em determinados sectores das vertentes, ocorreram movimentos em massa do tipo *debris flows* (A. Pedrosa, 1993).

Alguns depósitos sugerem condições morfogenéticas muito semelhantes às formas sub-nivais associadas a um frio seco. Trata-se de “*grèze*” de características secas, homométricas, tendo os gelifractos uma aparência angulosa e achatada, sem matriz fina, o que leva a supor uma acção muito directa do gelo.

Intercalados com este tipo de depósitos surgem amiúde outro tipo de depósitos com diferenciação ao nível da dimensão dos gelifractos e da matriz. A litologia, o declive e a exposição das vertentes seriam factores fundamentais para a diferenciação dos depósitos.

Com o arranque do Tardiglacial o clima teria evoluído para condições de maior biostasia, provavelmente mais quente e com valores de precipitação e humidade mais elevados. Os processos morfogenéticos seriam controlados principalmente pela acção da escorrência em detrimento da acção directa do gelo. O período é caracterizado ainda por uma dinâmica das vertentes muito activa que terá contribuído para a regularização de inúmeros valeiros e de grande parte das vertentes (F. Rebelo, 1975; F. Rebelo & A. Pedrosa, 1989; A. Pedrosa, 1989a, 1989b, 1993).

O início do Tardiglacial surge por volta dos 15 000 BP quando se formam inúmeros paleossolos, encontrados hoje, com esta idade nas vertentes. O clima terá permitido pedogénese e o surgimento de vegetação, pelo menos na época mais quente do ano e hipoteticamente mais pluviosa.

Contudo, o aquecimento operado a partir do Tardiglacial não terá sido linear mas antes com importantes flutuações (Coudé-Gaussen, 1981; A. Ferreira, 1985; F. Rebelo, 1986; L. Cunha, 1988; A. Cordeiro, 1986a, 1986b; 1990). Admite-se a existência de pelo menos três momentos (H. Nonn, 1966; Y. Guillen *et al*, 1978; S. Daveau, 1973, 1980) com uma fase crioxerótica (M. Jorda, 1986; M. Garmendia, 1989; B. Vliet-Lanoe, 1988).

Durante o Dryas Antigo, o nível do mar inicia uma regressão que acaba por estacionar por volta dos 12 700 BP – 12 000 BP (Bølling – Allerød) (J. Dias citado por M. Araújo, 1991), quando começa uma fase de subida. Durante este período as condições climáticas seriam mais severas, uma vez que os paleossolos seriam fossilizados por inúmeros depósitos nos quais a acção do gelo teria sido decisiva, principalmente na fragmentação das rochas e no remeximento de depósitos anteriores.

As solifluxões seriam generalizadas e seriam o principal mecanismo de transporte do material ao longo das vertentes. As *escoadas de lama* ocorreriam em sectores de maior declive e de confluência de linhas de água.

A dinâmica violenta operada ao longo do Quaternário terá removido muito material dos depósitos existentes. Durante este período, muitos dos depósitos anteriores foram certamente destruídos ou remexidos e muitos gelifractos foram retomados e introduzidos noutros depósitos. Esta situação, obviamente, dificulta o estudo mais pormenorizado da evolução climáticas e dos processos morfogenéticos associados.

No entanto, terá sido mais a alternância gelo-degelo do que o frio o principal factor de manifestação periglacial, relacionado com uma forte precipitação nivosa, associada a uma fraca insolação que dificultaria a fusão das neves. Na época do ano mais quente, com a fusão das neves e/ou maior pluviosidade, ocorreria movimentação de material ao longo das vertentes a partir de solifluxões generalizadas e movimentações mais rápidas, como fluxos detríticos, em sectores das vertentes mais declivosos. A existência de inúmeros paleoravinamentos sugere este mecanismo.

Durante o Tardiglacial, muitas vertentes, assim como pequenos talwegues, terão sido regularizadas por depósitos. O fundo plano de algumas depressões não terá sido apenas resultado exclusivo do trabalho do Homem, mas relaciona-se com um processo de enchimento de antigos vales e valeiros por materiais resultantes da evolução quaternária das vertentes (A. Pedrosa, 1989a), muito especialmente ao longo do Tardiglacial.

Nalguns períodos, as precipitações seriam mais escassas ou pelo menos inferiores às actuais, o que contribuiria para uma dinâmica mais incipiente e com menos competência por parte do escoamento fluvial. Assim, o enchimento do talvegue seria mais lento, progressivo, a partir de material resultante da ablação de depósitos de vertente. A par, a sua remoção do interior das depressões por parte dos cursos de água seria menor.

A análise do material que preenche o talvegue de várias depressões, corresponde na sua maioria a gelifracos idênticos aos que encontramos nos depósitos periglaciares que regularizam parte das vertentes que as ladeiam (A. Pedrosa, 1989a). As flutuações climáticas operadas ao longo deste período são responsáveis pelo surgimento e destruição de paleossolos, geralmente pouco desenvolvidos e, como tal, muito vulneráveis a pequenas crises climáticas.

O Holocénico surge por volta dos 10 000BP segundo a proposta da IUGC em 1989 e caracteriza-se por importante período de aquecimento climático. São inúmeros os paleossolos encontrados atribuídos a este período sugerindo um período de biostasia climática, que culminaria na pedogénese de grande parte das vertentes. A acção antrópica assume a partir deste período uma crescente influência na dinâmica do território, principalmente pela acção de queimadas e pelo início da actividade agrícola.

A contrastar com uma dinâmica morfogenética mais incipiente no final do Tardiglacial – início do Holocénico, alguns estudos apontam os 6 000 BP como um período de forte erodibilidade das vertentes (A. Cordeiro, 1992), relacionada com as queimadas provocadas pelo Homem na conquista de novas áreas para a prática da pastorícia.

O avanço tecnológico do Homem no Neolítico terá oferecido melhores condições de sedentarismo contribuindo para uma crescente melhoria nas condições de vida das populações e conseqüente aumento demográfico (R. Vilaça, 1988). Por volta dos 5000 BP inicia-se o período sub-Boreal (A. Goudie, 1979) caracterizado pelo incremento da erosão das vertentes. Este facto estará relacionado com uma mudança das características climáticas, especialmente com a diminuição da humidade. O aumento significativo de pólenes de Carvalho nalgumas serras no norte de Portugal indicam que a precipitação terá diminuído (A. Cordeiro, 1992).

A proporção entre pólenes arbustivos (NAP) e arbóreos (AP) é idêntica, em resultado do drástico abaixamento percentual dos pólenes de videeiro (< 20%) e o aumento invulgar das gramíneas (entre os 20 e os 40%) e de urze – *ericaceae* (22%)³⁶.

Alguns depósitos contemporâneos a este período demonstram a importância da escorrência e do *splash* como processos erosivos muito influentes na dinâmica das vertentes, assim como a macrogelifracção das rochas, principalmente nas áreas de maior altitude e em vertentes voltadas para quadrantes mais sombrios onde se verificariam *deficits* importantes em termos de insolação (A. Pedrosa, 1993).

Por volta dos 4 200BP, um aumento substancial da fracção grosseira na matriz dos depósitos, indica um aumento da precipitação e uma diminuição do coberto herbáceo, indicando ainda um aumento da erosão. Por volta dos 2 900BP, durante o sub-Atlântico, a precipitação continuaria a aumentar. As espécies arbóreas (> 80%) aumentariam face às espécies arbustivas. Os pólenes de faia aumentaram assim como os de videeiro (espécie mais representativa) (A. Cordeiro, 1990).

A acção do Homem iria ter impactos crescentes na dinâmica e evolução das vertentes, sobretudo através da prática agrícola e dos incêndios. Estudos realizados por A. Cordeiro (1990) no centro-litoral português, confirmam esta actuação, através do estudo de depósitos, datados de 420±120BP, onde se verifica uma relação elucidativa entre vegetação e actividade agrícolas, principalmente após a Reconquista Cristã. O desenvolvimento da actividade agrícola parece traduzir-se na análise polínica pela presença de pseudo-turfeiras de pólenes de cereais, oliveira, vinha, bem como, de plantago (B. Geel, 1978; J. Chaline, 1985; F. Rebelo, 1985, 1986, 2007; A. Cordeiro, 1990).

Por volta do início do século XII até ao século XVI, verifica-se um período de erosão acelerada, associado ao abandono dos campos agrícolas, acompanhado ainda por um abaixamento populacional devido à peste negra, marcada ainda por fortes conflitos sociais e fome (G. Guimarães, 1987).

³⁶ Análises polínicas feitas para a serra da Freita (período 4210±50BP) (A. Cordeiro, 1992).

Após o século XVI, uma nova fase de incêndios, comprovada pela presença de níveis macro-restos calcinados de datação $420\pm 150\text{BP}$ em depósitos estudados por A. Cordeiro (1992) na região centro portuguesa, evidenciando um aumento populacional que terá motivado um retomar dos espaços agrícolas, anteriormente abandonados, para uma nova fase de cultivo.

Até à actualidade, as variações e mudanças climáticas foram ocorrendo. O aquecimento actual iniciou-se a seguir à *Pequena Idade do Gelo*, em que a temperatura, na Europa, foi inferior em $0,2^{\circ}\text{C}$ a $0,5^{\circ}\text{C}$ no período 1902-1995 (Mann *et al*, 1998). Este período de frio intenso terá sido responsável pela formação de escombrelas de gravidade associadas à gelifracção das rochas (E. Ladurie, 1983). Teve o seu início no século XIV (Holzhauser *et al*, 1998 citado por Wanner, 1998) ou no século XVI (Grove, 1998; Pfister, 1999), prolongando-se até ao meados do século XIX.

Durante este período, ocorreram no entanto flutuações climáticas, tendo incluído décadas particulamente frias (M. Alcoforado, 1999). Durante o decurso da *Pequena Idade do Gelo*, entre 1645 e 1715, as temperaturas foram das mais baixas registadas na Europa, relacionado com a actividade solar reduzida. Este período foi denominado por *Mínimo de Maunder* (A. Alcoforado, 1999). O período de tempo entre 1780 e 1860 foi estudo por A. Alcoforado para a região de Lisboa, que caracterizou o clima como mais frio que o actual, com uma elevada variabilidade interanual das precipitações e a ocorrência de Verões particularmente frescos e chuvosos (A. Alcoforado, 1997; 1999).

A variabilidade climática que sempre caracterizou a evolução dos climas tem despertado interesse na comunidade científica, e se inúmeros investigadores parecem notar uma inflexão no papel atribuído às causas naturais (por exemplo, o grupo de trabalho International Panel on Climatic Change) outros valorizam as causas naturais das variações climáticas, como a mudança da radiação solar, também dependente do índice de turbidez da atmosfera (Peixoto, 1987; Mann *et al*, 1998; Briffa *et al*, 1998; Pyle, 1999; Joussaune & Guiot, 1999; Cátedra de Eméritos da Comunidade Valenciana, 2008).

2. METODOLOGIA

Vários autores têm demonstrado a importância do frio e dos processos que lhe estão associados ao longo do Quaternário na explicação de algumas formas e formações em Portugal. Na área de estudo surgem alguns vestígios que demonstram a acção do frio como factor importante nos processos morfogénéticos.

Os depósitos estudados não são os únicos encontrados na área de estudo. Foram seleccionados em função das indicações que poderiam fornecer para o estudo da evolução das vertentes. O recurso a outros depósitos estudados por outros autores acabou por ser também muito importante para o enquadramento crono-estratigráfico das formas e depósitos encontrados.

Os depósitos localizam-se na vertente Norte da serra do Alvão, encontrando-se acima dos 800 metros, muito próximas dos 1000 metros de altitude. Estariam muito próximo do limite das neves permanentes, que estaria a cerca dos 1200 metros de altitude, o que leva a admitir que a vertente estivesse no Würm III, numa situação de manutenção de neve e formação de gelo com alternância sazonal de gelo-degelo, características muito próprias das zonas periglaciares (Daveau & Devy-Vareta, 1985).

A vertente é talhada em granito de Pedras Salgadas (GPS), por vezes em determinados sectores com sinais de metamorfismo, principalmente no sector mais oriental. Tem uma direcção E-O, o que terá permitido diferenciais térmicos muito acentuados entre a vertente norte da serra do Alvão e a vertente sul dos maciços da Grulha-Miradouro.

Durante o quaternário e tal como hoje, o ciclo de gelo-degelo terá variado em função da exposição.

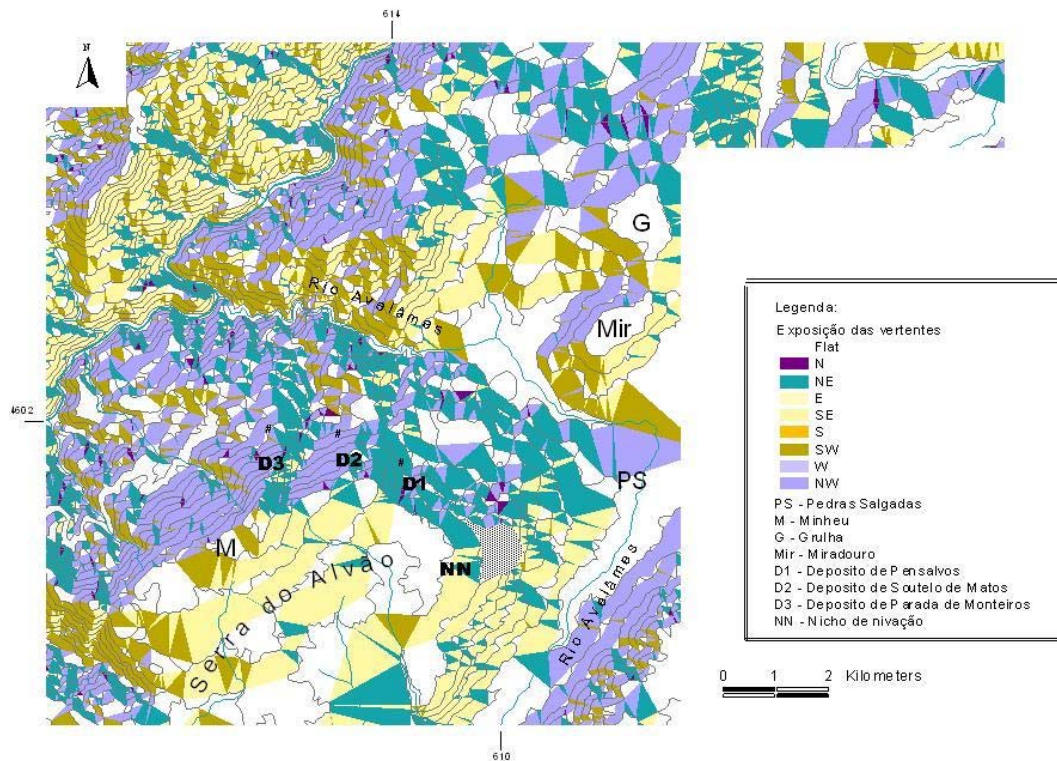


Fig. 32 Mapa de exposição de vertentes e de localização dos depósitos e do nicho de nivação – vertente norte da serra do Alvão.

A vertente Sul terá beneficiado de um número mais reduzido de períodos de gelo-degelo, inversamente à vertente norte da serra do Alvão. Este facto terá justificado a forma da vertente Norte da serra, côncava – convexa, onde o processo de gelifracção seria mais intenso, pelo que a vertente terá experimentado uma evolução mais rápida.

2.1. A granulometria

De entre as amostras recolhidas, tratámos aquelas que nos pareciam ser as mais representativas, conservando as restantes para tratamentos posteriores. As amostras foram reduzidas a uma quantidade entre 200 e 300 gramas, com o objectivo de aumentar o rigor estatístico. Foram posteriormente secas em estufa a uma temperatura entre 60 e 70°C durante pelo menos 12 horas. Na maioria das vezes, as amostras ficavam a secar de um dia para o outro, ultrapassando sempre as 12 horas de secagem.

Dimensão dos peneiros	
(mm)	Ø
4	-2
2	-1
1	0
0,5	1
0,25	2
1,125	3
0,062	4

Tabela 1 Correspondência entre os valores apresentados em milímetros (mm) e em Ø.

Depois de secas, as amostras eram novamente pesadas e submetidas a um processo de peneiramento durante 10 minutos, induzido por um agitador a 70 – 80 vibrações por minuto.

Para a classificação das diferentes fracções foi utilizado a escala de Wentworth. A fracção fina corresponde à soma dos elementos de dimensão inferior a 62µ (fracção silto-argilosa). Somando as diferentes fracções obtemos um peso final que, retirado ao inicial, dá como resultado a perda por análise, permitindo controlar desta forma eventuais erros ao longo de processo.

As curvas cumulativas resultaram da soma obtida para cada fracção relativamente ao peso peneirado, sendo constituída a partir dos elementos mais grosseiros correspondente aos valores negativos ϕ para os mais finos.

Escala de Wentworth (<i>simplificada</i>)		
Superior 256	Blocos	Fracção grosseira
256 a 64	Seixos	
64 a 8	Cascalho	
8 a 2	Areão	
2 a 0,062	Areias	Fracção arenosa
0,062 (62 μ) a 2 μ	Silte	Fracção fina
Abaixo de 2 μ	Argila	

Designação das fracções granulométricas	d.e.e. das partículas (mm)
Areia grossa	2,0 – 0,2
Areia fina	0,2 – 0,02
Limo	0,02 – 0,002
Argila	<0,002

Tabela 2 Correspondência entre os valores granulométricos e a escala de Wentworth.

Ainda a partir dos valores granulométricos das fracções procurou-se analisar a textura e a moda das diferentes séries granulométricas elaboradas, assim como a percentagem da fracção silto-argilosa.

2.2. Análise mineralógica da fracção argilosa por difracção dos raios X

O conceito de argila depende da formação de cada investigador e pode ser usado com vários sentidos. Para um ceramista, a argila é um material natural que misturado com uma certa quantidade de água adquire plasticidade; para um sedimentólogo a argila é um termo granulométrico de diâmetro esférico equivalente a $\leq 2\mu\text{m}$; para um petrólogo, a argila é uma rocha, quase sempre friável, de partículas minerais muito finas, não identificáveis macroscopicamente, com o predomínio de minerais argilosos, que são silicatos hidratados em que podem participar catiões tais como o alumínio, ferro, magnésio ou o potássio. Para o pedólogo, a argila corresponde à fracção que compreende partículas de dimensão coloidal ($< 0,1\mu\text{m}$), mais activa no solo responsável pela fixação reversível de catiões e aniões. Para o geomorfólogo é particularmente importante para o conhecimento da paleogeografia e paleoclimatologia que estiveram na génese dos diferentes depósitos e formações.

A argila resulta directamente da acção de meteorização e/ou da acção hidrotermal. A sua formação ocorre à superfície ou mais ou menos próximo da superfície da crosta terrestre e desaparece em profundidade.

Participa nas três fases intermédias deste ciclo e sua formação surge fundamentalmente na segunda fase, por efeito da meteorização³⁷ (C. Gomes, 1988; S. Henche & McNicholl, 1995; Costa *et al*, 1997). A meteorização inclui dois mecanismos: mecânico e químico. Este último prevê uma alteração química através de processos como hidrólise, hidratação, oxidação, carbonatização, sendo a hidrólise o mais operante. A hidrólise proporciona a reacção lenta dos minerais com a água dando lugar à formação de novos minerais, principalmente os minerais argilosos, óxidos, hidróxidos de Fe e Al (Caillère & Hénin, 1963; Worrall *et al*, 1965; R. Grim, 1968; Grimshaw & Benn, 1971).

³⁷ Consideremos as cinco fases do ciclo das rochas: (i) as rochas situadas em zonas profundas da crosta são trazidas à superfície por acção do vulcanismo ou movimentos crustais (orogenias); (ii) as rochas são expostas à superfície e sofrem meteorização e erosão; (iii) transporte dos sedimentos e deposição; (iv) processo de sedimentação – diagénese – originando rochas sedimentares; (v) Os sedimentos modificados pelo processo de diagénese ofrem metamorfismo e granitização (C. Gomes, 1988). As argilas surgem nas fases (ii), (iii) e (iv).

Os minerais de argila são os compostos característicos das argilas, sendo as argilas as rochas nas quais, eles ocorrem isolados ou misturados com outros minerais não argilosos (quartzo, feldspato, mica ou calcite). Estes são, contudo, praticamente ausentes na fracção granulométrica $\leq 2\mu\text{m}$. Os minerais de argila são geralmente cristalinos, quimicamente são silicatos hidratados, podendo conter catiões como magnésio, ferro, cálcio ou o potássio. Estruturalmente, apresentam-se em camadas e folhas surgindo mais raramente em cadeias ou fitas (Caillère & Hénin, 1963; Worrall *et al*, 1965; R. Grim, 1968; Grimshaw & Benn, 1971; G. Millot, 1979).

O material argiloso é definido num sentido mais amplo como qualquer material natural de granulometria $\leq 2\mu\text{m}$ podendo conter ou não minerais de argila, ou estes serem (ou não) os componentes essenciais.

1.2.1. Grupo da caulinite

Este grupo inclui diversos minerais de argila como a caulinite ou a haloisite, no entanto, é a caulinite aquele que tem maior importância nos solos. A caulinite é constituída por uma única camada tetraédrica de sílica e uma única camada octaédrica de alumina combinadas numa estrutural (C. Gomes, 1988).

Uma vez que cada unidade contém uma camada de sílica e uma camada de alumina, a caulinite é um mineral do tipo 1:1. O seu espaçamento basal é de 7\AA (70 nm). A fórmula estrutural da caulinite é:

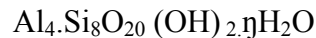


Na formação deste mineral não há substituições isomórficas, se não se verificar excesso de cargas negativas resultantes deste mecanismo. Em resultado das suas características estruturais, a caulinite possui carga eléctrica e tem poder de retenção para a água fraca, não apresenta expansibilidade, tornando-se plástica para um teor de humidade relativamente baixa (Grimshaw & Benn, 1971; G. Millot, 1979; C. Gomes, 1988).

2.2.2. Grupo da montmorilonite

Este grupo contém vários minerais: montmorilonite, beidelite, nontronite, saponite, sendo, todavia, a montmorilonite o mineral mais importante. A estrutura é composta por duas camadas tetraédricas de sílica e uma camada octaédrica de alumina combinadas numa unidade estrutural. Trata-se por isso de um mineral do tipo 2:1.

Existem três valores muito característicos: (i) 9,4 a 10Å; (ii) cerca de 15Å; (iii) 17,5Å. A formula estrutural teórica da montmorilonite é:



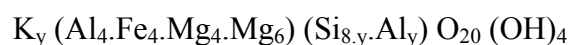
A montmorilonite é caracterizada por carga eléctrica, poder de retenção para a água e expansibilidade elevadas, tornando-se plástica para um teor de humidade superior quando comparada com a caulinite (C. Gomes, 1988).

2.2.3. Grupo das ilites

As ilites são semelhantes à moscovite, diferindo essencialmente por terem menos potássio e maior teor em água. Dada a semelhança, as ilites são, por vezes, denominadas minerais micáceos ou micas hidratadas.

A unidade estrutural das ilites é composta por duas camadas tetraédricas de sílica com uma camada octaédrica de alumina central. São minerais do tipo 2:1 e as suas unidades estruturais têm um espaçamento basal de 10Å (C. Gomes, 1988).

O reticulado das ilites é muito pouco expansível na presença de água e outros líquidos polares. A fórmula geral das ilites é:



Os cristais das ilites têm dimensão intermédia entre os de montmorilonite e os de caulinite (C. Gomes, 1988).

2.2.4. Grupo dos interestratificados

Os minerais interestratificados apresentam propriedades e composição intermédia relativamente às dos minerais constituintes. No entanto, dadas as combinações possíveis a partir de duas mesmas unidades dificultam a sua definição, maior quando o empilhamento é aleatório, mais facilmente determinável com um empilhamento regular. Compreendem modelos estruturais variados que são intermédios ou mistos.

Os interestratificados representam um estado meta-estável ou de transição verificados especialmente na evolução ou transformação de um mineral noutra. Os minerais mais comuns são as associações de ilite-montmorilonite, clorite-vermiculite e ilite-vermiculite³⁸ (C. Gomes, 1988).

2.2.5. As argilas como indicadores paleoclimáticos

As argilas podem ser utilizadas como indicadores paleoclimáticos relacionados com 4 factores: (i) a formação dos minerais de argila está relacionada com parâmetros climáticos (materiais herdados); (ii) os minerais de argila permanecem estáveis se as condições meteorizantes também se mantiverem; (iii) as associações de minerais de argila são uniformes ao longo dos perfis de meteorização; (iv) a sensibilidade dos minerais de argila aos factores ambientais é uniforme (Y. Tardy, 1969; E. Galan, 1985; C. Gomes, 1988; Aydin *et al*, 2000).

³⁸ Evolução de interestratificados: (i) ilite → ilite-vermiculite → vermiculite → vermiculite-montmorilonite → montmorilonite; (ii) clorite → clorite-vermiculite → vermiculite → vermiculite-montmorilonite → montmorilonite (C. Gomes, 1988).

Porém, o seu estudo numa análise sedimentológica deve ser cuidadoso uma vez que esta análise é extremamente complexa. São muitos os factores que podem provocar distorções. Um problema deste tipo está relacionado com as modificações pós-deposicionais dos minerais argilosos. Surgem, por vezes, alterações químicas e estruturais por acção da subtracção de K, Fe, Mg e Si, que se fixam por acção iónica e reconstituem a composição e estrutura original (J. Lucas, 1962; C. Gomes, 1988).

Podem ainda surgir mecanismos de degradação ou subtracção especialmente em ambientes lixiviantes e zonas altas, assim como mecanismos de neoformação, especialmente em bacias e depressões por onde são transportados os iões originados pela hidrólise das terras altas e onde ocorre recombinação de iões de Si, Al, Fe, Mg e K (J. Lucas, 1962; C. Gomes, 1988).

Por outro lado, as características geomorfológicas influenciam a meteorização especialmente na razão infiltração / descarga de água e percolação de água. Desta forma, as características dos minerais de argila estão claramente influenciadas não só pelo clima,

mas também por outros factores. Áreas depressionárias promovem a deposição e concentração de produtos de lixiviação (metais alcalinos e calco-alcalinos) e aumentam o pH. Por outro lado, áreas de forte declive e com coberto vegetal, os produtos de lixiviação não se podem concentrar, uma vez que estão a ser removidos constantemente.

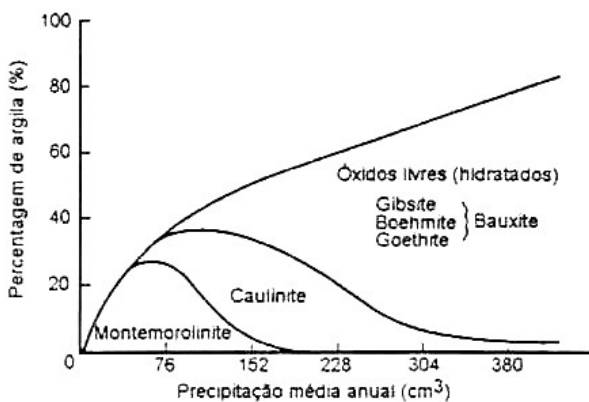


Fig. 33 Evolução da fracção argilosa com a precipitação media anual (Birkland, 1974) citando Sherman, 1952.

A tectónica também influencia na formação de minerais de argila. Fracturação e milonitização potenciam as infiltrações, quer em quantidade de água, quer ao nível do seu alcance em profundidade. Levantamentos ou abatimentos tectónicos promovem a meteorização ou o resguardo das capas de meteorização, com implicações no processo de meteorização (Massad & Teixeira, 1985; Costa *et al*, 1985, 1989; Cowland & Carbray, 1988; Irfan & Woods, 1988; Henche & McNicholl, 1995; Aydin *et al*, 2000; Wen & Aydin, 2003; Aydin, 2006; M. Chigira, 2006).

A vegetação afecta o movimento da água superficial e sub superficial tornando a água mais ácida o que facilita as dissoluções químicas. Por outro lado, o húmus facilita a mobilidade de certos componentes libertados na meteorização mas, relativamente a outros, impede a sua mobilidade porque os absorve.

A natureza da rocha mãe influencia no processo e nos produtos da meteorização a partir da sua textura e da sua composição. Para determinados minerais de argila estão associadas rochas. No caso da montmorilonite, esta desenvolve-se predominantemente em rochas básicas, caso dos basaltos ou gabros, associada a locais de fraca drenagem e pluviosidade, ao passo que a caulinite, forma-se preferencialmente nos produtos de meteorização de rochas ácidas, caso dos granitos, granodioritos ou gnaisses associados a locais de boa drenagem (C. Gomes, 1988).

2.2.6. Os minerais de argilas e o seu significado paleoclimático

A caulinite de neoformação forma-se em áreas com uma elevada precipitação, boa drenagem e com solos ácidos. Em termos de rocha mãe podem resultar da alteração de rochas ácidas, ricas em K e Na, como o granito, directamente em caulinite. A meteorização é acelerada quando as águas percolantes são ácidas, removendo Ca, Mg, Fe, Na e K do perfil de meteorização. Assim, a caulinite é frequente nos podzóis típicos de áreas florestadas de clima temperado ou nos solos de áreas tropicais. Nos solos tropicais, se a drenagem for intensa, pode ocorrer ainda formação de gibbsite. No entanto, no contacto com o *bed rock* há igualmente uma faixa em que surge a montmorilonite.

Um ambiente extraordinariamente ácido não constitui pré-requisito para a formação de caulinite. Se a lixiviação dos catiões for muito elevada, a remoção deste e a dessilicificação torna as rochas mães em produtos ricos em sexquíóxidos de Fe e Al gerando solos ferralíticos ou vermelhos e originando, ainda, depósitos de laterite e bauxite. A caulinite pode ainda surgir como mineral *herdado* em depósitos lacustres, lagunares e marinhos, transportada de locais mais ou menos distantes onde ela havia sido neoformada, tal como a própria gibsite (Macias *et al*, 1980). A caulinite pode ainda sofrer *transformação* a partir de outros minerais argilosos: montmorilonite → caulinite, passando por edifícios estruturais interstratificados montmorilonite-caulinite ou haloisite-caulinite (Y. Tardy, 1969; E. Galan, 1985; C. Gomes, 1988)

A montmorilonite pode ser *neoformada* em solos de regiões aplanadas em clima quente, com uma estação seca longa e uma estação pluviosa curta ou, em solos de bacias sedimentares em áreas aplanadas com clima semi-árido, onde afluem soluções alcalinas originadas a partir da lixiviação das rochas dos maciços envolventes. Pode ainda surgir a presença de montmorilonite *transformada* a partir de outros minerais argilosos em processos pedogénicos ou pós-sedimentação:

Vermiculite → montmorilonite; Clorite → montmorilonite; Ilite → montmorilonite.

CLIMA		ARGILAS PRESENTES
Frio		Ilite, clorite
Temperado marítimo		Ilite, clorite, interstratificados, montmorilonite, vermiculites, caulinite (<10%)
Mediterrâneo sub-árido		Interstratificados (ilite-montmorilonite), montmorilonite, atapulgite (clima mais seco)
Sub-tropical		Ilite, montmorilonite, caulinite, esmectite, dissolução/precipitação de rubefacção
Tropical		Neoformações de caulinite, goetite, gibsite e fenómenos de encouraçamento

Quadro 7 Correspondência entre as argilas e o seu significado climático *Adapt.* C. Gomes (1988).

A génese da montmorilonite pode verificar-se em solos de zonas temperadas como termo intermédio da alteração da ilite e da clorite ou em áreas tropicais com pouca drenagem – vertissolos. É muito instável durante a diagénese, correspondendo mais essa instabilidade à pressão do que à temperatura (Y. Tardy, 1969; E. Galan, 1985; C. Gomes, 1988; Aydin et al, 2000).

A ilite e clorite podem ser *herdadas* por processos que tem na base a divisão mecânica de micas pré-existente (H. Chamley, 1967; C. Gomes, 1988; Costa *et al*, 1989; Aydin *et al*, 2000).

Nos climas frios, árticos ou de montanha, a precipitação (chuva ou neve) pode ser abundante. Nos climas desérticos a precipitação é ocasional e rara, embora nos desertos quentes a temperatura seja elevada. Em ambos, a fracção argilosa é escassa e herdada como resultado da desagregação ou divisão física dos filossilicatos – micas e clorites – das rochas mães.

Em depósitos fluviais, as argilas destes depósitos são essencialmente heranças, de depósitos de estuário existentes. O processo de *agradação* ocorre quando os minerais argilosos entram em contacto com a água do mar. A ilite degrada-se enriquecendo-se em K e, através da passagem a interstratificados do tipo ilite-vermiculite, pode transformar-se em clorite³⁹ (C. Gomes, 1988).

³⁹ A clorite argilosa pode resultar da alteração meteórica de ilite trioctaédrica:
Ilite irregular ilite-vermiculite → interstratificado vermiculite-clorite → clorite (C. Gomes, 1988).

3. ANÁLISE DOS DEPÓSITOS IDENTIFICADOS

3.1. O depósito de Pensalvos

O depósito de Pensalvos encontra-se localizado perto da povoação do mesmo nome, em substrato granítico com sinais de metamorfismo, a uma altitude ligeiramente superior aos 800m. O depósito é constituído por dois níveis com cerca de 1 metro de altura separados por um paleossolo. Ambos os níveis são constituídos por uma matriz



Est. 8 Depósito de Pensalvos. É possível observar um paleossolo a dividir os dois níveis do depósito e ainda um paleoravinamento.

argilosa de tonalidade laranja a envolver gelifractos, que apresentam dimensão variável, mas que geralmente não ultrapassam 20 centímetros de diâmetro, angulosos e de arestas vivas.

Os gelifractos são geralmente constituídos por calhaus de granito, corneanas ou de quartzo. Os de maior dimensão são geralmente de natureza quartzosa, apresentando, em regra, uma pequena auréola de alteração.

Os níveis do depósito distinguem-se, especialmente, pela cor, mais clara no nível inferior, mais alaranjada na matriz do nível superior. Este apresenta grande heterogeneidade ao nível da dimensão dos gelifractos. São, geralmente, de maior dimensão, por vezes superiores a um punho, ao passo que no nível inferior, os gelifractos são mais pequenos e de dimensão mais homométrica.

O depósito de Pensalvos é afectado por um paleo-ravinamento, elemento importante na análise dos processos morfogenéticos e das condições paleogeográficas e paleoclimáticas que estariam na génese da formação dos depósitos.

Para a ocorrência de paleo-ravinamentos, teria que existir acumulação de material a regularizar as vertentes. Naturalmente que a regularização das vertentes podia ser resultado de diferentes tipos de processos morfogenéticos. No entanto, seria necessário ocorrer alternância de períodos mais secos e hipoteticamente mais frios, com períodos de maior precipitação, para que se verificassem ravinamentos, pelos menos em determinados sectores das vertentes.

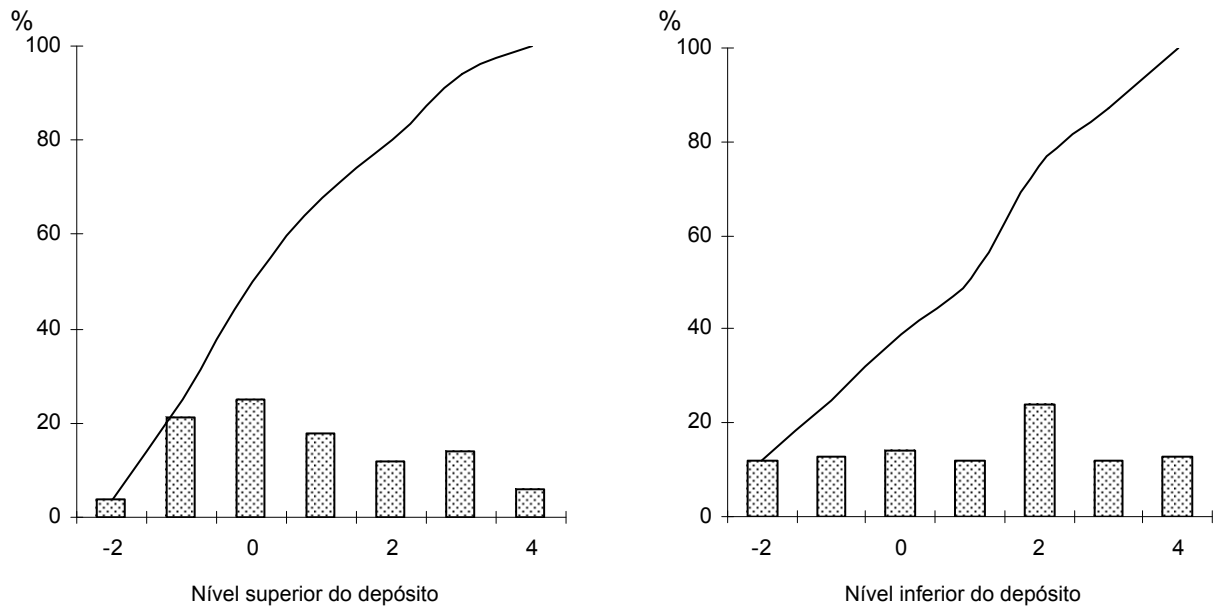


Fig. 34 Histogramas granulométricos das amostras tratadas e respectivas curvas cumulativas. A correspondência entre os valores da escala ϕ e os milímetros da malha é a seguinte: -2 = 4mm; -1 = 2mm; 0 = 1mm; 1 = 0,5mm; 2 = 0,25mm; 3 = 0,125mm; 4 = 0,063mm.

Em nenhum nível que constitui o depósito foi possível encontrar a existência de *coiffes* (Valadas, 1984) o que nos leva a excluir a gelifluxão como mecanismo de transporte do material ao longo das vertentes. A percentagem mais ou menos elevada de argila a preencher a matriz dos depósitos, em especial no nível inferior (17%), poderá indicar que o transporte seria por solifluxões mais ou menos generalizadas. A movimentação de grandes quantidades de material seria responsável pela regularização das vertentes e pelo enchimento de pequenos valeiros.

Do ponto de vista granulométrico, verificam-se diferenças entre os níveis do depósito que poderão indicar diferenças na gênese dos depósitos. O nível superior é mais grosseiro que o inferior. No entanto, relativamente à fracção grosseira, verificou-se que existe no nível superior cerca de 4% de elementos superiores a 4mm (-2 ϕ) ao passo que no nível inferior a percentagem ultrapassa os 10%.

Se, contudo, compararmos a fracção silto-argilosa, verificamos que o nível superior apresenta um valor de 6% ao passo que o nível inferior ultrapassa os 15% da fracção total. Os valores mais elevados da fracção silto-argilosa do depósito inferior poderão traduzir temperaturas mais elevadas comparativamente com o nível superior. Além do predomínio dos elementos mais grosseiros do nível superior, há a considerar um recrudescimento nos elementos finos, pelo que a distribuição se apresenta bimodal na formação. A existência de duas modas, poderá fazer levar a pensar na ocorrência de processos morfogenéticos distintos.

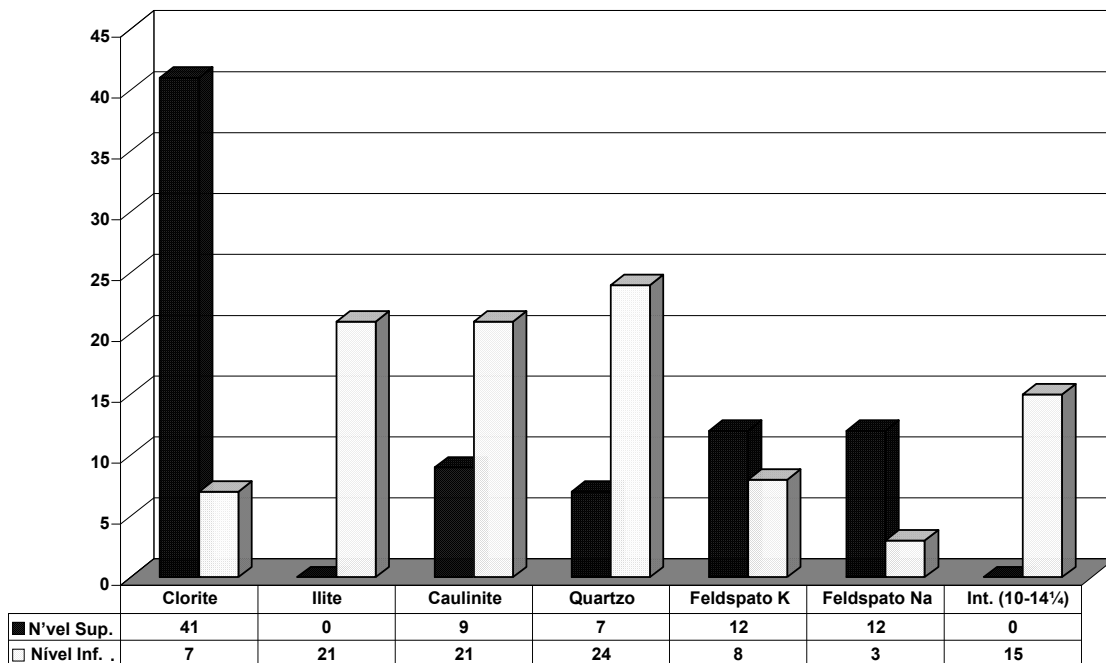


Fig. 35 Análise da fracção argilosa por defracção dos raios X (Metodologia PA18RMIN) para o nível superior e inferior do depósito de Pensalvos.

No sentido de procurar esclarecer a gênese dos níveis foram realizadas análises mineralógicas à fracção argilosa por difracção dos raios X dos níveis do depósito de Pensalvos.

A matriz argilosa do nível superior é constituída principalmente por minerais de clorite, cerca de 21% da fracção total. As percentagens de feldspato sódico e de feldspato potássico são semelhantes, cerca de 12%, o que no conjunto perfaz 24% da fracção total. A caulinite não ultrapassa os 9% da fracção total. O nível inferior do depósito apresenta características mineralógicas distintas. É constituído por ilite, cerca de 21%, e por caulinite, também com um valor de 21% da fracção total. Todos os restantes minerais não ultrapassam os 10% da fracção total, à excepção dos interestratificados 10-14° (15% no nível inferior).

O nível superior é constituído principalmente por clorite, sendo este mineral geralmente herdado de processos que têm na base a divisão mecânica de micas pré-existentes, como resultado da desagregação ou divisão física dos filossilicatos – micas e clorites – das rochas mães. Esta característica poderá indicar algumas pistas face aos processos morfogenéticos que estariam na base da génese deste nível do depósito.

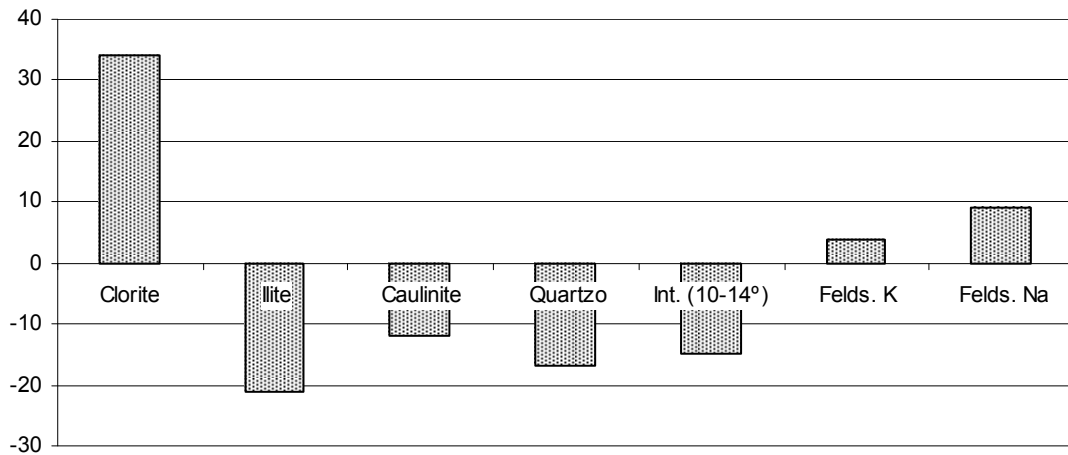


Fig. 36 Diferenças mineralógicas da fracção argilosa entre o nível superior e inferior do depósito, em percentagem.

O clima seria frio e seco justificando, assim, processos de meteorização principalmente físicos. No nível inferior, a percentagem de caulinite, que ultrapassa os 20%, poderá querer traduzir valores de temperatura e humidade mais elevados. Verifica-se ainda uma diminuição acentuada dos minerais de feldspato, nomeadamente do feldspato sódico, justificado por ambientes mais hidrolisantes. A percentagem de clorite, ainda elevada, poderá traduzir a acção na divisão mecânica dos filossilicatos.

Assim, a passagem do nível inferior para o superior do depósito é acompanhada de uma diminuição da percentagem de material lítico na matriz dos depósitos, pela diminuição dos minerais da fracção argilosa de quartzo, caulinite e feldspatos e, ao mesmo tempo, de um aumento de minerais de clorite.

3.1.1. A génese do depósito

Os dois níveis encontram-se separados por um paleossolo, o qual se tentou datar pelo método do radiocarbono. O teor em carbono no sedimento é de cerca de 3,14%, mas a ausência de azoto indica que o seu teor em carbono orgânico é nulo ou próximo disso. A amostra foi seca ao ar sendo posteriormente crivada com uma malha de 1mm obtendo-se duas amostras de granulometria diferente. A primeira amostra processada corresponde à granulometria inferior a 1mm. A extracção dos ácidos húmicos foi efectuada durante 24 horas a 100°C, com uma solução de hidróxido de sódio tamponizada com pirofosfato de



Est. 9 Paleossolo do depósito de Pensalvos.

sódio. Em cada quilograma de sedimento é possível extrair-se apenas 0,057g de carbono. Da amostra restante, obteve-se um teor de matéria orgânica de cerca 0,179g por cada quilograma. No entanto estes valores não são precisos devido ao pré-tratamento aplicado; é possível que ácidos fúlvicos também estejam presentes.

As amostras deverão ter um teor mínimo de 1g de carbono e um ideal de 6g de carbono. O paleossolo de Pensalvos encontra-se em sistema aberto, continuando actualmente, através da acção das raízes, a haver trocas de carbono com o exterior. Deste modo, a data que se obteria não seria uma data real para o paleossolo e o início da sua formação continuaria a ser difícil de inferir o que impossibilitou a sua datação, dificultando a localização crono-estratigráfica da formação.

Verifica-se ainda que ambos os níveis estão afectados por um paleo-ravinamento, o que não permite afirmar que durante o período de acumulação dos materiais que os compõem não ocorreram sempre os mesmos processos morfogenéticos, tendo havido períodos mais frios e mais secos, alternados com períodos de maior precipitação e hipoteticamente menos frios, certamente com períodos de precipitação que favoreciam a escorrência e levariam à formação de ravinamentos.

Verificamos ainda, que a presença considerável de argila na matriz no depósito, principalmente no nível inferior, permite inferir que a movimentação do material ao longo das vertentes era feita a partir de solifluxões generalizadas, especialmente na época do ano menos frio e de maior precipitação que corresponderia à época de degelo. A origem dos gelifractos é certamente periglacial e sugere períodos de gelo-degelo que permitissem a fragmentação das rochas. Havia a necessidade de grandes quantidades de água, certamente associadas à fusão das neves para as movimentações em massa.

No entanto, com base nas características do depósito, é possível que as características paleogeográficas e paleoclimáticas se alterassem na passagem de um nível para outro. A percentagem mais elevada da fracção lítica no nível inferior, associada a minerais como a caulinite, sugere que o clima seria mais quente e com maior precipitação.

Assim, o clima seria húmido, de modo a permitir a queda de neve, mas teria que ser suficientemente frio para que se verificasse, durante um período do ano, a fragmentação das rochas *in situ*. Durante uma outra época do ano, as temperaturas mais elevadas permitiriam a fusão da neve e ocorreria movimentação de material por solifluxão ao longo das vertentes, preenchendo principalmente pequenos valeiros.

Nestes sectores, é provável que a concentração de material rochoso e água fosse responsável pela ocorrência de ravinamentos, sendo o depósito de Pensalvos, um testemunho deste processo.

A subida progressiva das temperaturas e precipitação terá sido fundamental para a existência de um meio de crescente biostasia, capaz de permitir a regularização das vertentes por vegetação adaptada a um solo do tipo “ranker”, gramíneas no andar supra-florestal, evoluindo posteriormente para uma floresta aberta (?). Assim, o paleossolo encontrado corresponderia ao culminar de uma evolução climática que, progressivamente, facilitaria a presença de solo e vegetação.

O nível superior marcaria um retrocesso nesta tendência, relacionado provavelmente com o agravamento das condições climáticas. A diminuição da fracção argilosa e a presença de minerais de clorite na fracção argilosa permite inferir que na génese deste nível, os processos de meteorização seriam principalmente físicos, associados a um clima marcadamente mais frio e seco.

O desaparecimento do paleossolo estaria relacionado com o desaparecimento do estrato arbóreo. A gelifracção das rochas seria mais intensa, relacionada com a descida das temperaturas. A maior heterogeneidade dos gelifractos que compõem o depósito no nível superior teria resultado da gelifracção das rochas *in situ* e, devido à maior desprotecção das vertentes, poderá também resultar da retoma de gelifractos de depósitos anteriores.

Infelizmente, a dificuldade registada na datação do paleossolo prejudica o enquadramento crono-estratigráfico do depósito, mas é possível que o agravamento das condições climáticas verificadas na passagem do nível inferior para o superior tenha sido condicionado pelo aumento das temperaturas, que estariam na génese do nível inferior ao permitir o degelo das calotes glaciares o que levaria ao arrefecimento das camadas superficiais do oceano. Este facto terá provocado uma circulação para Sul de grandes massas de água fria originando uma situação de anticiclone pelicular nas águas oceânicas junto ao litoral⁴⁰.

⁴⁰ Muitos autores como S. Daveau (1972); Y. Guillien (1978); Nonn (1966) referem o período entre os 12 000-11 000 BP como um período de deserto frio litoral como justificação de uma crise nas montanhas litorais ocidentais da Europa, em especial nos Pirinéus, que terá provocado uma diminuição da vegetação arbórea e um aumento do vidoeiro face ao pinheiro.

No entanto, sem indicadores cronológicos seguros, seria precipitado considerar com certeza que o depósito corresponderia ao Tardiglacial. Apenas podemos inferir quais as condições paleogeográficas e paleoclimáticas que estiveram na génese do depósito e que revelam o agravamento das condições climáticas na passagem de um nível para outro.

Depósitos semelhantes aos de Pensalvos foram encontrados em Portugal continental incluídos no Tardiglacial würmiano, como o depósito de Varzielas na serra do Caramulo (A. Cordeiro, 1990). É possível que o paleossolo que divide os dois níveis marque o início deste período na serra do Alvão.

3.2. O depósito de Soutelo de Matos

O depósito de Soutelo localiza-se a ocidente da formação de Pensalvos, seguindo a mesma estrada, em direcção à povoação de Parada de Monteiros. Encontra-se a cerca de 800 metros de altitude e é regularizado por solo sub-actual que marca a passagem entre a formação e o coberto florestal.

O depósito é extraordinariamente heterométrico, constituído por grandes calhaus de granito, dispostos de forma caótica e com a matriz constituída por areias imbuídas de material terroso, resultantes da alteração dos granitos numa fase anterior ao movimento.



Est. 10 Depósito de Soutelo de Matos – depósito periglacial solifluxivo.

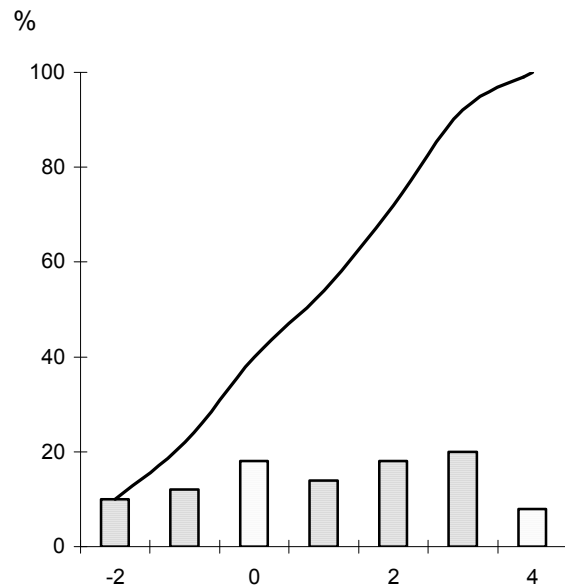


Fig. 37 Curva granulométrica do depósito de Soutelo de Matos.

Do ponto de vista granulométrico, a fracção silto-argilosa apresenta uma percentagem na ordem dos 8% da fracção total. A moda corresponde à fracção dos 0,125mm (3 ϕ) apresentando uma percentagem de 20% da fracção total.

Para determinar os minerais argilosos constituintes da fracção argilosa submeteram-se as amostras à difracção pelos raios X. A matriz argilosa do depósito é composta principalmente por caulinite e quartzo.

A percentagem de caulinite é de cerca de 35% da fracção argilosa e a de quartzo de cerca de 30%. A illite apresenta valores na ordem dos 13%, tal como o feldspato potássico.

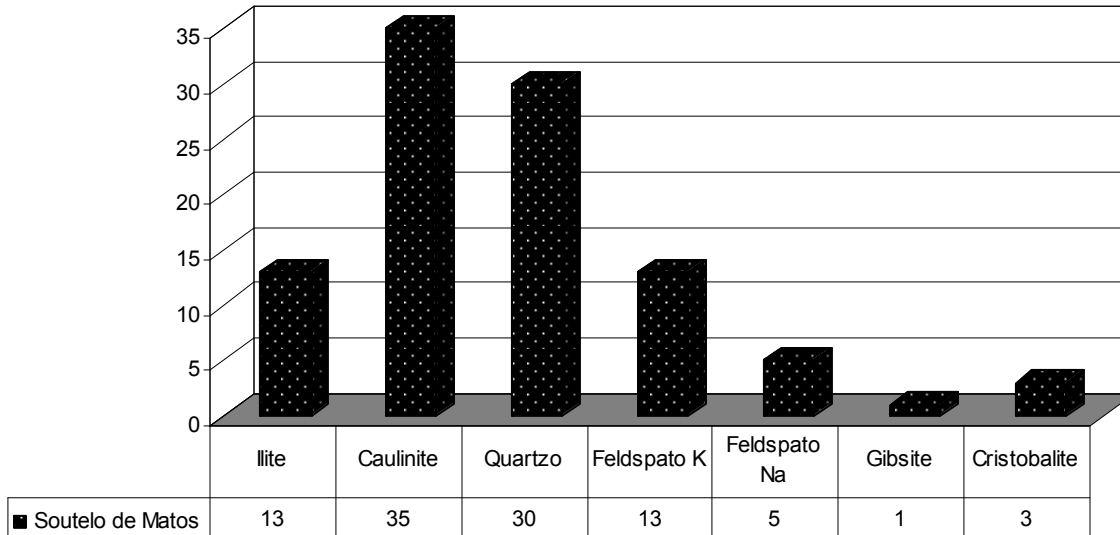


Fig. 38 Análise mineralógica da fracção argilosa do depósito de Soutelo de Matos, em percentagem.

A percentagem mais elevada de caulinite poderá relacionar a génese de depósito com períodos em que a precipitação seria necessariamente mais elevada. Os valores de feldspato, principalmente sódico, revelam que as condições morfogenéticas na génese do depósito teriam que ser hidrolisantes, capazes de permitir a degradação ao nível dos elementos mais vulneráveis das rochas, caso das plagioclases. O quartzo apresenta cerca de 30% da fracção argilosa, demonstrando ainda alguma resistência. Os valores de illite resultariam de condições em que o frio ainda permitisse processos físicos como a gelifracção.

As características do depósito apontam para condições paleoclimáticas relacionadas com períodos de frio muito húmido, capazes de justificar todo o movimento solifluxivo ao longo das vertentes.

O depósito localiza-se numa vertente voltada para Norte, de fraca insolação e com declives na ordem dos 25-30°, o que imprime obviamente uma forte capacidade de movimentação de material ao longo da vertente. Em trabalho de campo, é possível ainda verificar que toda a vertente se encontra regularizada por depósitos muito semelhantes ao depósito de Soutelo de Matos, ligando-se ao fundo de vale.

Depósitos semelhantes são descritos por Nonn (1966), Coudé-Gaussen (1981) e A. Rochette Cordeiro (1886, 1988), relacionados com a existência de dois períodos de condições climáticas no Würm recente, uma de condições de frio seco e um outro de condições de frio de características húmidas.

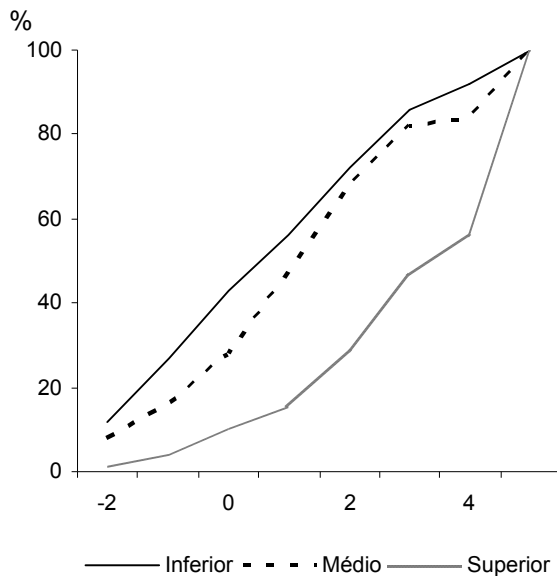
O clima seria marcadamente continental, com uma elevada amplitude térmica anual, a época estival seria a mais húmida. Os gelifractos resultariam da gelifracção das rochas *in situ* numa época do ano, mais fria e seca e noutra, de maior precipitação e quente, os gelifractos seriam transportados em solifluxões generalizadas. O forte declive da vertente terá permitido o movimento de grandes quantidades de material, num transporte com elevada competência, permitindo o entulhamento de pequenos vales e valeiros, ligando a vertente ao vale.

A grande quantidade de material orgânico incluído na matriz do depósito permite inferir que durante grande parte do ano as vertentes estariam regularizadas por um solo, provavelmente do tipo *ranker*, espesso, com características próximas de turfeira. O transporte, durante a época estival, movimentaria uma grande quantidade de material, retomando material resultante da gelifracção de rochas de anteriores depósitos, contribuindo para a forte heterogeneidade do depósito.

3.3. O depósito de Parada de Monteiro

O depósito de Parada de Monteiro localiza-se a Este da formação de Soutelo de Matos, a uma altitude, igualmente a rondar os 800 metros. O substrato rochoso é granítico, caracterizado por apresentar grão médio, de duas micas, essencialmente moscovítico.

Distinguem-se macroscopicamente 3 níveis. O inferior apresenta uma cor alaranjada manchada por pequenos enclaves de cor ocre, com gelifracos que apresentam uma certa homogeneidade. São na sua maioria clastos graníticos com cerca de 20 centímetros de diâmetro ou de natureza quartzosa. Estes últimos são geralmente de maiores dimensões e de geometria mais viva.



Est. 11 O depósito de Parada de Monteiro.

Fig. 39 Curvas granulométricas do depósito de Parada de Monteiro.

Do ponto de vista granulométrico, o nível inferior é o mais grosseiro, embora se aproxime muito das características do nível médio. A moda encontra-se no peneiro dos 0,25mm (2 ϕ), tal como no nível médio do depósito.

Este nível apresenta uma cor alaranjada e é constituído por gelifracos de natureza granitóide, ligeiramente maiores que os do nível inferior, sendo dispostos de forma menos organizada.

A separar os dois níveis encontra-se um paleossolo, muito delgado, surgindo apenas em pequenos sectores da formação. A fossilizar o nível médio surge um nível muito semelhante ao depósito de Soutelo de Matos. Trata-se de um depósito periglacial solifluxivo constituído por clastos de granito de dimensão variada, alguns correspondendo a blocos de grande dimensão, fixos por uma grande quantidade de matriz fina. A moda da série granulométrica encontra-se no peneiro dos 0,125mm (3 ϕ).

Este depósito aparece muitas vezes ligado a condições locais de declive, com duas variantes, uma que estará associada a um movimento lento e outra, por cima, a sugerir uma movimentação rápida.

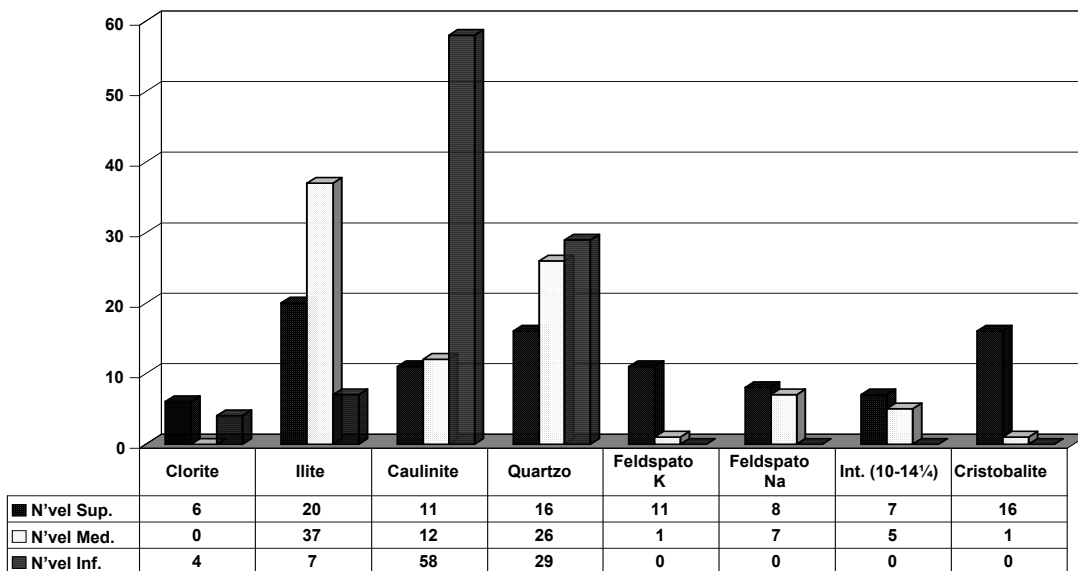


Fig. 40 Análise mineralógica da fracção argilosa do depósito de Parada de Monteiros, em percentagem.

Foram realizadas análises mineralógicas por difracção dos raios X à fracção argilosa dos diferentes níveis do depósito. O nível inferior é o que apresenta valores percentuais mais baixos da fracção silto-argilosa, cerca de 8% da fracção total. A fracção argilosa é constituída principalmente por caulinite (valores superiores a 50%) e minerais de quartzo. Julgamos, assim, que grande parte da caulinite terá sido surgida por neoformação, posteriormente à génese do depósito.

Por outro lado, a existência do paleossolo permite concluir que durante a regularização das vertentes por solo e vegetação, terá afectado o movimento da água superficial e sub-superficial, tornando a água mais ácida e facilitando a dissolução química. O húmus facilitaria ainda a mobilidade de outros componentes libertados na meteorização, absorvendo outros. Assim, nos horizontes próximos do paleossolo, os valores de minerais como a ilite e a clorite, relacionados com a meteorização física dos filossilicatos, seriam muito baixos ao contrário da caulinite. Note-se que a recolha da amostra corresponde a um sector do depósito muito próximo de um horizonte que corresponde ao vestígio de um paleossolo.

O nível médio do depósito é constituído principalmente por ilite, cerca de 37% da fracção total, quartzo (26%) e caulinite (12%). A presença de ilite poderá indicar que a passagem do nível inferior para o médio corresponde a uma mudança climática no sentido do abaixamento dos valores da precipitação e das temperaturas.

O nível superior é o que apresenta uma percentagem mais elevada da fracção silto-argilosa, sendo a fracção lítica constituída principalmente por minerais de ilite, caulinite e quartzo. As características deste nível são muito semelhantes ao depósito de Soutelo de Matos. O transporte teria sido feito por solifluxões mais ou menos generalizadas e, em sectores onde o declive fosse maior, poderiam ter ocorrido movimentações do tipo *escoada de lama*.

As características paleoclimáticas seriam possivelmente de um frio húmido, com duas estações contrastadas, uma mais fria e seca, outra mais quente e húmida com fases de gelo-degelo.

4. SINTESE E CONCLUSÃO

Na vertente Norte da serra do Alvão aparecem vestígios de formas e depósitos que tiveram a sua origem em condições climáticas diferentes das actuais, reflectindo um modelado de pormenor mais característico das regiões frias.

Com base nos aspectos geográficos do litoral e das montanhas de Portugal durante o Würm recente, a vertente Norte da serra do Alvão encontrar-se-ia numa situação próxima do limite das neves permanentes, que estaria a cerca dos 1200 metros de altitude (G. Coudé-Gaussen, 1981; A. Cordeiro, 1986a; 1986b; S. Daveau, 1971; Daveau & Devy-Vareta (1985), o que leva a admitir que, no Wurm III, a vertente estivesse, numa situação de manutenção de neve e formação de gelo com alternância sazonal de gelo-degelo, com características muito próprias das zonas periglaciares.



Est. 12 Nicho de nivação em degradação.

É neste contexto que se desenvolvem na vertente formas consideradas periglaciares como nichos de nivação, bem como formações homométricas de gelifractos, escoadas de lama e “comboios de pedras”. À saída da povoação de Pensalvos em direcção a

Minheu, na superfície culminante da serra, existem formas em concha – nichos de nivação – já em dismantelamento. Estas formas encontram-se orientadas principalmente para SE, sugerindo que se terão formado através da acumulação imóvel de neve nos períodos mais frios e cuja evolução pode ser observada actualmente de maneira muito atenuada, com a manutenção de neve durante vários dias.

Se a localização temporal das formas não coloca muitas dúvidas, atendendo à sua correlação genética com as formas glaciares próximas (Gerês), as quais são provavelmente do período mais frio do Würm, com condições climáticas de um frio seco, datadas de cerca de 18 000 BP⁴¹, já a datação dos depósitos encontrados colocam grandes dúvidas, dada a impossibilidade da datação dos paleossolos encontrados pelo método rádio-carbónico.

A génese do depósito mais antigo que encontramos, o nível inferior do depósito de Pensalvos e nível inferior do depósito de Parada de Monteiros, ocorreu muito provavelmente em condições climáticas periglaciares, com um progressivo aumento da precipitação. A análise micromorfológica não permite afirmar que o gelo tenha tido influência no transporte dos materiais ao longo das vertentes. Como as “*coiffes*” não existem, ou, pelo menos, não foi possível observá-las, então teremos que admitir que a gelifluxão não terá sido o processo responsável pela sua movimentação.

A percentagem mais elevada da fracção silto-argilosa da matriz dos depósitos e o aumento da percentagem da caulinite na fracção argilosa dos depósitos permitem inferir que os valores de precipitação e temperatura seriam mais elevados. Assim, o frio teria de ser suficientemente intenso para que o gelo se formasse e actuasse ao nível da rocha, principalmente nas vertentes desprotegidas de vegetação, mais elevadas e sombrias e, por outro lado, teria de existir água no solo suficiente para que a deslocação dos materiais ao longo das vertentes acontecesse. Ela podia ser fornecida tanto pela precipitação como pelo degelo da neve que se acumularia durante a estação mais fria em locais mais elevados e abrigados.

O principal mecanismo de transporte seria a solifluxão, mais ou menos generalizada em tempo de degelo. É possível que, em locais mais elevados, ocorressem condições para que o solo gelasse. Contudo, não conseguimos observar vestígios, resultantes de fenómenos de crioturbação que o comprovem.

⁴¹ Formas e formações glaciares foram estudadas na serra da Estrela por F. Cabral (1883), H. Lautensach (1926), S. Daveau (1971, 1978, 1980), Vieira *et al* (2001) e G. Vieira (2004). G. Caudé-Gaussen (1981) estudou as na serra da Peneda e do Gêres e Nonn (1966) na Galiza.

O aparecimento de paleossolos a fossilizar os níveis inferiores dos depósitos de Pensalvos e Parada de Monteiros sugere que as condições paleoclimáticas e paleogeográficas permitiriam a conquista rápida por parte da vegetação de áreas anteriormente delas desprovidas. Este facto limitaria o aquecimento do solo no Verão e favoreceria o seu arrefecimento no Inverno, favorecendo, de certa forma, a permanência de retalhos de *permafrost*, diminuindo a camada activa no Verão. Particularmente importante seria a influência da turfa, dada a sua condutibilidade térmica ser muito fraca no estado seco, protegendo da insolação o solo subjacente, durante o Verão, e facilitando a penetração do frio no Inverno. Este facto justificaria em parte a reduzida quantidade de gelifracos nas formações.

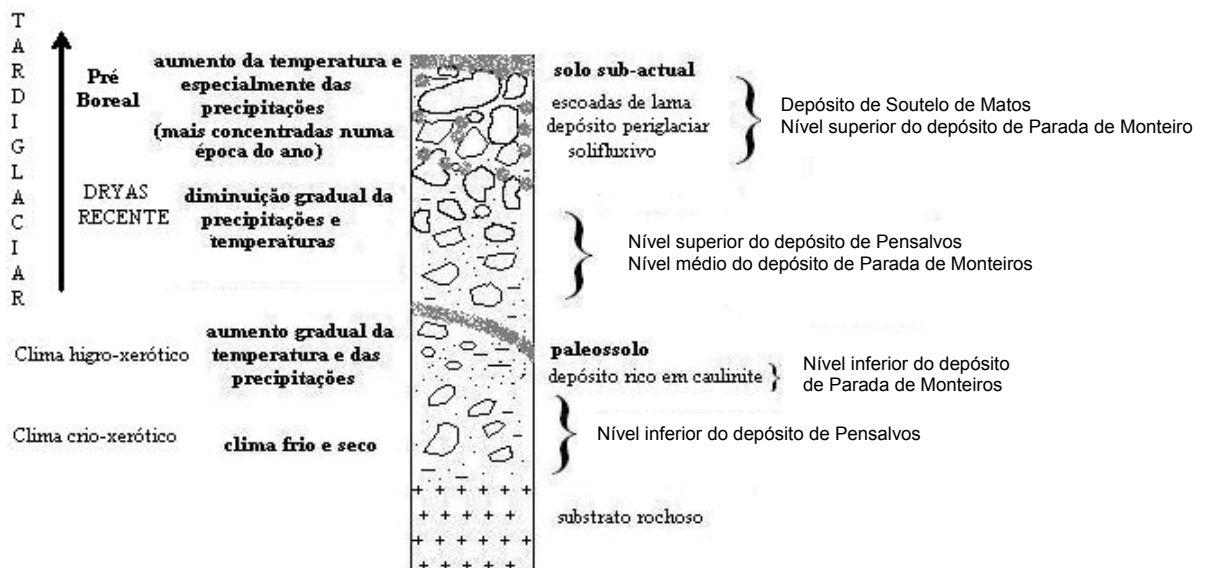


Fig. 41 Coluna estratigráfica da vertente norte da serra do Alvão.

Imediatamente sobre os paleossolos encontrados surgem depósitos periglaciares associados a uma diminuição da humidade, relacionada com um clima frio seco. É provável que estes depósitos remontem a um episódio frio que parece estar ligado ao desaparecimento brutal de pólenes arbóreos e à recorrência dos pólenes herbáceos, cerca dos 12 000-11 000 BP.

Existiria assim na fase terminal do Tardiglaciar um importante momento frio e seco, provavelmente relacionado com o arrefecimento das camadas superficiais do oceano motivado pela fusão das calotes boreais, provocando uma circulação para Sul de grandes massas de água gelada, provocando neste período uma situação de anticiclone pelicular nas águas oceânicas junto ao litoral.

Os paleo-ravinamentos (depósito de Pensalvos) permitem afirmar que, durante o período de acumulação dos materiais, provavelmente do período mais frio do último episódio glacial, não terão resultado de processos morfogenéticos semelhantes, tendo havido períodos mais frios e secos alternando com períodos mais húmidos, hipoteticamente menos frios e com maiores quantidades de precipitação que favoreciam a escorrência e levariam ao aparecimento de ravinamentos.



Est. 13 Heterogeneidade dos materiais constituintes do depósito de Soutelo de Matos.

Também a alternância de níveis com maiores ou menores quantidades de argila e com gelifracos de dimensão variada poderá estar relacionada com as características das vertentes, nomeadamente ao nível do declive, da exposição e do material rochoso, mas também com a existência de vegetação a regularizar as vertentes. Sectores com maior quantidade de turfa seriam eficazes na retenção do solo, enquanto áreas mais desprotegidas seriam as que se caracterizavam por uma dinâmica de vertente mais activa.

Sobre estes dois depósitos surge o depósito de Soutelo de Matos de características bem distintas, composto por elementos de grandes dimensões, por vezes métricos (blocos), geralmente de natureza granitóide e quartzosa, dispostos de forma caótica, envolvidos por uma grande quantidade de matriz fina a sugerir uma movimentação solifluxiva.

A matriz silto-argilosa é muito abundante e ao nível da mineralogia da fracção argilosa, a caulinite é o mineral que predomina. É possível ainda verificar duas variantes, uma que parece estar associada a um movimento lento e outra, que se sobrepõe, que faz supor uma movimentação rápida, responsável pela existência de grandes bolsadas preenchidas por clastos heterométricos.

Um aspecto muito importante a salientar é a possibilidade de, na deslocação destes materiais ao longo das vertentes, ser incluído material de outros depósitos de vertente existentes à altura, nomeadamente dos depósitos de vertente estratificados que se poderiam ter formado na última fase do Würm. O material destes, facilmente removível, poderia ser incluído nas solifluxões mais ou menos generalizadas que se verificariam então. Este facto poderá justificar grande parte da quantidade de material de pequena dimensão existentes nestes depósitos.

A grande quantidade de material que nessa altura desceria ao longo das vertentes, para além de ter sido responsável pela regularização das mesmas, teria também como consequência o preenchimento de alguns fundos de valeiros e vales. No fundo do vale do rio Avelâmes, próximo de Parada de Monteiros, são visíveis blocos de grandes dimensões, podendo alguns atingir vários metros cúbicos de volume, misturados com outros de dimensão inferior.

A análise destes depósitos demonstra a necessidade de ciclos de gelo-degelo que permitissem a fragmentação da rocha mas, também, a grande necessidade de água, certamente associada à fusão das neves, que permitisse desencadear movimentações em massa, em sectores das vertentes, semelhantes a *escoadas de lama* de grandes proporções. As amplitudes térmicas anuais seriam muito elevadas, marcadas pela forte continentalidade do clima, sendo os materiais movimentados envolvidos e deslocados até aos fundos de vale onde, devido aos menores declives, perderiam velocidade e aí se depositariam.

O clima seria húmido de modo a permitir a queda de neve, mas suficientemente frio para que se verificasse a gelifracção das rochas, durante uma época do ano. Na época estival, com a subida da temperatura, ocorreria a fusão das neves coincidindo com a época do ano em que ocorreriam os principais movimentos em massa.

As formas e depósitos analisados sugerem que os processos morfogenéticos ligados ao frio e a um ambiente periglacial foram muito importantes na evolução das vertentes. Não possuímos valores de datação absoluta que permitam situar com exactidão os depósitos em termos crono-estratigráfico, embora pelas suas características e com a existência de estudos elaborados por outros autores, possamos deduzir que correspondam provavelmente à última fase würmiana.

O Tardiglacial tem sido considerado por muitos autores como um dos momentos de maior importância morfogenética na evolução das vertentes actuais. De facto, vários trabalhos assinalam a importância desta fase na evolução das vertentes em Portugal.

Rochette Cordeiro (1990) no estudo que fez sobre o depósito de Varzielas (serra do Caramulo) e, com base na datação pelo C_{14} de um paleossolo, afirma que o aquecimento de certa forma rápido da atmosfera que marca o início do Tardiglacial ter-se-á verificado por volta dos 15 550 BP, prolongando-se até próximo dos 12 000 BP⁴². O aquecimento operado com o início do Tardiglacial würmiano não terá sido contínuo até ao Holocénico, mas sim operado a partir de várias pulsações distintas.

Na vertente Norte do Alvão não temos elementos que possam confirmar com exactidão esta problemática. No entanto, a quantidade de vestígios que encontramos levamos a pensar na grande importância que o Tardiglacial teve na evolução das vertentes. Os depósitos que pensamos corresponderem a este período são solifluxivos e permitem inferir que as condições paleoclimáticas e paleogeográficas sofreram alterações, principalmente relacionadas com a maior ou menor precipitação.

⁴² Esta sucessão parece confirmar a apresentada por H. Nonn (1966); Y. Guillion *et al.*, (1978); e M. Garmendia (1989).

A vertente Norte da serra do Alvão encontra-se regularizada por estes tipos de depósitos [estampa 14] o que deixa antever que esta fase foi muito importante na



Est. 14 Vertente norte da serra do Alvão regularizada por um depósito heterométrico.

evolução do relevo. Apresentam quase sempre uma abundante matriz argilosa, onde os gelifractos, eventualmente retomados de depósitos anteriores, ou os grandes blocos, encontram-se envolvidos sem qualquer tipo de disposição preferencial. Também a espessura dos depósitos é muito variável, variando entre os 40cm até alguns metros, sendo a espessura média de um metro, metro e meio.

Actualmente, os incêndios terão contribuído para a limpeza das alterites, uma vez que modificam a dinâmica das vertentes, aumentando a escorrência face às infiltrações. Este facto vai contribuir para a regularização das vertentes por um “solo” saprólito onde se desenvolvem geralmente ravinas de dimensão variada.

Nas áreas florestadas, os depósitos encontram-se regularizados por solo e vegetação, mantendo-se mais ou menos imóveis.

A grande quantidade de material que se encontra nas vertentes é de origem variada, de depósitos posteriores e mesmo actuais, resultante do desmantelamento de alguns pináculos rochosos formando pequenas escombreyras de gravidade. Em idas ao terreno durante os meses de Inverno, verificamos que ainda hoje a acção do gelo é importante na meteorização das rochas. Nas áreas desprotegidas de vegetação, a acção do frio é intensa, contribuindo ainda hoje para uma crescente regularização das vertentes de material heterométrico.

Verificamos que na vertente Norte da serra do Alvão, após o surgimento de um incêndio no Verão de 2005, passados alguns meses, a acção da escorrência permitiu a limpeza de grande parte da matriz dos depósitos. Imediatamente, a vertente ficou regularizada por clastos de dimensão variada.



Est. 15 Vertente regularizada por gelifracctos resultantes de depósitos observados após um incêndio.



Est. 16 Desmantelamento de um pináculo rochoso correspondente a uma pequena auréola metamórfica de contacto por gelifracção das rochas.

Estes fenómenos vão ainda contribuindo que nas vertentes de maior declive ocorra consideráveis perdas de solo e haja instabilidade. A cartografia destas áreas é especialmente importante, e ocupará a terceira parte do trabalho.

II

MANTOS DE ALTERAÇÃO

1. INTRODUÇÃO

Perfis ou mantos de alteração correspondem a formações superficiais, cuja gênese está associada a mecanismos de alteração *in situ*, embora possam envolver materiais remobilizados que sofreram um transporte relativamente curto (A. Ferreira, 1978).

A análise do *fabric*⁴³ de perfis ou mantos de alteração é particularmente interessante, uma vez que revela as condições que estiveram na sua gênese, fundamentalmente condicionada por aspectos morfo-climáticos passados e actuais, assim como pela natureza da rocha sã. Nesta perspectiva, podem ser entendidos como testemunhos, que, associados a outros elementos, permitem inferir sobre a evolução geomorfológica de uma determinada área.

Por outro lado, a influência dos perfis de alteração na evolução do relevo, particularmente do relevo granítico, é especialmente importante para o conhecimento e evolução dos processos geomorfológicos. Alvéolos, superfícies de aplanamento ou *tors* são alguns exemplos de formas relacionadas com processos de alteração. Recentemente, vários estudos têm demonstrado a influência dos perfis de alteração no surgimento de movimentos em massa.

A presença de perfis de alteração nas vertentes contribui para o aumento das infiltrações e da humidade. Funcionam, utilizando duas expressões de A. Godard (1966), como “esponjas” ou “pensos húmidos”, que favorecem a meteorização das rochas adjacentes. Em períodos estivais, o desenvolvimento dos perfis de alteração é ainda mais acelerado pela acção combinada da humidade e do calor.

⁴³ Termo que engloba simultaneamente a textura e estrutura (macro e micro-estruturas) de uma rocha ou perfil.

Dada a influência dos perfis de alteração na evolução do relevo, o número de trabalhos sobre eles, assim como sobre a metodologia utilizada, tem vindo a aumentar. O estudo das características dos solos residuais⁴⁴ até meados da década de oitenta pecava por defeito em número e em metodologia⁴⁵; na maioria das vezes, a metodologia era coincidente com a utilizada na análise de solos saturados.

Os perfis ou mantos de alteração formam-se pela meteorização *in situ* das rochas, da qual resulta uma estrutura mineral mais em equilíbrio com o ambiente físico-químico.

O conceito de meteorização é muito variado e depende muito da formação do investigador e dos seus objectivos. Poder-se-á definir como um tipo particular de alteração a que uma rocha foi sujeita sob condições de geodinâmica externa específicas e onde o produto final resultante poderá experimentar novos processos, se as condições se alterarem.

Encontram-se várias definições. Por exemplo, Reiche (1950) citado por Aires-Barros (1971), define meteorização como a resposta dos materiais que estavam em equilíbrio com a litosfera, às condições prevalecentes junto do contacto com a atmosfera, hidrosfera e biosfera, evidenciando deste modo a importância que as condições climáticas têm em todo o processo.

⁴⁴ O termo “solo residual” é utilizado no sentido mais lato, designando todo o material resultante da meteorização “in situ” e não, como para alguns autores, cujo o termo se aplica apenas ao horizonte superficial mais evoluído de um perfil de meteorização, onde a estrutura da rocha original foi totalmente destruída.

⁴⁵ O número de Março de 1985 do Jornal da ISSMFE (International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering) refere “ (...) a atenção dedicada ao estudo dos solos residuais é incrivelmente pequena atendendo a que esses materiais ocupam uma grande percentagem da superfície da Terra (...) os métodos de amostragem e ensaio dos solos residuais são geralmente pouco satisfatórios (...).”

A meteorização é o resultado da interacção entre a intensidade química de um reagente e a susceptibilidade termodinâmica do outro. A primeira diz respeito ao clima, actividade biológica, geomorfologia e contribuição das soluções iónicas. A susceptibilidade termodinâmica refere-se à estrutura e composição química do mineral.

Segundo Aires-Barros (1971), meteorização é um processo que traduz a adaptação de uma rocha a determinado ambiente geológico exógeno. Ollier (1975) chama a atenção para o facto do material, produto final da meteorização, sob determinado conjunto de condições poder vir a experimentar um novo processo, se as condições físicas e químicas se alterarem.

C. Gomes (1988) refere ainda a importância económica da meteorização, uma vez que como processo geológico, ela promove a formação de solo e participa na formação de depósitos minerais economicamente importantes, tais como caulino, bauxite, carvão e petróleo.

A intensidade da meteorização depende de inúmeros factores, bem como da forma como se organizam. Estudos recentes reforçam a importância das diaclases, dos blocos de rocha embutidos ou das fileiras de minerais, como elementos importantes na evolução dos perfis de alteração (A. Aydin *et al*, 2000; A. Aydin & I. Egeli, 2001; A. Aydin, 2006). A meteorização física conduz à fragmentação das partículas, resultando na redução da granulometria e na micro-fragmentação por acção mecânica. A meteorização química conduz a uma alteração da composição química e mineralógica da rocha⁴⁶.

⁴⁶ Trata-se de uma divisão claramente artificial que tem a principal vantagem de ajudar a compreender as complexas transformações que uma rocha sofre até se transformar num solo residual.

Em ambas as situações, a meteorização tem tendência a regredir em profundidade. Por outro lado, é frequente uma forte variabilidade lateral nos graus de meteorização, uma vez que esta progride principalmente a partir das fracturas da rocha. Ocorrem também ligações entre partículas individuais, herdadas da rocha ou resultantes da cristalização de minerais durante a meteorização, originando solos meta-estáveis.

A estrutura dos perfis de alteração é muito variada e, se excluirmos as regiões tropicais húmidas, verificamos que, por regra, não constituem um revestimento contínuo e uniforme, o que dificulta, ou quase impossibilita, a sua cartografia a uma escala regional. Este facto é talvez o entrave maior à construção de mapas de movimentos em massa, pelo menos a uma escala regional. No entanto, verificamos que a presença de mantos de alteração é um dos factores mais importantes na dinâmica de vertentes em áreas graníticas.

As características dos perfis são variadas. O perfil típico de alteração do granito nas regiões temperadas [perfil 1, figura 42] é constituído geralmente por um horizonte com blocos individualizados e alterados superficialmente sobre a rocha sã, separado por bandas estreitas de areias graníticas que se desenvolvem ao longo das diaclases.

Por vezes, a passagem entre o solo e a rocha alterada é extremamente brusca [perfil 2, figura 42] acompanhada de uma forte irregularidade, impossibilitando a definição de um horizonte. A rocha alterada pode assumir diferentes graus de alteração, conservando ou não a sua estrutura inicial.

Não menos comum é ainda a existência de blocos bem conservados no seio de areias graníticas *in situ* [perfil 3, figura 42]. Este fenómeno está certamente relacionado com a presença de intrusões filonianas, diaclases ou falhas e fracturas, principalmente verticais ou sub-verticais, contribuindo para uma desagregação lateral ou oblíqua, coexistindo com uma alteração que se processa segundo a vertical.

Alguns autores, como por exemplo, J. Flageollet (1977), num estudo sobre areias graníticas no Maciço Central Francês na região de Limousin, chamam a atenção para a existência de *areias dérmicas*, não observáveis à superfície, uma vez que se encontram truncadas por uma laje convexa de rocha coerente [perfil 4, figura 42]. Este tipo de perfil contrasta com a existência de *areias epidérmicas*, comuns aos perfis mais convencionais, cuja areia granítica aflora à superfície.

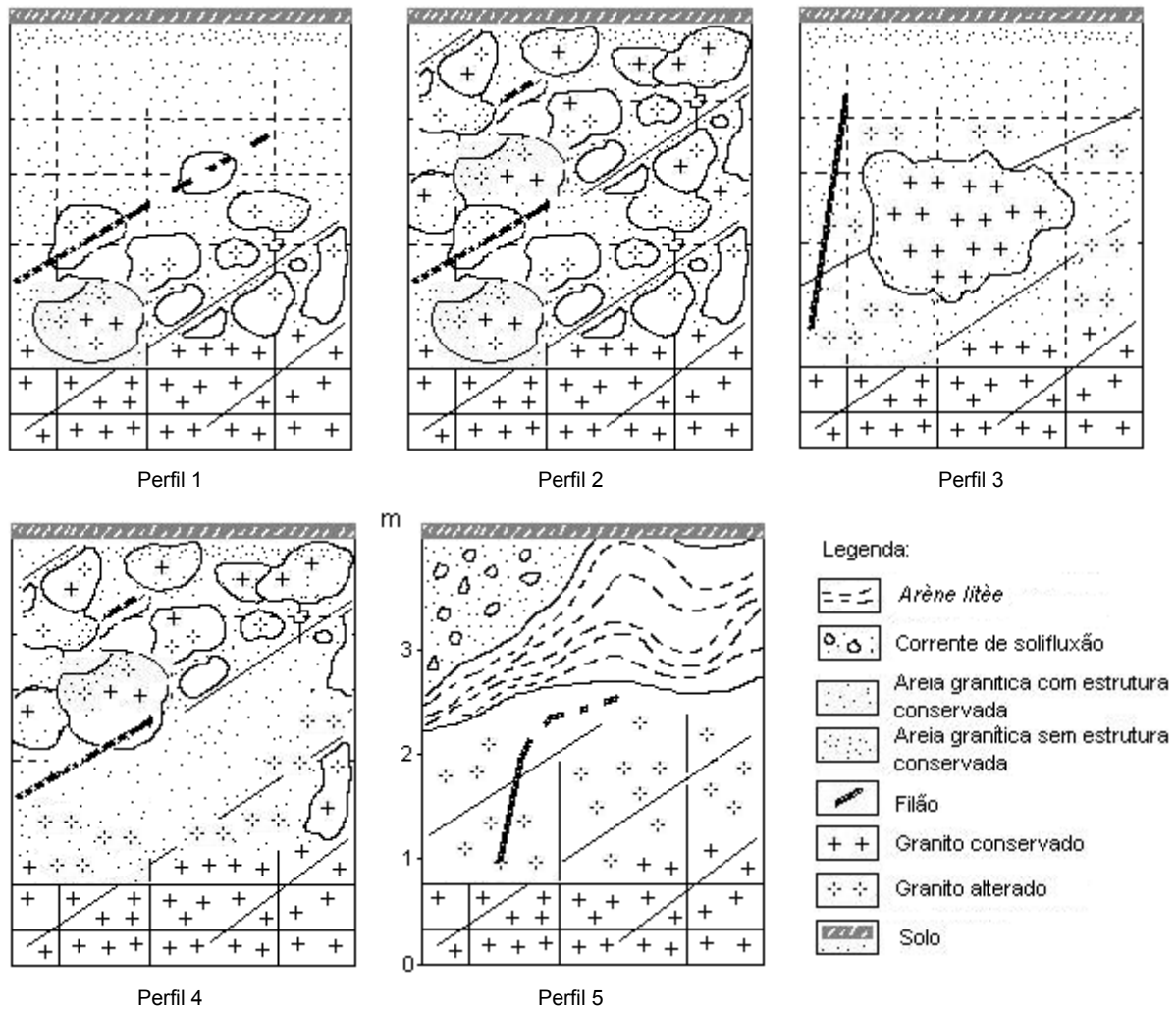


Fig. 42 Diferentes tipos de perfis de meteorização em áreas graníticas de zonas temperadas. *Adapt.* de A. Ferreira (1978).

Esta heterogeneidade confirma a sucessão irregular dos perfis como resposta a inúmeros factores que estão na génese, organização e evolução de um perfil.

2. OBJECTIVOS E METODOLOGIA

O estudo dos perfis de alteração pretende contribuir para o avanço dos conhecimentos sobre os processos de meteorização das rochas granitóides na área de estudo.

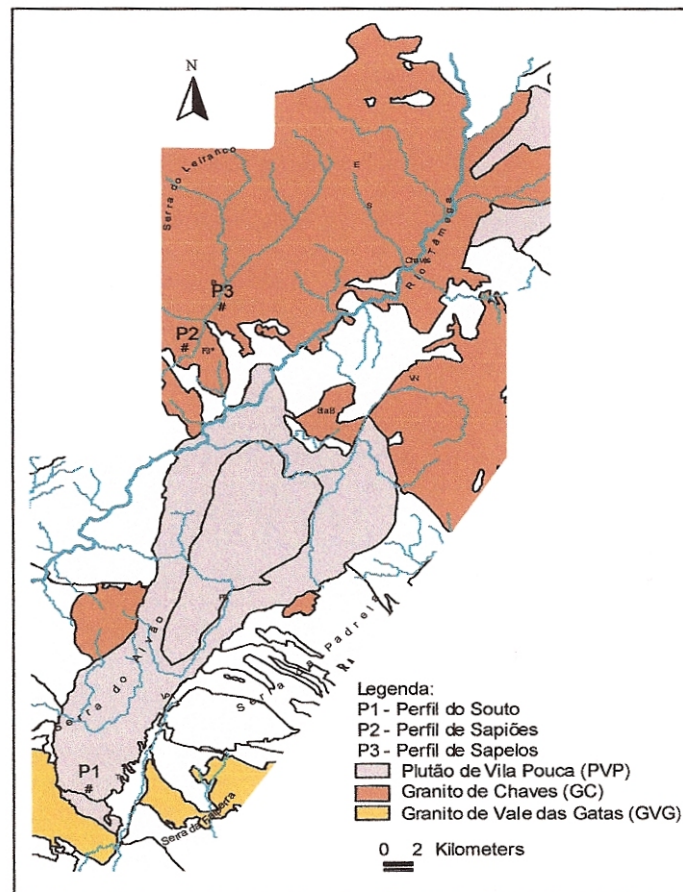


Fig. 43 Localização dos perfis analisados.

Pretende-se analisar a forma como evolui a meteorização, ou seja, as principais modificações químicas, mineralógicas e físicas, operadas ao longo das diferentes fases de meteorização, e avaliar a intensidade aproximada do processo tendo em conta as variações registadas.

Os perfis foram escolhidos de forma a responder essencialmente a dois problemas: (i) analisar as principais modificações químicas, mineralógicas e físicas em diferentes fases de alteração do granito a partir da classificação apresentada por ISRM⁴⁷ (1980) e IEAG⁴⁸ (1981); (ii) analisar a influência de factores específicos, como a presença de diaclases, falhas e fracturas na evolução dos perfis de meteorização. Seria também extremamente interessante, comparar o comportamento e características dos perfis com a natureza da rocha sã. No entanto, para responder a este problema seria necessário estudar um número muito significativo de perfis, o que infelizmente não foi possível.

Temos consciência de que o número de perfis analisados vai condicionar a generalização de conclusões em toda a área. Seriam necessários mais perfis analisados, bem como um maior número de amostras tratadas. No entanto, com este trabalho, podemos definir os padrões gerais de alteração para diferentes fases de meteorização, assim como avaliar a influência das litóclases no desenvolvimento de um perfil de alteração.

2.1. Metodologia

A metodologia baseou-se no desenvolvimento das seguintes etapas:

- (i) selecção dos perfis;
- (ii) análise *in loco* dos diferentes perfis;
- (iii) recolha e análise laboratorial de amostras.

A análise macroscópica dos perfis procurou caracterizar os diferentes níveis de meteorização (W) que constituem o perfil e as características da rocha alterada, acompanhada de uma análise das principais características da vertente, ao nível dos seus aspectos geomorfológicos e do tipo de ocupação e uso do solo.

⁴⁷ ISRM (1980) – *Rock characterization testing and monitoring*, ISRM Suggested Methods, Edition ET Brown.

⁴⁸ IEAG (1981) – *Rock and Soil Description and Classification for Engineering Geological Mapping*, Bull., IAEG, Essen n°24, p.235-274.

Para maior uniformização deste tipo de análise, elaborou-se uma ficha de registo de campo utilizada em todos os perfis.

Para avaliar os diferentes graus de alteração e as características do perfil e/ou horizontes de alteração (W) foi utilizada a classificação proposta por ISRM (1980) e IEAG (1981), segundo uma escala que varia entre I e VI (fresco a solo residual).

Proposta de classificação relativa ao grau de alteração de um maciço rochoso:

GRAU	TERMO	DESCRIÇÃO
I	Fresco (F)	Não ocorrem sinais visíveis de meteorização. Apenas uma leve descoloração ao longo das maiores superfícies de descontinuidades.
II	Levemente alterado (LA)	A descoloração do maciço indica meteorização ao longo das descontinuidades e também na rocha.
III	Medianamente alterado (MeA)	Menos de 35% da rocha encontra-se decomposta ou desintegrada para um solo. Material fresco está ainda presente no maciço.
IV	Muito alterado (MuA)	Mais de 35% da rocha encontra-se desintegrada ou decomposta para um solo. Rocha fresca ou descolorada ainda presente no maciço.
V	Decomposta (D)	Todo o material está decomposto ou desintegrado para um solo. A estrutura da rocha original encontra-se bem preservada.
VI	Solo residual (SR)	Todo o material foi convertido para um solo. A estrutura do maciço e o <i>fabric</i> do material foi destruído. Ocorre uma grande variação de volume, mas o solo apenas poderá ter sofrido um pequeno transporte.

Quadro 8 Graus de alteração de um maciço rochoso (ISRM, 1980; IEAG, 1981).

Para análise do grau de alteração da rocha são utilizadas a seguinte escala:

TERMO	DESCRIÇÃO	
	Dureza	Mineralogia
Rocha parcialmente alterada (RPA)	Rocha de aspecto fresco, compacta, bastante resistente e difícil de partir com o martelo.	Minerais intactos, com cor e dureza e brilho inalterado. Presença por vezes de núcleos acastanhados indicando a presença de óxidos de ferro.
Rocha muito alterada (RMA)	Bastante fragilizada partindo-se com as mãos.	Minerais apresentam perda de brilho e cor inicial.
Rocha alterada (RA)	Material praticamente decomposto com a conservação parcial da estrutura inicial da rocha.	Minerais bastante alterados, feldspatos esboroam-se e as biotites surgem descoloradas. O quartzo é o único mineral que se conserva praticamente inalterado. O material no seu conjunto desfaz mediante a pressão dos dedos.

Quadro 9 Escala que consiste na identificação e descrição das fases de alteração da rocha em si (grau de coesão, textura e coesão) e dos minerais que a constituem.

O trabalho laboratorial passou pela análise granulométrica, química e mineralógica das amostras recolhidas.

2.1.1. A análise granulométrica⁴⁹

A análise granulométrica da matriz de um perfil é importante, pois uma das consequências da alteração dos granitos é a diminuição progressiva da dimensão dos grãos, francamente condicionada pela conversão da plagioclase e da biotite numa fracção silto-argilosa. Desta forma, a percentagem da fracção fina, mesmo analisada isoladamente, é um indicador de intensidade de alteração do *fabric*.

Convém, no entanto, reter que este tipo de análise deve ter em consideração a textura inicial da rocha sã, principalmente quando se compara a granulometria de perfis de rochas sãs distintas. Assim, a fiabilidade é maior quando se analisam amostras cujo *fabric* resulta da mesma rocha. Outra importante vantagem da análise granulometria está relacionada com os baixos custos que acarreta, especialmente em comparação com a análise mineralógica ou química, assim como pela sua rapidez e tratamento estatístico.

As amostras eram reduzidas a uma quantidade entre 200 e 300 gramas. Posteriormente, eram secas em estufa a uma temperatura de 60-70°C durante pelo menos 12 horas. Na maioria das vezes, as amostras ficavam a secar de um dia para o outro, ultrapassando sempre as 12 horas de secagem na estufa. Depois de secas, eram novamente pesadas e submetidas a um processo de peneiramento durante 10 minutos, induzido por um agitador a 70-80 vibrações por segundo. As areias eram depois separadas em classes dimensionadas, utilizando a escala de Wentworth simplificada.

⁴⁹ Realizada no Laboratório de Geografia Física da Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

A análise estatística baseou-se no cálculo da mediana (Md), dos quartis (Q1 e Q3) de cada série granulométrica e na elaboração de gráficos de barras e acumuladas para cada amostra.

2.1.2. A análise mineralógica⁵⁰

A análise mineralógica é muito importante para o conhecimento dos diferentes níveis de alteração de um perfil, assim como a diferenciação de meteorização dentro do mesmo perfil. Consiste na análise percentual mineralógica da fracção arenosa e assenta no princípio da diferente sensibilidade à alteração dos diferentes silicatos⁵¹.

A textura e a mineralogia dependem do grau de alteração dos feldspatos, da proporção de argila e da quantidade de partículas removidas do sistema, reflectindo a duração e intensidade do processo de meteorização (Baynes & Dearman, 1978). Os cristais de quartzo, de moscovite e feldspato potássico apresentam maior resistência à meteorização.

Genericamente, o avanço da meteorização reflecte-se ao nível dos minerais de quartzo pela presença de uma pequena película marginal de sílica amorfa, ao passo que o feldspato potássico tem tendência a fragmentar-se como sinal de avanço meteórico. Pelo contrário, a plagioclase é muito mais vulnerável, sendo o factor fundamental para a perda de coesão da rocha inicial. A biotite tem tendência a perder o brilho inicial, tornando-se gradualmente mais baça, perdendo flexibilidade e dureza.

A caracterização mineralógica dos perfis, particularmente ao nível destes minerais, é assim um importante indicador do estado de meteorização de uma rocha.

⁵⁰ Realizadas no INETI (Porto).

⁵¹ Goldich (1938) estabeleceu uma classificação decrescente de susceptibilidade à alteração: olivina/plagioclase cálcica – hornblenda/plagioclase calco-sódica – biotite/plagioclase sódica – feldspato potássico – moscovite – quartzo.

2.1.3. A fracção silto-argilosa e a análise mineralógica da fracção argilosa

A análise mineralógica da fracção argilosa foi outra técnica utilizada como indicador de meteorização e das condições climáticas e de drenagem associadas ao processo de meteorização.

A presença de fortes precipitações associadas a temperaturas elevadas resulta numa hidrólise muito intensa, originando, nos perfis, a presença elevada de caulinite, associada a um processo de *monossilitização*, em resultado da evacuação dos catiões básicos. Se este fenómeno se agudizar, pode ocorrer ainda, a presença de gibsite, conduzindo a um processo de *alutização*⁵². A presença de montmorilonite, principalmente nas zonas temperadas e com fortes precipitações, resulta de um processo de *bissilitização*,⁵³ fruto de uma boa drenagem e temperaturas moderadas.

No entanto, as conclusões baseadas na análise mineralógica da fracção argilosa de um perfil terão que ser feitas com algumas reservas, dada a coexistência de minerais primários, sensíveis à meteorização, com minerais secundários evoluídos. Deverá ter-se em conta a paragénese de alguns minerais e não apenas a presença e/ou ausência de determinados minerais.

A percentagem da fracção argilosa pode ser muito importante na resolução deste problema, assim como a quantidade dos minerais primários e o estado de conservação dos mesmos. Existe uma grande diferença entre a percentagem da fracção argilosa em perfis de alteração de zonas temperadas em comparação com perfis de zonas tropicais (A. Ferreira, 1978); diferença comprovada em vários estudos de perfis de meteorização (Aydin *et al*, 2000; Wen & Aydin, 2003; A. Aydin, 2006; M. Chigira, 2006).

⁵² Em áreas graníticas, a presença de gibsite surge em áreas cuja precipitação é superior a 1200mm, no entanto, este mineral pode neoformar-se sob condições de forte drenagem mesmo em climas temperados e em áreas com valores de precipitação mais baixos.

⁵³ Nas regiões tropicais, a presença de montmorilonite está associada a climas secos onde a drenagem é insuficiente.

2.1.4. A análise química⁵⁴

Através da análise química por fluorescência de raios X determinou-se o teor de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅. Foram analisadas 4 amostras: W3 (Souto); W4 (Souto); W5 (Sapelos) e W5 (Sapiões).

Os valores químicos da rocha sã não foram obtidos directamente, mas a partir de análises químicas anteriormente efectuadas. Para o Plutão de Vila Pouca (PVP), os valores foram obtidos de H. Martins (1998) e para o granito de Chaves (GC) de J. Grade & A. Moura (2000). O principal problema reside no facto de que, estas análises não coincidem necessariamente com a localização dos perfis analisados.

Do ponto de vista químico, a meteorização envolve, numa primeira fase, a lixiviação de elementos alcalinos e alcalino-terrosos (K₂O, CaO, Na₂O, MgO, MnO e FeO). Segue-se a lixiviação gradual de silício (SiO₂) e a acumulação de sesquióxidos (Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂) (Sueoka, 1988). Com base nesta evolução da meteorização foram utilizados 4 índices relacionados com as características químicas, no sentido de avaliar o grau de meteorização:

DESIGNAÇÃO	ÍNDICE QUÍMICO
Índice potencial de meteorização (WPI)	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{CaO} - \text{H}_2\text{O}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{TiO}_2}$
Índice potencial (PI)	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2}$
Índice de meteorização (WI)	$\frac{\text{WPI (horizonte meteorizado)}}{\text{WPI (rocha sã)}}$
Índice de lixiviação (β)	$\frac{(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (horizonte meteorizado)}}{(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (rocha sã)}}$

Quadro 10 Índices químicos de meteorização (*adapt.* M. Miranda, 1986).

⁵⁴ Realizadas no INETI (Porto).

Foram utilizadas ainda outras relações moleculares, como forma de caracterização do grau de meteorização:

Ki*	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	a	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	ba	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}{\text{Na}_2\text{O}}$
Kr*	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	b	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	ba1	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Sf*	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	b1	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$	ba2	$\frac{\text{CaO} + \text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
* Considerar a quantidade de sílica total				ba3	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$

Quadro 11 Relações moleculares como forma de avaliação do grau de meteorização (Falcão, 1984).

De referir ainda a importância do cálculo de índice de lixiviação β^{55} , uma vez que este indicador avalia a lixiviação do solo e apresenta uma excelente correlação com o módulo de deformabilidade (Barroso, 1993).

Infelizmente, a comparação da relação molecular *ba* do perfil com o *ba* da rocha sã está condicionada pelo facto do *ba* da rocha sã não corresponder necessariamente ao *ba* da rocha sã da localização do perfil. Para contornar o problema, procurou-se sempre comparar os resultados obtidos do *ba* da rocha sã com outros indicadores. Em particular no perfil do Souto, calculou-se o índice de lixiviação β a partir das análises químicas elaboradas para o sector do perfil W3 e W4.

Também foi utilizada uma metodologia idêntica à de F. Seddoh (1973), em que se divide o comportamento químico dos perfis em 3 grupos: (i) os elementos que evidenciaram uma variação regular positiva ao longo do avanço da meteorização; (ii) os que registaram uma variação regular negativa e (iii) os que registaram uma variação irregular.

⁵⁵ Barroso (1993), em vários estudos de perfis de meteorização em gnaisses, conclui que existe uma excelente correlação entre o índice de lixiviação β e o que representa a lixiviação do solo.

No final, procuraram-se correlações entre os vários parâmetros (químico, mineralógico e granulométrico) no sentido de definir as tendências gerais operadas ao longo dos diferentes estados de meteorização para os diversos perfis analisados.

3. ANÁLISE DOS PERFIS

3.1. Perfil do Souto

O perfil do Souto localiza-se na vertente oriental da serra do Alvão, próximo de Telões, a uma cota de 600m. Desenvolve-se a meia vertente, num sector de declive a rondar os 12°, em área florestal. Do ponto de vista climático, a precipitação neste sector da vertente apresenta uma média anual de 1300mm (S. Daveau, 1977).

O corte corresponde a uma pequena pedreira e desenvolve-se em granito porfiróide de grão grosseiro, onde se destacam megacristais de feldspato potássico. Corresponde ao granito de Pedras Salgadas (GPS). A amostra da rocha sã que serviu de análise encontra-se a poucas dezenas de metros do perfil analisado.

O perfil corresponde a um corte com cerca de 3 metros de altura visível e 6 metros de largura. Não apresenta traços de meteorização esferoidal, tipificados pela presença de bolas graníticas. Em termos gerais, a rocha evidencia um tom branco amarelado, dominando material pouco alterado (RPA).

O facto mais interessante está relacionado com a presença de uma litóclase que terá funcionado como goteira de canalização de água, facilitando a meteorização envolvente. A diaclase de orientação NNE-SSW é sub-vertical, tornando-se sub-horizontal a 2 metros de profundidade e, posteriormente, horizontal. Este facto não terá permitido uma alteração da rocha em profundidade.

No sector mais próximo da diaclase, o granito apresenta-se bastante alterado (RMA) sem, no entanto, se desagregar com facilidade. A presença de arena é limitada a pequenas camadas finas. Ao nível da coloração, o sector apresenta uma cor ocre avermelhada.

No seu todo, o perfil é constituído por uma camada de rocha medianamente alterada (MeA) em transição para rocha muito alterada (MuA). A presença da diaclase terá sido responsável pela diferenciação ao nível da meteorização do perfil, constituído por um sector W3, de características medianamente alteradas (MeA), e um sector muito alterado (MuA), marginal à litóclase (W4).

3.1.1. Características do granito em W3 e W4

No sector W3 apenas uma pequena percentagem do granito se encontra decomposta ou desintegrada para um solo. Surge ainda presença de material fresco no maciço. A rocha apresenta-se compacta, bastante resistente, partindo-se ainda com alguma dificuldade com o martelo. Os minerais de quartzo e moscovite surgem conservados, os feldspatos não se esboroam, embora as biotites tenham perdido algum brilho.

Em termos gerais, o avanço da meteorização iniciou-se principalmente pelas zonas de fraqueza da rocha, pelos planos de macla e de clivagem, e pelos bordos dos cristais, sendo as plagioclases e as biotites mais sensíveis a este processo, ao contrário do quartzo e da moscovite.

No sector W4 surge, por vezes, a presença ainda de rocha fresca no maciço, mas, no geral, o granito apresenta sinais de maior alteração. As rochas que preenchem a matriz apresentam-se parcialmente alteradas, partindo-se com alguma dificuldade com o martelo. A sua clivagem é feita principalmente pelas fileiras de biotite. As micas, especialmente as biotites, perderam o brilho, apresentando-se baças e geralmente com anéis de oxidação. São os minerais de quartzo os que conservam melhor orientação mineralógica. Os feldspatos esboroam-se ainda com alguma dificuldade.

O avanço da meteorização é evidenciado principalmente pela decomposição dos feldspatos, pela perda de brilho e coloração das biotites e pelo desenvolvimento de uma estrutura porosa, algo incipiente, que se vai reflectir no ligeiro aumento da fracção silto-argilosa da matriz.

3.1.1.1. Análise granulométrica

Uma das consequências da meteorização é a diminuição progressiva da dimensão dos grãos, tendendo alguns deles, caso da plagioclase e da biotite a transformarem-se numa massa poeirenta silto-argilosa. Uma vez que as amostras resultam da meteorização do mesmo granito, a fracção arenosa é bastante sugestiva do estado de desagregação, principalmente no respeitante às fracções mais finas.

Separaram-se as areias em classes dimensionais utilizando a escala simplificada de Wentworth. Posteriormente, calculou-se a mediana (Md), o primeiro quartil (Q1) e o terceiro quartil (Q3) para os sectores W3 e W4.

Tratando-se de estados de meteorização de transição entre rocha fresca e granito muito decomposto, as séries reflectem a predominância das areias grosseiras. As amostras recolhidas correspondem a um saibro, típico de áreas pouco evoluídas. Verificou-se, por vezes, a inclusão de rocha não desagregada nas amostras recolhidas.

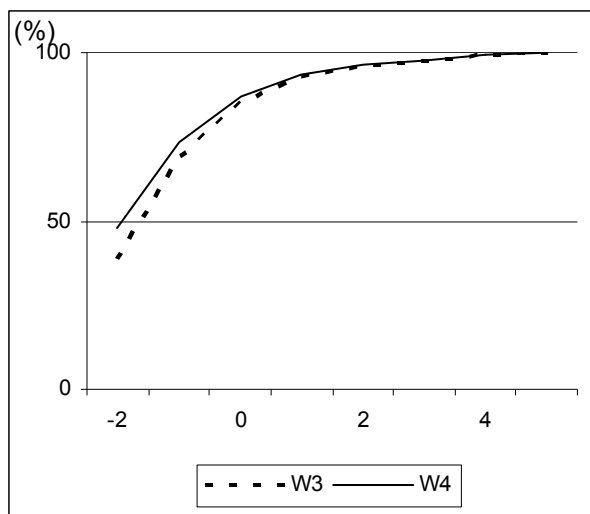


Fig. 44 Curvas granulométricas do granito em W3 e W4.

A percentagem da fracção silto-argilosa é muito reduzida, não ultrapassando os 4% da amostra total. Esta parece resultar principalmente da alteração dos feldspatos e das plagioclases. Este processo é mais intenso no sector W4, com uma percentagem ligeiramente mais elevada da fracção silto-argilosa.

As séries granulométricas das amostras indicam ainda poucas diferenças ao nível do valor da mediana (Md). O valor obtido para a fracção W4 foi 3,1mm, o valor obtido para W3 foi de 3,8mm.

Ao nível dos valores obtidos para o primeiro quartil (Q1), as diferenças são também muito ligeiras. O Q1 obtido para a amostra W4 é de 2,07mm, ligeiramente inferior ao W3, 2,61mm.

Por último, se compararmos os valores obtidos para o Q3, os resultados estão em concordância com os valores anteriormente obtidos, reflectindo, no entanto, um ligeiro aumento das fracções mais finas no sector W4, o Q3 desta fracção é de 1,71mm; em W3 o valor é de 1,76mm.

3.1.1.2. Composição mineralógica

Foram feitas análises mineralógicas às fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa (inferior a 2 μ).

A fracção 0,125mm

A fracção 0,125mm do sector W3 caracteriza-se pela presença de minerais de quartzo (14%), micas (10%), feldspato potássico (13%) e feldspato sódico (37%). A presença de montmorilonite é quase nula, não chegando aos 5% da fracção total. O valor de caulinite é de 19%.

Em W4 assiste-se a um recuo dos minerais duros e a um avanço da montmorilonite e da caulinite. Os minerais de quartzo, as micas e o feldspato potássico apresentam valores muito idênticos, sendo este último o que apresenta maiores diferenças, em W3 apresentava um valor de 37%, passando para 11% no sector W4. Os valores de montmorilonite sobem para 20% da fracção total e a caulinite para 39%.

A passagem de W3 para W4 caracteriza-se, principalmente, pela redução do feldspato sódico. A percentagem dos minerais de quartzo, micas e feldspato potássico são muito idênticos.

Fracção silto-argilosa

Não existem diferenças consideráveis entre as características mineralógicas da fracção 0,125mm e da fracção silto-argilosa no sector W3. Os minerais de quartzo (15%), as micas (12%), o feldspato sódico (33%) e potássico (15%) são os minerais predominantes. A caulinite apresenta um valor de 16% e a montmorilonite apresenta valores muito baixos, cerca de 4% da fracção total.

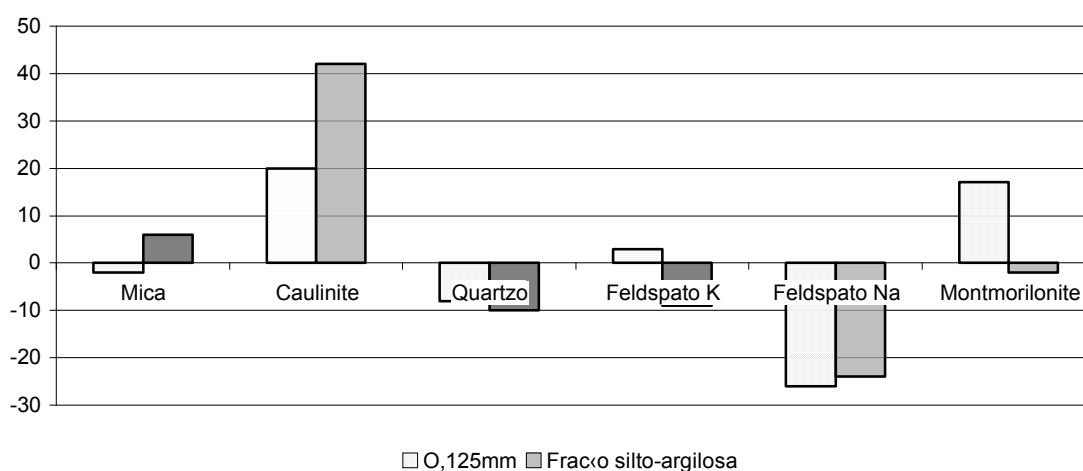


Fig. 45 Perdas e ganhos mineralógicos de W4 face a W3 para a fracção 0,125mm e fracção silto-argilosa.

No sector W4, as características mineralógicas da fracção 0,125mm e da fracção silto-argilosa são também muito semelhantes, assistindo-se apenas a uma redução da percentagem do feldspato sódico e potássico.

Relativamente ao feldspato potássico, a passagem de W3 para W4 ao nível da fracção 0,125mm é caracterizada por apresentar valores muito idênticos, ao nível da fracção silto-argilosa. Verifica-se uma diminuição deste mineral em cerca de 5%.

Ao nível da montmorilonite e da caulinite, a principal diferença está relacionada com a diminuição da montmorilonite e o aumento da caulinite, que surge com cerca de 58% da fracção total.

Fracção argilosa

O estudo da natureza mineralógica da fracção argilosa é muito importante para o conhecimento do tipo processo de meteorização. No entanto, deve-se ter em consideração a quantidade da fracção argilosa, no sentido de avaliar a intensidade de meteorização. Assim, é da maior importância comparar a natureza da fracção argilosa com a sua percentagem. Nas amostras analisadas, a fracção argilosa não ultrapassa os 5% da fracção total.

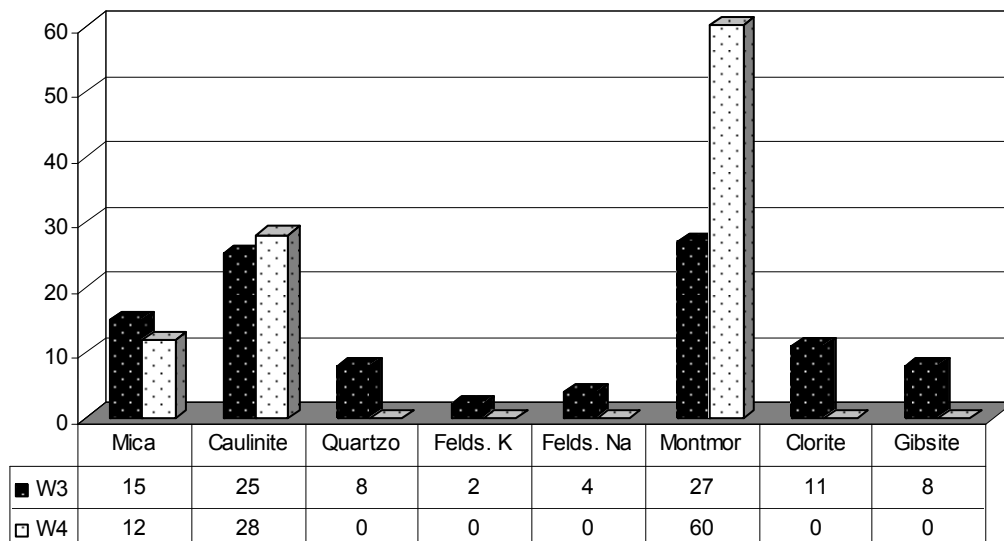


Fig. 46 Análise mineralógica da fracção argilosa do granito em W3 e W4, em percentagem.

Verificamos que, com a passagem de W3 para W4, se regista um aumento da montmorilonite e, ainda que ligeiro, um aumento da caulinite. O quartzo, já em pequenas quantidades em W3 (8%), passa a assumir valores residuais em W4, assim como os feldspatos e a clorite. As micas apresentam uma diminuição pouco significativa.

A arenização verificada de W3 para W4 caracteriza-se, principalmente, pelo desenvolvimento da montmorilonite, mineral que, constituído por duas camadas de sílica, resulta da remoção dos cátions básicos e da retenção de parte da sílica como resíduo da meteorização.

A caulinite permanece em percentagens muito semelhantes (~25%). A montmorilonite terá resultado, principalmente, por transformação dos minerais de clorite, quartzo, feldspato sódico e potássico.

A presença da diacrise terá facilitado a infiltração e a percolação de água, favorecendo desta forma o avanço da meteorização naquele sector. No entanto, este processo não terá sido suficiente para o desenvolvimento da monossilicização do perfil.

3.1.1.3. Aspectos químicos globais da meteorização

Através da análise química por fluorescência de raios X determinou-se o teor de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ das amostras W3 e W4, recolhidas praticamente à mesma profundidade.

Composição química			
	Sã	W3	W4
SiO ₂	73,97	73,90	74,56
Al ₂ O ₃	13,53	13,45	13,59
Fe total (Fe ₂ O ₃)	1,78	1,92	1,11
MnO	0,04	0,04	0,02
CaO	1,03	0,29	0,22
MgO	0,32	0,52	0,51
Na ₂ O	3,59	2,18	0,35
K ₂ O	4,65	5,19	5,41
TiO ₂	0,20	0,20	0,22
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,03
P. rubro		2,00	3,71

Tabela 3 Análise química da rocha sã para os granitos em W3 e W4, em valores percentuais.

Comparando as características químicas da rocha sã com os resultados obtidos para as amostras W3 e W4, constata-se uma diminuição, relativamente acentuada da maioria dos óxidos, principalmente, do CaO e do Na₂O.

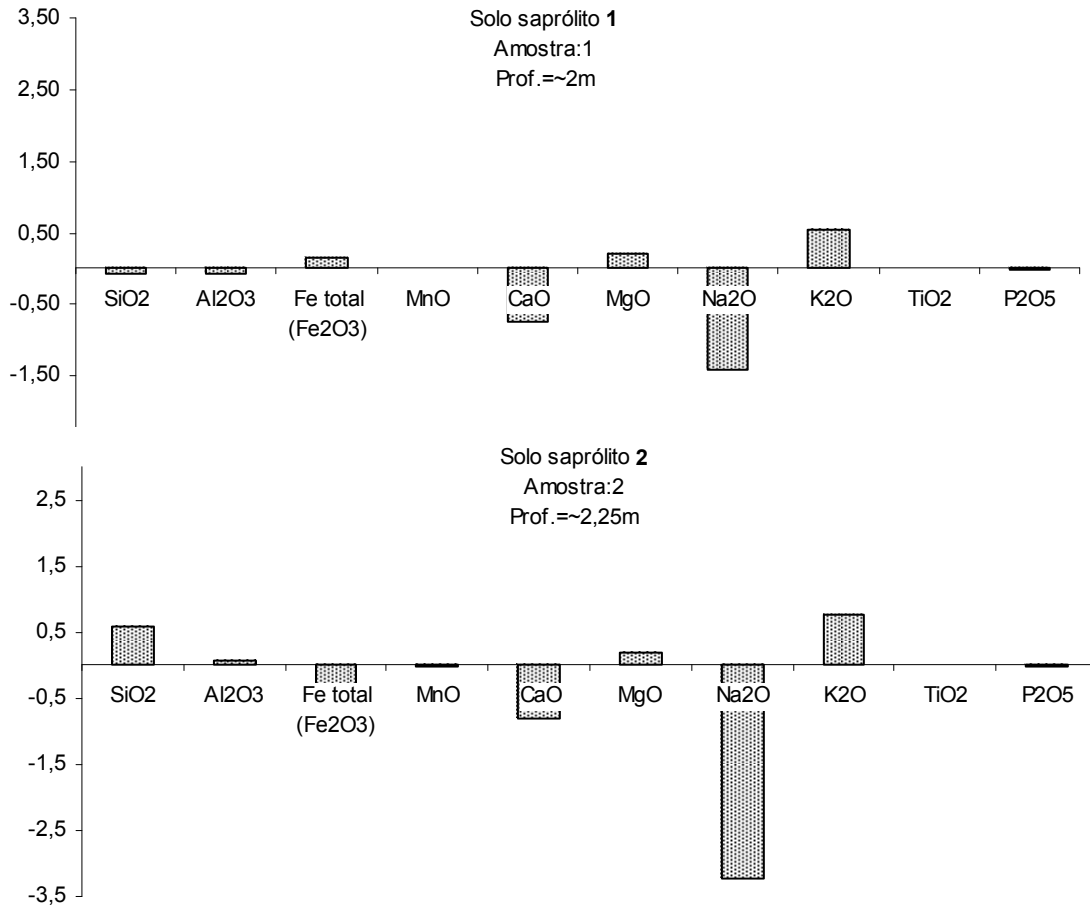


Fig. 47 Variação da composição química relativamente à rocha sã.

Calcularam-se, ainda, alguns índices de meteorização para W3 e W4:

	ba1	ba	ba2	ba3	WPI	PI	WI	a	b	b1	ki	kr	sf
W3	0,55	0,57	0,60	0,59	8,38	0,83	0,87	2,38	7,00	67,25	5,49	4,80	38,48
W4	0,42	0,44	0,05	0,46	6,76	0,83	0,70	15,45	12,24	61,77	5,48	5,07	67,17

Tabela 4 Cálculo de alguns índices de meteorização para W3 e W4.

Na passagem do granito em W3 para W4, verifica-se um aumento de sílica e uma diminuição geral dos óxidos, principalmente do Na_2O . Observa-se, ainda, um ligeiro aumento do K_2O e uma acumulação do teor de óxido de alumínio, relacionada com o facto de este óxido ficar provavelmente retido em grande parte nos produtos de meteorização.

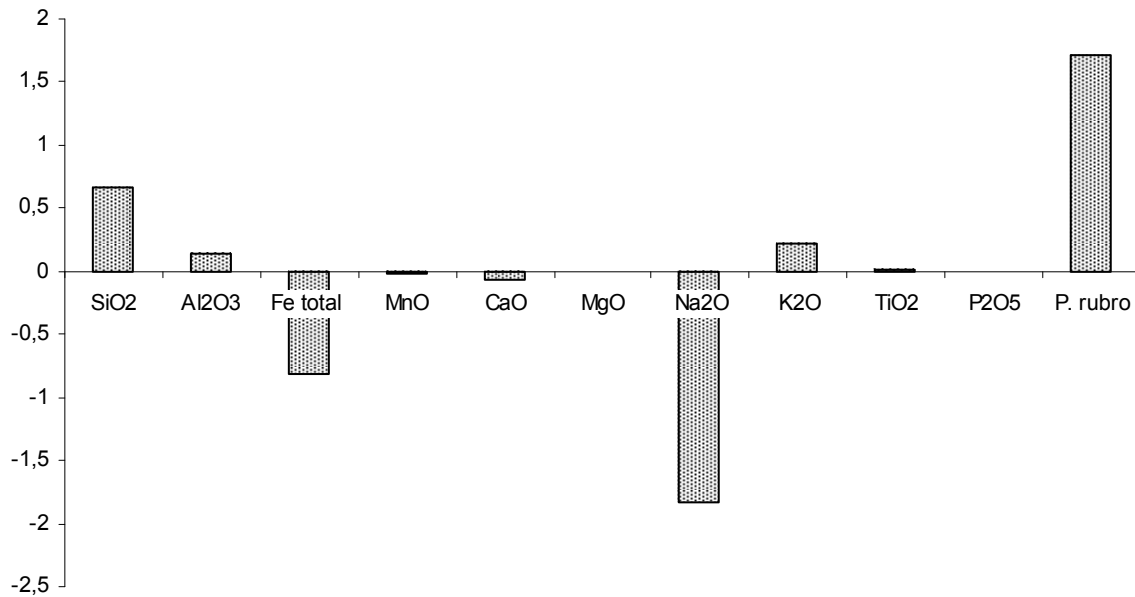


Fig. 48 Variação química entre W3 e W4.

Os iões libertados por hidrólise durante a meteorização superficial das rochas cristalinas seguem diferentes vias. Podem ser removidos ou entrar nas estruturas de minerais neoformados ou minerais de transformação, ficando neste caso, retidos nos produtos da meteorização.

O avanço da meteorização de W3 para W4 terá, por um lado, permitido a remoção de grande parte dos catiões básicos e, por outro lado, potenciado a retenção de sílica, conduzindo a um processo de bissialitização.

No sentido de quantificar o grau de meteorização, utilizou-se o índice de lixiviação β como referência, que assume valores entre 0 e 1, para a rocha completamente alterada e para a rocha sã, respectivamente.

Neste caso, calculamos o índice de lixiviação das amostras W3 e W4 relativamente à rocha sã (i) e, posteriormente, de W4, a partir dos valores de ba_1 de W3 (ii), no sentido de avaliar o avanço de meteorização entre ambos.



Est. 17 Perfil do Souto.

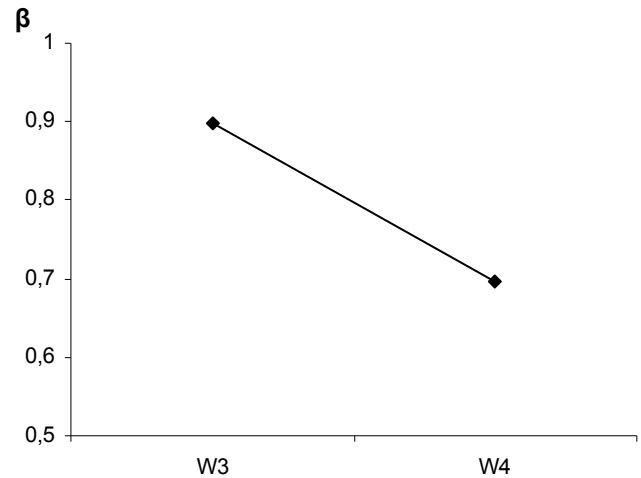


Fig. 49 Cálculo do índice de lixiviação β para W3 e W4.

$$(i) \beta = ba_1 \text{ W3} / ba_1 \text{ da rocha sã e } = ba_1 \text{ W4} / ba_1 \text{ da rocha sã}$$

$$(ii) \beta = ba_1 \text{ W4} / ba_1 \text{ W3}$$

em que

$$ba_1 = K_2O + Na_2O / Al_2O_3;$$

O índice de lixiviação β , que compara o sector W3 com a rocha sã, é de 0,89 ao passo que para o sector W4 é de 0,69. Verifica-se um processo de lixiviação mais intenso no sector W4, como seria de esperar, atendendo ao mais avançado estado da meteorização.

Quando se avalia o índice de lixiviação β de W4 em comparação com W3, o resultado obtido é de 0,77, indicando já um avanço da meteorização considerável⁵⁶, principalmente relacionado com a acumulação de Al_2O_3 , e com perdas consideráveis de Na_2O .

⁵⁶ No sentido de comparar os valores obtidos com outros estudos, L. Santos (1995) para um perfil de meteorização do granito do Porto obteve valores β entre 0,64 e 1.

3.1.1.4. Síntese e conclusão

A rede de diaclases e fracturas revelou-se um importante factor de alteração do granito neste perfil. Estas descontinuidades constituem superfícies facilitadoras de circulação e infiltração de água. A hidrólise proporciona a reacção lenta dos minerais com a água, dando lugar a novos minerais. Os produtos da meteorização são principalmente, minerais argilosos, óxidos, hidróxidos de Fe e Al.

No perfil em estudo, definimos dois níveis de meteorização distintos, o W3, que corresponde ao granito medianamente alterado (MeA), e o W4, que corresponde ao granito fortemente alterado (MuA).

A granulometria de W3 e W4 é grosseira, e a principal diferença reside na percentagem mais elevada da fracção silto-argilosa em W4, embora, muito reduzida em ambas, não ultrapassando os 4% da fracção total.

Do ponto de vista mineralógico, o quartzo e as moscovites são os minerais mais resistentes à alteração, ao contrário da biotite, do feldspato sódico e da plagioclase. Em W3 o avanço da meteorização é evidenciado pela fracturação e decomposição dos feldspatos e pela diminuição das cores e do brilho da biotite.

No sector do granito muito alterado (W4), a par da decomposição da biotite e dos feldspatos, ocorre o desenvolvimento de uma estrutura porosa, acompanhada da formação de uma auréola de sílica amorfa em torno de uma grande percentagem de minerais de quartzo.

Embora a percentagem de argila nas amostras seja muito baixa, a análise da fracção argilosa é importante na caracterização do processo de meteorização. As amostras estudadas revelam que a passagem de W3 para W4 é feita, principalmente, pelo avanço da montmorilonite; pela diminuição da clorite, feldspato sódico e potássico e pelo quartzo.

Do ponto de vista químico, o processo de arenização caracteriza-se pela perda de óxidos, principalmente Na_2O , e pela acumulação de Si_2O e Al_2O_3 . Este processo terá originado a neoformação de filossilicatos em que, nas camadas estruturais, o número de folhas de sílica é duplo do número de folhas de alumina – caso da montmorilonite. O avanço da meteorização de W3 para W4 é, principalmente, do tipo bissialitização.

O índice de lixiviação β revelou-se bastante sensível à variação da intensidade de meteorização. Os valores obtidos para W3 e W4 reflectem esse aumento, 0,89 e 0,69, respectivamente, face à rocha sã. A intensidade de meteorização calculada pela comparação W4/W3 revela índice de lixiviação de 0,77.

3.2. Perfil de Sapiões

O perfil de Sapiões localiza-se muito próximo da povoação de Sapiões, na vertente SW da serra do Leiranco, a uma cota ligeiramente superior a 600m. Esta vertente encontra-se inserida num espaço florestal e apresenta um declive entre os 10 e os 15° e está talhada no granito de Chaves (GC). Localiza-se numa área que apresenta um valor médio de precipitação anual ligeiramente superior a 1000mm (S. Daveau, 1977).

O perfil corresponde a uma caixa de falha de orientação NNE-SSW, de largura



Est. 18 Perfil de Sapiões. É possível observar no interior da caixa de falha, intrusões pegmatíticas de orientação concordante à falha.

superior a 10m. A altura visível é superior a 5m, sendo limitado lateralmente por granito bem conservado. É sobreposto por um pequeno depósito de vertente que não ultrapassa os 50cm de espessura. O granito apresenta sinais de milonitização, o que terá contribuído para uma maior infiltração da água. A intensa pressão tectónica a que foi sujeito terá contribuído ainda para uma maior microfissuração mineralógica.

Esta pressão possibilitou uma maior porosidade da rocha, com repercussões ao nível da drenagem e percolação da água, aumentando a intensidade da hidrólise e, consequentemente, a velocidade da meteorização.

O granito marginal ao perfil estudado encontra-se bem conservado, tratando-se de granito alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas, essencialmente moscovítico.

3.2.1. Características do granito em W5

O granito apresenta-se completamente alterado (RA). O *fabric* apresenta uma textura porosa; os materiais micáceos, especialmente a biotite, apresentam esfoliação e os materiais mais resistentes, o quartzo e a moscovite, surgem com evidentes sinais de deterioração.

Os feldspatos esboroam-se facilmente com os dedos. A preservação da orientação mineralógica inicial é devida apenas ao quartzo. O perfil corresponde a uma massa homogénea e é preenchido por algumas intrusões pegmatíticas, não sendo possível encontrar bolas graníticas já que todo o granito se encontra alterado (RA).

3.2.1.1. Análise granulométrica

A diminuição progressiva da dimensão dos grãos é, como já se referiu, uma das consequências do avanço da meteorização, principalmente, do aumento da fracção silto-argilosa. No entanto, deve-se ter sempre em consideração a textura inicial da rocha.

As amostras colhidas para a elaboração do tratamento granulométrico foram

obtidas a cerca de 4 metros de profundidade. Caracterizam-se pela elevada percentagem da fracção silto-argilosa e por uma boa calibragem granulométrica.

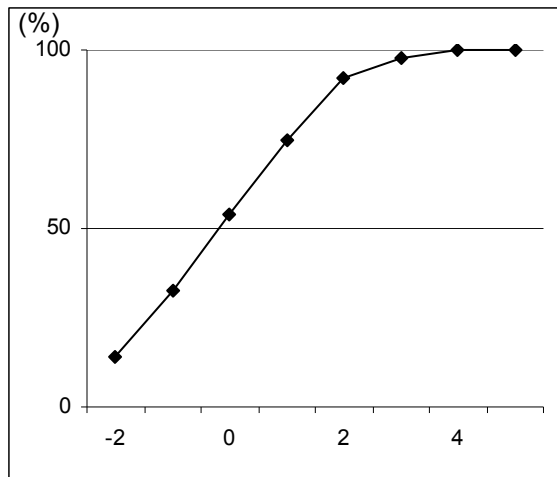


Fig. 50 Curva granulométrica do perfil de Sapiões.

Em comparação com as curvas granulométricas anteriormente analisadas para o perfil do Souto, a percentagem da fracção silto-argilosa é muito superior, com valores próximos dos 10%. A fracção acima de 4mm é inferior a 2%.

O valor da mediana (Md) é de 1,2mm, o Q1 de 2,8mm e Q3 de 0,4mm. Estes valores correspondem a areias mais evoluídas. As curvas cumulativas reflectem esta tendência.

Obviamente que estes valores granulométricos não podem, por si só, constituir um índice seguro da intensidade de meteorização. A milonitização do granito tem reflexos ao nível da granulometria, especialmente no aumento da percentagem das fracções mais finas.

Assim, as características granulométricas deste perfil reflectem não apenas o estado avançado de meteorização do granito (W5), mas também a acção tectónica exercida sobre ele, que favoreceu o avanço da meteorização, por um lado, e a fragmentação dos minerais, por outro.

3.2.1.2. Composição mineralógica

Uma das características deste perfil prende-se com a homogeneização da massa do solo, fruto de uma diminuição generalizada dos grãos, dada a esfoliação das micas, o avanço da fracturação do quartzo e da moscovite e a diminuição acentuada dos feldspatos. Foram feitas análises mineralógicas às fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa.

Fracção 0,0125mm

Do ponto de vista mineralógico, o perfil é constituído maioritariamente por caulinite, 43% da fracção total, micas (30%), feldspato sódico (15%), feldspato potássico (7%) e quartzo (5%). A presença elevada da caulinite resulta da degradação dos feldspatos, principalmente do feldspato potássico, dos minerais de quartzo e da neoformação de minerais como a montmorilonite.

Fracção silto-argilosa

Em comparação com a fracção 0,125mm, a fracção silto-argilosa reflecte uma ligeira subida da caulinite, que passa de 43% para 58%, e uma ligeira descida das micas, de 30% para 18%. Ao nível dos feldspatos, o feldspato potássico, praticamente, mantém a sua percentagem, 8%, e o feldspato sódico desce de 15% para 9% da fracção.

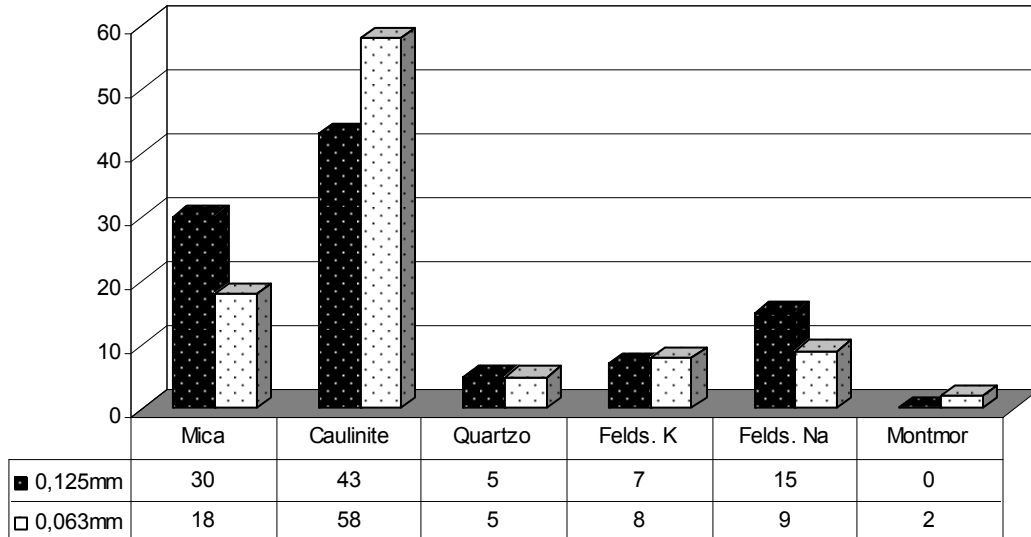


Fig. 51 Análise mineralógica das fracções 0,125mm e 0,063mm para o granito em W5, em percentagem.

O aumento do valor da caulinite terá resultado, principalmente, da degradação das micas e do feldspato, em especial do feldspato sódico. A boa drenagem terá contribuído para a remoção da sílica e de catiões solúveis, sendo os produtos da meteorização enriquecidos em alumínio, o que contribui para formação de caulinite.

Fracção argilosa

A fracção argilosa é constituída, maioritariamente, por caulinite, que surge com 80% da fracção total. Esta percentagem reflecte o avanço da meteorização do granito sob condições de boa drenagem, favorecida pela acção da falha.

A fracção argilosa acentua as tendências evidenciadas quando da passagem da fracção 0,125mm para a silto-argilosa, uma descida constante dos minerais primários e um aumento da caulinite.

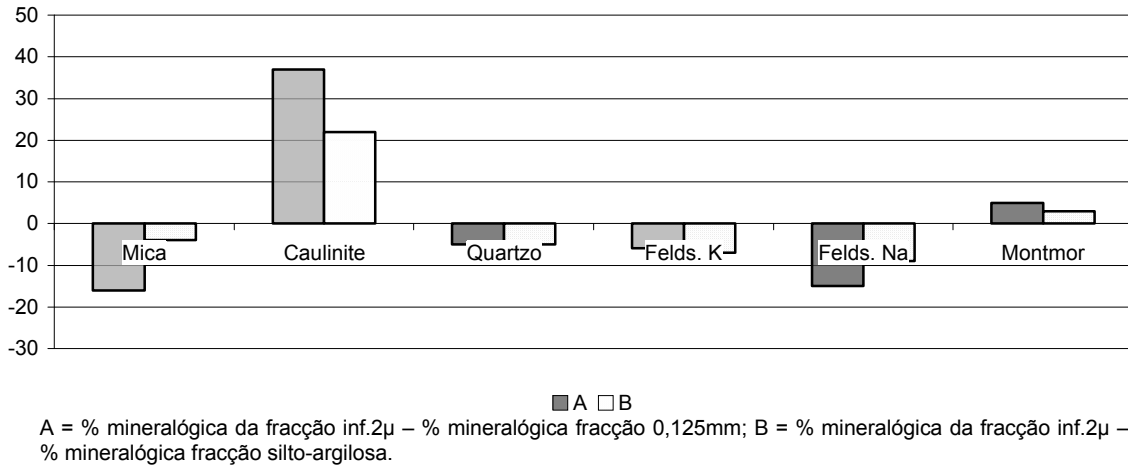


Fig. 52 Comparação mineralógica entre as diferentes fracções do granito em W5.

Na figura 52 comparam-se os valores mineralógicos A e B em que:

A = % mineralógica da fracção inf.2μ - % mineralógica fracção 0,125mm;

B = % mineralógica da fracção inf.2μ - % mineralógica fracção silto-argilosa.

3.2.1.3. Aspectos químicos globais da meteorização

Intimamente ligada à composição mineralógica está a composição química. Tal como no perfil anterior, determinou-se o teor de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ por fluorescência de raios X. A amostra foi retirada a cerca de 5 metros de profundidade, no mesmo sector do perfil onde foram retiradas as amostras para análise mineralógica.

Os valores químicos obtidos da rocha são resultaram das análises efectuadas para o granito de Chaves (GC) elaboradas por J. Grade & A. Moura (2000).

Os resultados, em percentagem ponderada de óxidos, estão apresentados na tabela seguinte:

Análise química		
	W5	Sã
SiO ₂	70,45	71,04
Al ₂ O ₃	16,22	15,01
Fe total (Fe ₂ O ₃)	1,90	2,03
MnO	0,02	0,05
CaO	0,13	1,85
MgO	0,44	1,07
Na ₂ O	0,96	3,61
K ₂ O	5,95	4,73
TiO ₂	0,24	0,32
P ₂ O ₅	0,15	0,15
P. rubro	3,31	0

Tabela 5 Análise química de W5 e da rocha sã, em valores percentuais.

Comparando a composição química da rocha sã com o perfil W5, observa-se uma diminuição relativamente acentuada da maioria dos óxidos. A meteorização envolveu uma lixiviação de elementos alcalinos e calco-alcalinos, principalmente MnO, CaO, Na₂O⁵⁷. Verifica-se ainda acumulação de sesquióxidos (Fe₂O₃ e Al₂O₃) e perda de sílica.

A acumulação de alumina está relacionada com a sua retenção, em grande medida nos produtos de meteorização. A perda de sílica poderá estar relacionada com uma fase mais avançada de meteorização, posterior à lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, que culminará com a lixiviação gradual de sílica e a acumulação de sesquióxidos (Sueoka, 1988). No sentido de quantificar o grau de meteorização de W5, utilizou-se, mais uma vez, o índice de lixiviação β , que, neste caso, resulta:

$$\beta = ba_1 W5 / ba_1 GC$$

⁵⁷ Valores em conformidade com a escala de mobilidade relativa de elementos químicos durante a meteorização de rochas cristalinas em clima temperado, proposta por Tardy (1969).

O resultado obtido de β foi 0,76. Infelizmente, a rocha utilizada como referência (embora próxima) não coincide exactamente com a do local do perfil. Comparativamente com o cálculo de outros indicadores [tabela 6], julgamos que este valor terá que ser inferior. Se compararmos os valores de ki e de kr com os valores obtidos no perfil do Souto, estes valores são claramente inferiores estão relacionados com perdas da sílica e ganhos de alumina.

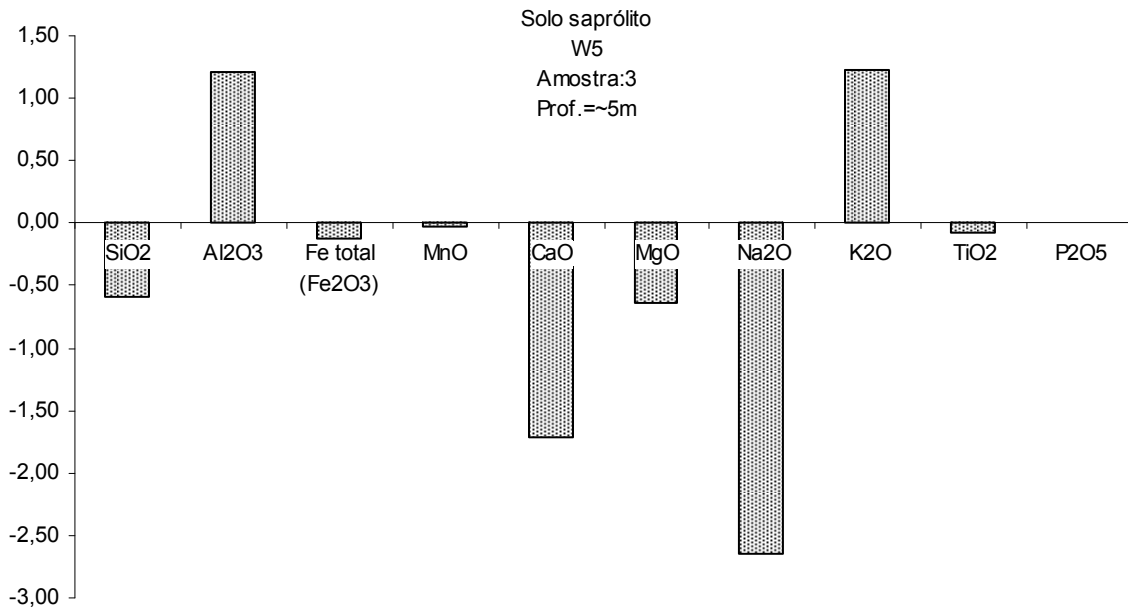


Fig. 53 Variação química entre a rocha sã e o granito em W5.

	ba1	ba	ba2	ba3	WPI	PI	WI	a	b	b1	ki	kr	sf
W5	0,43	0,43	0,04	0,45	8,38	0,83	0,87	6,18	8,54	67,58	4,34	3,88	37,07

Tabela 6 Resultados de alguns índices de meteorização para W5.

Os valores químicos e mineralógicos indicam um processo de monossilitização do perfil, relacionado, principalmente, com perdas de sílica e ganhos de alumina conduzindo a um aumento da percentagem de caulinite na matriz do perfil.

3.2.1.4. Síntese e conclusão

Já referimos a importância da rede de diaclases e da fracturação na alteração dos granitos. Estas descontinuidades constituem superfícies preferenciais de circulação de água e de drenagem, contribuindo para o aumento da intensidade da hidrólise.

Neste perfil, o papel da tectónica é responsável não só pela presença de uma descontinuidade litológica, mas também pela milonitização do granito, tornando-o mais vulnerável à erosão. O granito apresenta-se completamente alterado (W5).

Este facto é evidenciado na análise granulométrica, que se caracteriza principalmente pela excelente calibragem das séries granulométricas e pela percentagem da fracção silto-argilosa (cerca de 9% da fracção total). O valor da mediana (Md) é de 2,3mm. Os valores de Q1 e Q3 são respectivamente 2,4mm e 0,4mm.

Do ponto de vista mineralógico da fracção fina, o mineral mais representado é a caulinite, que vai aumentando, proporcionalmente, com a diminuição da granulometria (0,125mm-0,063mm-2 μ). A sua percentagem na fracção argilosa é de cerca de 80% da fracção total.

Do ponto de vista químico, verifica-se uma perda dos elementos MnO, CaO, Na₂O, em especial dos dois últimos, acompanhada de uma acumulação da Al₂O₃ e K₂O. O comportamento do Na₂O e o do CaO reflectem a destruição preferencial das plagioclases relativamente ao feldspato potássico.

O aumento do K₂O pode estar relacionado não apenas com a percentagem total de feldspato potássico contido na rocha inicial, mas com o facto de este se encontrar em megacristais, que permanecem, ainda que alterados, no seio do perfil.

O aumento da alumina relaciona-se com a retenção deste elemento nos produtos de alteração, caso das plagioclases e da biotite, e terá implicações durante o processo da génese dos materiais líticos, contribuindo para uma crescente monossilicização do perfil.

Este facto poderá indicar um avanço da meteorização do perfil, *arenização/bissialitização* e *monossilitização*, que envolve, a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos (Na_2O e CaO), lixiviação gradual de silício e acumulação de sesquióxidos (alumina).

3.3. Perfil de Sapelos

O perfil localiza-se próximo da povoação de Sapelos a uma altitude a rondar os 550m. O declive da vertente é próximo dos 10° e corresponde a uma área que sofreu há meses um incêndio. O perfil é talhado em granito equivalente ao granito de Chaves (GC), fossilizado por um depósito constituído por dois níveis.

A abertura do perfil corresponde a um corte com cerca de 20 metros de largo e cerca de 5 metros de altura. A precipitação média anual varia entre os 1000 e os 1100mm (S. Daveau, 1977). Acima do perfil talhado em granito, encontra-se uma pequena mina, que contribui para a presença de grandes quantidades de água na vertente.

3.3.1. Características dos depósitos de vertente

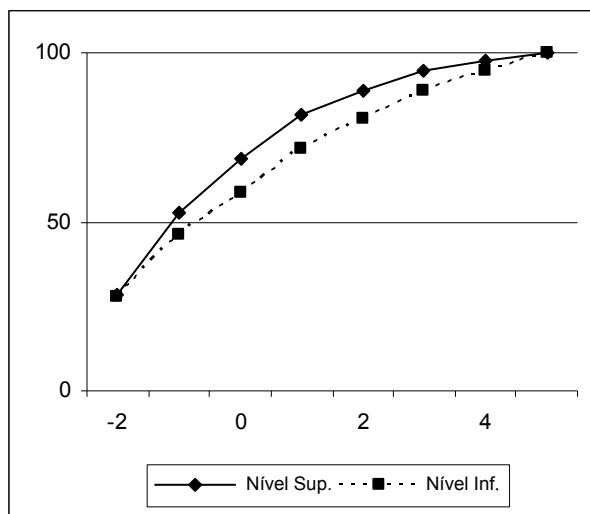


Fig. 54 Curvas granulométricas do nível superior e inferior do depósito.

O perfil é regularizado por um depósito constituído por dois níveis. O nível superior apresenta uma cor alaranjada, com cerca de 1 metro de espessura. Incorpora na sua matriz calhaus de quartzito e de quartzo, resultantes do dismantelamento de uma crista quartzítica associada a um filão quartzoso que coroa o nível do Facho, de orientação NNE-SSW.

Os calhaus são de dimensão variável, em média entre os 20 e os 50cm de diâmetro, apresentado, por vezes, uma auréola exterior, enfraquecida pela alteração. Estão dispostos de forma irregular, muitos deles arrematando para o topo.

O nível inferior do depósito apresenta uma espessura quase sempre menor que o nível superior, raramente ultrapassando os 50cm. Apresenta uma cor alaranjada muito idêntica ao do nível superior. Incorpora na sua matriz cerca de 35-50% de calhaus de dimensões a variar entre os 20 e os 30cm de diâmetro. A disposição é mais regular, confirmada numa estratigrafia mais organizada em comparação com o nível superior.

3.3.1.1. Granulometria dos depósitos

Do ponto de vista granulométrico, o depósito apresenta características mais ou menos idênticas. O nível superior apresenta valores da mediana (Md) de 2,1mm, Q1 de 4mm e Q3 de 0,7mm. O nível inferior regista valores da mediana (Md) de 1,5mm, Q1 de 4mm e Q3 de 0,4mm.

3.3.1.2. Composição mineralógica

Foram feitas análises mineralógicas semi-quantitativas por difracção de raios X à matriz argilosa, à matriz silto-argilosa e à fracção 0,125mm do depósito.

Fracção 0,125mm

A matriz 0,125mm do nível superior do depósito é constituída, principalmente, por caulinite (32%), gibsite (25%), micas (20%) e quartzo (16%). O inferior apresenta valores muito elevados de quartzo (44%), tendo, igualmente, micas e caulinite, ambas com cerca de 25% da fracção total. A gibsite é praticamente inexistente.

Se compararmos os valores mineralógicos entre os dois níveis do depósito, verificamos uma diminuição da caulinite e da gibsite do nível superior para o inferior, sendo a gibsite o mineral que mais reflecte essa diminuição, uma vez que a sua presença é praticamente nula na matriz do nível inferior do depósito. Verifica-se ainda uma diminuição de feldspato sódico. A percentagem de quartzo aumenta significativamente no nível inferior, cerca de 30%, assim como as micas. A percentagem de feldspato potássico regista um ligeiro aumento.

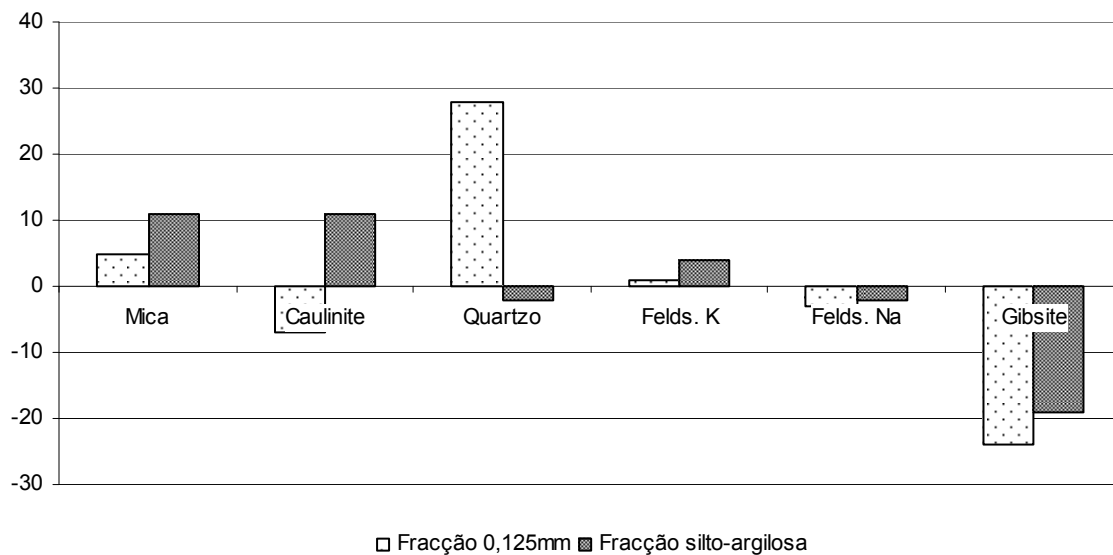


Fig. 55 Variação da composição mineralógica do nível inferior em relação ao nível superior do depósito para as fracções 0,125mm e silto-argilosa.

Fracção silto-argilosa

A percentagem de fracção silto-argilosa é relativamente pequena na matriz dos depósitos, cerca de 5%, sendo que o depósito inferior apresenta valores ligeiramente superiores ao superior, 5,5% e 33,3%, respectivamente.

Ao nível da fracção silto-argilosa, o nível superior do depósito apresenta valores mineralógicos muito semelhantes aos da fracção 0,125mm.

A matriz é constituída principalmente por caulinite (36%), micas (21%) e gibsite (20%). Surgem ainda minerais de quartzo (16%), feldspato sódico (2%), feldspato potássico (2%) e clorite (3%), embora, estes últimos possuam valores muito baixos. O nível inferior do depósito apresenta valores bastante elevados de caulinite, cerca de 47% da fracção, 32% de micas e 14% de quartzo. O feldspato potássico não ultrapassa os 6% da fracção total.

Se analisarmos as principais diferenças mineralógicas entre os dois níveis do depósito, relativamente à fracção silto-argilosa verifica-se um aumento da caulinite no nível inferior, contrariando os resultados obtidos ao nível da fracção 0,125mm. A presença das micas e do feldspato potássico é semelhante nas duas fracções, embora o seu aumento seja mais acentuado no nível inferior, na fracção silto-argilosa. O quartzo, mineral mais representado no nível inferior, sofre, ao nível da fracção silto-argilosa, uma ligeira descida em relação ao superior. A gibsite mantém o seu comportamento de descida, do nível superior para o inferior, mas com percentagens mais elevadas na fracção silto-argilosa.

A descida dos valores de caulinite verificada na fracção silto-argilosa, acompanhada do aumento da gibsite, poderá estar relacionada com a remoção parcial da sílica e da acumulação de alumínio, dando origem à neoformação de gibsite a partir da caulinite. Por outro lado, a diminuição dos minerais de quartzo, verificada na fracção silto-argilosa, contrariando o seu aumento na fracção 0,125mm, poderá estar relacionada com a crescente degradação deste mineral, responsável pelo aumento da caulinite.

Fracção inferior a 2 μ

A fracção inferior a 2 μ apresenta um comportamento mineralógico muito semelhante ao registado nas fracções 0,125mm e silto-argilosa. A matriz argilosa do nível superior do depósito é constituída, em especial, por minerais secundários, caulinite e gibsite, 55% e 11%, respectivamente. As micas surgem com cerca de 20% e a clorite não ultrapassa os 11% da fracção total.

A matriz argilosa do nível inferior é constituída, principalmente, por caulinite (67%) e micas (23%), mas também quartzo (4%) e de gibsite (3%).

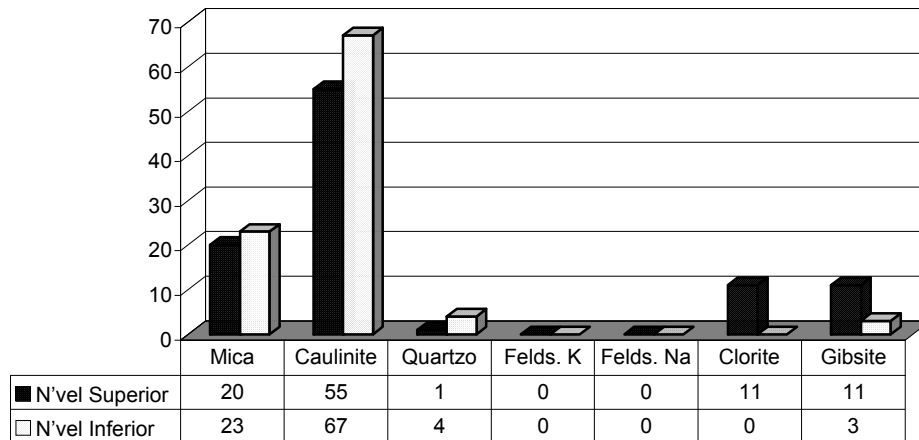


Fig. 56 Análise mineralógica por difracção dos raios X da matriz inferior a 2μ do depósito, em percentagem.

Comportamento mineralógico em função da granulometria

As matrizes argilosa, silto-argilosa e 0,125mm dos depósitos são constituídas principalmente, pela caulinite, micas, quartzo e gibsite. No entanto, é assêncial analisar as características mineralógicas relacionadas com as diferentes fracções granulométrias (0,125mm, silto-argilosa e argilosa) dos diferentes níveis do depósito.

Verifica-se que a percentagem de caulinite aumenta à medida que diminui a granulometria. Este comportamento regista-se em todos os níveis dos depósitos. No entanto, é no nível superior que o aumento da caulinite, em função da diminuição granulométrica, é mais acentuado, cerca de 42% entre a fracção 0,125mm e a fracção argilosa. O nível superior regista um aumento de 23%.

A gibsite apresenta um comportamento diferenciado consoante os níveis do depósito. No superior, à medida que a granulometria se torna mais fina, diminui a sua percentagem na matriz do depósito. No inferior, a percentagem de gibsite é muito reduzida, embora, com a diminuição granulométrica, a sua presença vá aumentando, ainda que muito ligeiramente e com valores que não ultrapassam os 5% da fracção total da matriz.

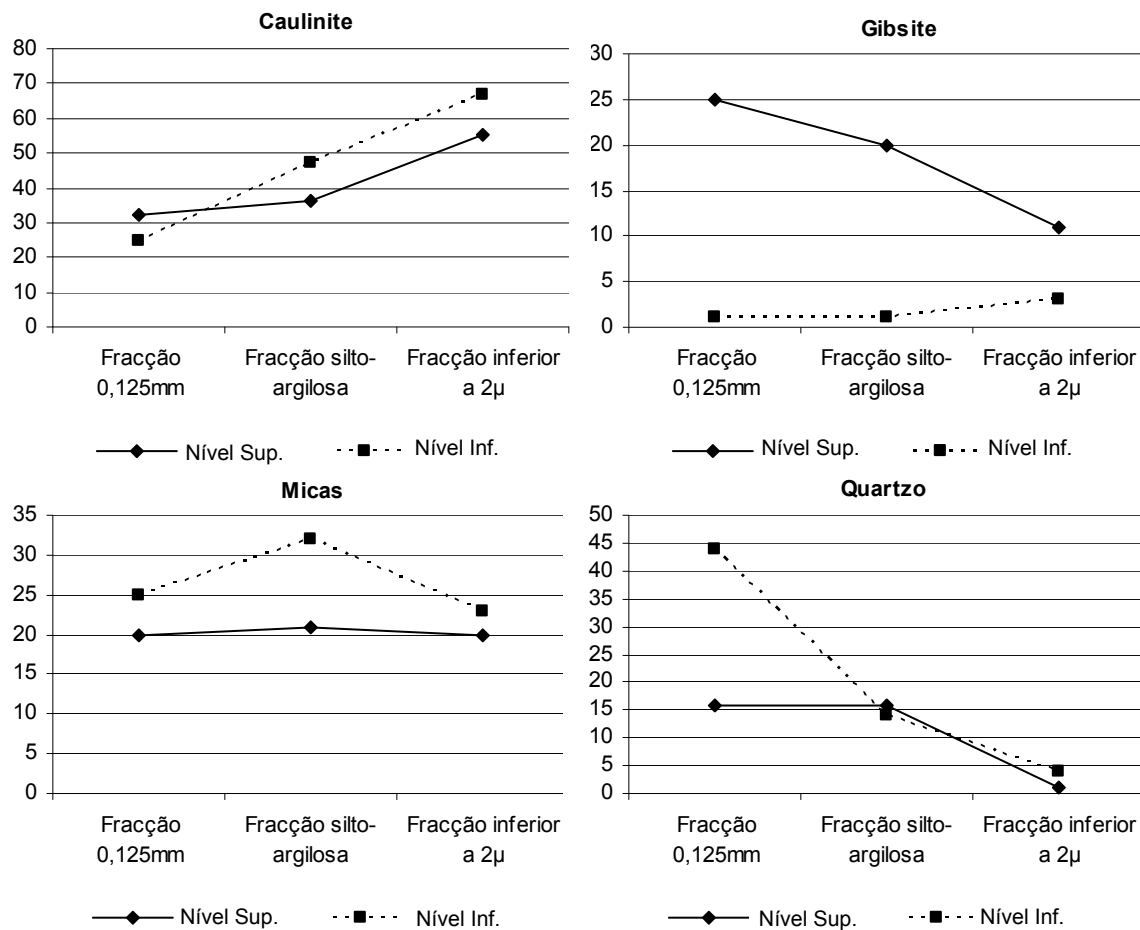


Fig. 57 Comportamento mineralógico do depósito segundo diferentes fracções granulométricas: 0,125mm, silto-argilosa e argilosa.

No nível superior do depósito, verifica-se um processo de monossilização e alitização, justificado pelas elevadas percentagens de caulinite e gibsite. O depósito terá sofrido uma forte lixiviação responsável pela remoção de sílica e acumulação de alumínio.

As micas pouca relação apresentam com as diferentes granulometrias no nível superior do depósito, ao contrario do nível inferior, em que assumem valores muito idênticos em todas as fracções granulométricas analisadas, correspondendo a cerca de 20% da fracção.

A percentagem de quartzo diminui à medida que diminui a granulometria. Os valores de quartzo são muito mais elevados no nível inferior do depósito na fracção 0,125mm. Com a diminuição granulométrica, os valores entre os dois níveis do depósito vão aproximando-se. No nível inferior, é muito provável que os minerais de quartzo tenham contribuído para o aumento da caulinite por neoformação.

É extremamente difícil enquadrar crono-estratigraficamente este depósito. A matriz é constituída, principalmente, por caulinite, gibsite, quartzo e micas. A percentagem elevada de caulinite e gibsite, este último muito mais presente no nível superior, sugere que a sua formação esteja associada à progressiva degradação de minerais primários, em condições de boa drenagem.

Verifica-se um processo de monossilitização (nível inferior) e de monossilitização/alitização (nível superior).

A percentagem tão elevada de caulinite em ambos os níveis, e mesmo de gibsite, nomeadamente, no nível superior, resultam de um processo de neoformação, em ambientes de forte drenagem associada a temperaturas relativamente elevadas.

Se analisarmos a evolução climática do final do Terciário e ao longo do Quaternário, verifica-se que, durante a primeira parte do Miocénico, em Portugal, as características climáticas seriam muito próximas dos domínios tropicais ou sub-tropicais (J. Pais, 1989; M. Araújo, 1991), com temperaturas médias anuais superiores a 20°C e precipitações, que embora sofressem oscilações mais vincadas, seriam superiores a 1500mm.

Na fase final deste período, ter-se-ia verificado uma evolução climática gradual, embora com fases de recorrência, para um clima temperado de estações contrastadas. Esta fase ter-se-á mantido até ao Pliocénico inferior, mas, provavelmente, com um acréscimo de pluviosidade. Durante o Pliocénico superior (Biber?) verificar-se-ia uma degradação progressiva do coberto vegetal, provavelmente como resposta a uma maior secura associada a uma diminuição das temperaturas e precipitação (J. Pais, 1989; M. Araújo, 1991).

A partir deste período, assiste-se a um agravamento das condições ambientais, marcando o início das oscilações climáticas que se mantêm ao longo do Quaternário.

Alguns autores (H. Elhaï, 1968; M. Braga, 1988; J. Pais, 1989) sugerem que, durante o Vilafranquiano, se assistiu a uma alternância entre climas frios e temperados. Estes últimos seriam relativamente quentes e húmidos, correspondentes aos períodos inter-glaciares da base do Quaternário.

Houve momentos no Quaternário em Portugal onde se verificou um decréscimo brutal das temperaturas (cerca de 15°C abaixo dos valores médios registados nos períodos interglaciares), J. Dias (1987) citado por M. Araújo (1991), desenvolvendo fenómenos de periglacialismo associados a uma mutação muito rápida, entre fases frias e quentes.

Os períodos glaciares parecem terem sofrido alternância entre etapas de frio seco e frio húmido (inter-estádios), com implicações nos processos morfogenéticos e na alteração (S. Daveau, 1973; F. Rebelo, 1985).

Pelas características mineralógicas das fracções finas dos depósitos, teríamos necessariamente que associar a génese destes depósitos a climas quentes e húmidos, capazes de justificar valores tão elevados de caulinite e de gibsite, associados à presença muito reduzida de minerais primários.

A caulinite e a gibsite poderiam ser heranças de paleoclimas de cariz tropical ou subtropical, provavelmente do Neogénico, quando a hidrólise era intensa. No entanto, cremos que a sua formação estará também relacionada com aspectos geográficos específicos, favoráveis à sua formação. Em locais de boa drenagem, a sílica e os catiões solúveis das rochas seriam removidos, e os produtos da meteorização seriam enriquecidos em alumínio, favorecendo a formação de caulinite e a degradação dos minerais primários. Nos sectores das vertentes em que a drenagem fosse ainda melhor e o processo de meteorização mais prolongado, mais sílica seria removida e mais alumínio poderia ser concentrado, originando a presença da gibsite.



Est. 19 A regularização do perfil de Sapelos pelo depósito, nível superior (cor mais avermelhada) e inferior.

Os calhaus de quartzito e de quartzo, incluídos na matriz do depósito, resultariam do desmantelamento da crista e do filão quartzoso que coroam a superfície, a 100-200m de distância, em períodos de maior rexistasia, capazes de acelerar o processo de desmantelamento da crista, intercalado por períodos mais quentes e húmidos (Vilafranquiano?), capaz de transportar a grande maioria dos calhaus que preenchem a matriz dos depósitos, movimentados por solifluxão.

No entanto, alguns problemas inerentes às características dos próprios depósitos colocam sérios problemas a esta hipótese. O primeiro, relaciona-se com a compactação dos depósitos. Embora se encontrem consolidados, não apresentam uma compactação suficientemente forte comparativamente com alguns depósitos contemporâneos ao início do Quaternário.

Outro problema relaciona-se com a percentagem da matriz silto-argilosa. Se analisarmos as curvas granulométricas, verificamos que a fracção silto-argilosa não ultrapassa os 5%.

Em condições de clima de forte humidade e temperaturas elevadas, a percentagem da fracção lítica teria que ser necessariamente mais elevada. É da maior importância comparar a percentagem da fracção argilosa com a natureza da fracção. A percentagem desta na matriz do depósito é muito semelhante à do perfil que o regulariza.

Mas como justificar os valores tão elevados de caulinite e gibsite? Uma das limitações das argilas como indicador paleoclimático está relacionada com as modificações pós-deposicionais frequentes a que os minerais argilosos estão sujeitos. A capacidade de um depósito experimentar novas alterações, pode de facto ocorrer se as condições físicas e químicas se alterarem (Ollier, 1975).



Est. 20 Em segundo plano observa-se uma crista quartzítica dissecada por um ravinamento.

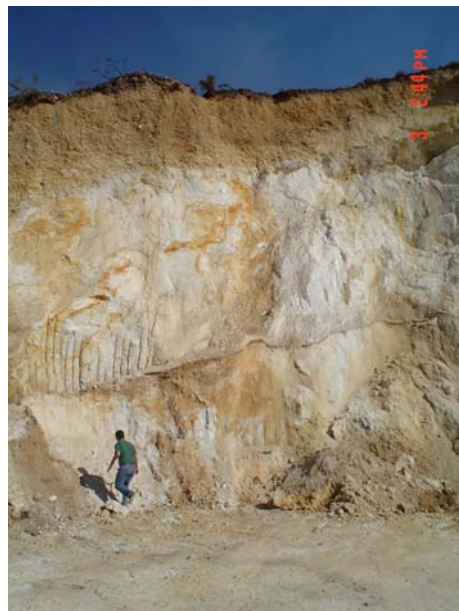
A neoformação de caulinite e gibsite pode ser resultado da existência de condições de boa drenagem e precipitação abundante. E isto é particularmente válido para a gibsite, que parece assumir um cariz muito pouco “zonal”, uma vez que ocorre nas regiões temperadas, desde que a precipitação seja abundante e esteja associada a uma boa drenagem (Macias *et al*, 1980).

Verifica-se que o nível superior do depósito, apresenta valores mais baixos da fracção silto-argilosa do que o nível inferior. No entanto, no nível inferior a percentagem de gibsite é praticamente nula. Este facto poderá reforçar a ideia de que a gibsite no nível superior, mais próxima do solo, terá sido resultado principalmente de neoformação, caso contrário, seria de esperar uma percentagem mais elevada de fracção silto-argilosa na matriz do depósito.

É muito provável que a gênese do depósito esteja relacionada até com movimentos recentes em massa, envolvendo material na sua matriz resultante do manto de alteração. As características granulométricas e mineralógicas apresentam valores mais idênticos aos valores do perfil que o regulariza. Por outro lado, posteriormente à gênese do depósito, poderá ter ocorrido a rubefacção do depósito, graças a condições que justificarão a elevada percentagem de minerais de caulinite e gibsite, principalmente no nível superior.

3.3.2. As características do granito em W5

O granito encontra-se completamente alterado (RA), os feldspatos esboroam-se dando origem a uma massa esbranquiçada e as biotites apresentam uma franca descoloração. O quartzo é o único elemento que se conserva mais ou menos inalterado. Observa-se, no entanto, que este apresenta já uma auréola constituída por uma massa amorfa, como sinal de alteração.



Est. 21 Perfil de Sapelos.

O perfil surge no seu todo com uma cor branca-amarelada, manchada em determinados sectores por óxidos de ferro que lhe conferem uma cor avermelhada. Apresenta-se como uma massa rochosa em fase de decomposição avançada, que se desagrega na maioria dos sectores sob pressão dos dedos. É possível, todavia, observar ainda a presença de bolas graníticas imbricadas no *fabric* do perfil.

A presença destas *bolas* ao longo do perfil significa maior resistência, mantendo a rocha uma coloração mais clara (branco-acinzentado). As capas de alteração esferoidais, marginais, já são praticamente imperceptíveis, embora, estejam, por vezes, matizadas por óxidos de ferro.

O granito cede muito facilmente pela força das mãos. Os feldspatos esboroam-se com os dedos, as biotites apresentam uma auréola ferruginosa, evidenciando uma forte descoloração. As moscovites evidenciam perda do seu brilho inicial, mas apresentam maior resistência juntamente com os minerais de quartzo.

3.3.2.1. Análise granulométrica

A amostra recolhida para análise granulométrica foi retirada na base do perfil, a cerca de 5 metros de profundidade. Uma vez que o número de amostras mineralógicas e químicas era limitado, não foi possível recolher mais amostras noutras sectores do perfil.

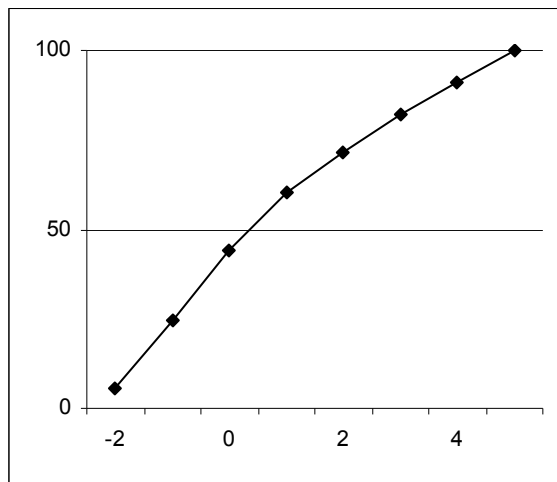


Fig. 58 Curva granulométrica do perfil de Sapelos.

No entanto, dada a relativa homogeneidade do perfil, a amostra parece espelhar as suas características.

A forte alteração do granito é bem evidenciada no que respeita às características granulométricas. A percentagem da fracção silto-argilosa é cerca de 10% da fracção total. Por si só, este facto constitui um excelente indicador de alteração do granito.

O valor da mediana (M_d) é de 0,8mm. Os valores de Q_1 e Q_3 são respectivamente 2mm e 0,2mm. No terreno, verificámos que os vários cristais de feldspato se apresentavam fortemente alterados, o que terá contribuído para a elevada percentagem da fracção silto-argilosa a par das plagioclases e da biotite, minerais que evidenciavam maior alteração.

Verifica-se, ainda, uma excelente calibragem das diferentes fracções granulométricas e a ausência de pedaços de rocha não desagregada, o que justifica os valores baixos da mediana (M_d) e, principalmente, do Q_1 .

3.3.2.2. Composição mineralógica

Foram feitas análises mineralógicas por difracção de raios X a diferentes fracções granulométricas: fracção 0,125mm, fracção silto-argilosa e fracção argilosa em amostras colhidas no mesmo sector da amostra para tratamento granulométrico e químico.

Fracção 0,125mm

Do ponto de vista mineralógico, a fracção 0,125mm é constituída, principalmente, por caulinite (43%), micas (21%), feldspato potássico (13%), feldspato sódico (13%) e quartzo (9%).

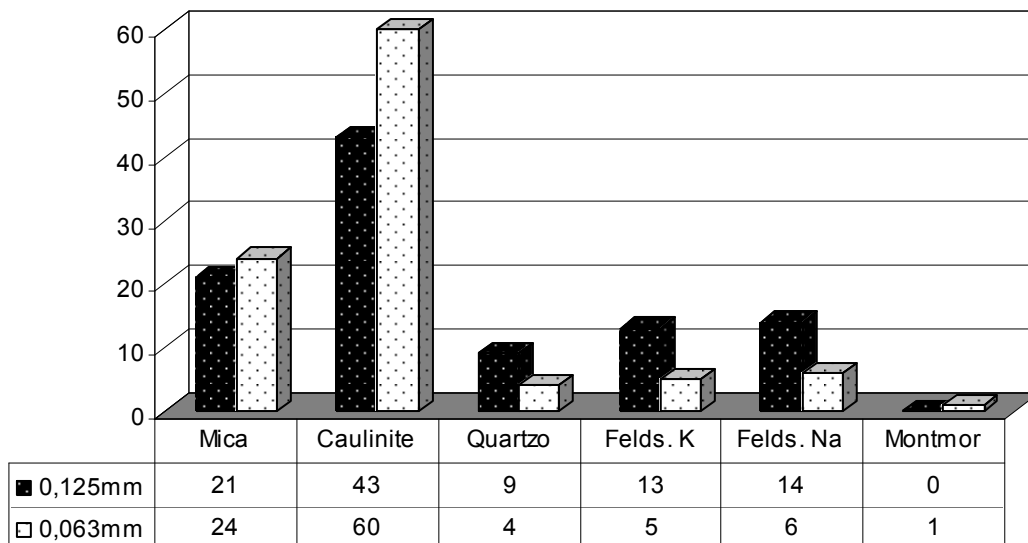


Fig. 59 Análise mineralógica da fracção 0,125mm e da fracção silto-argilosa, em percentagem.

A caulinite é o mineral mais abundante, justificado em parte pela forte circulação de água no perfil de alteração. A hidrólise terá removido um elevado número de catiões básicos e permitido a acumulação de sílica.

Fracção silto-argilosa

A fracção silto-argilosa apresenta características mineralógicas muito semelhantes à fracção 0,125mm. Os minerais representados no perfil são a caulinite (60%), as micas (24%), o feldspato sódico (6%), o feldspato potássico (5%) e o quartzo (4%).

Em comparação com a fracção 0,125mm, verifica-se um aumento da caulinite, provavelmente como resultado da degradação dos feldspatos sódico e potássico e do quartzo, em especial nas fracções mais finas.

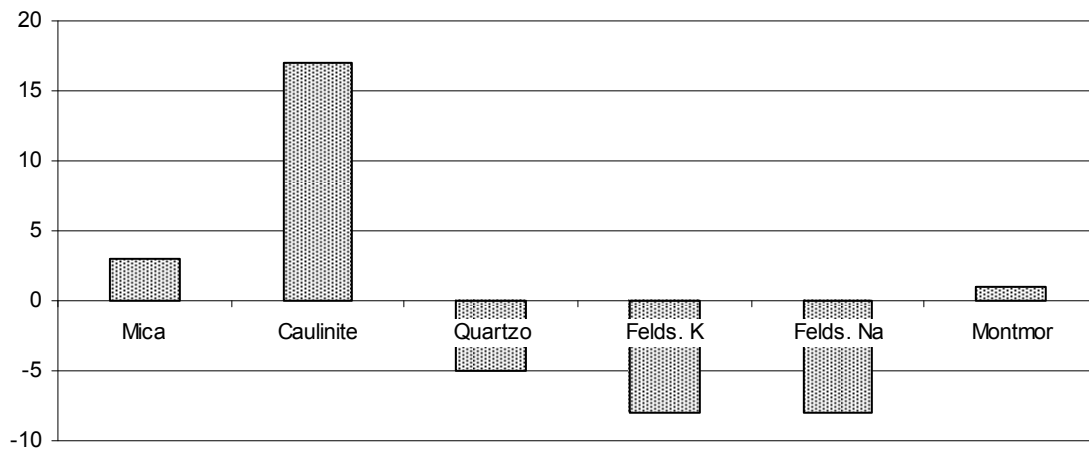


Fig. 60 Variação mineralógica comparando os valores da fracção silto-argilosa com a fracção 0,125mm.

A percentagem de micas é muito semelhante, embora se registre um ligeiro aumento da sua percentagem nesta fracção em comparação com a fracção 0,125mm.

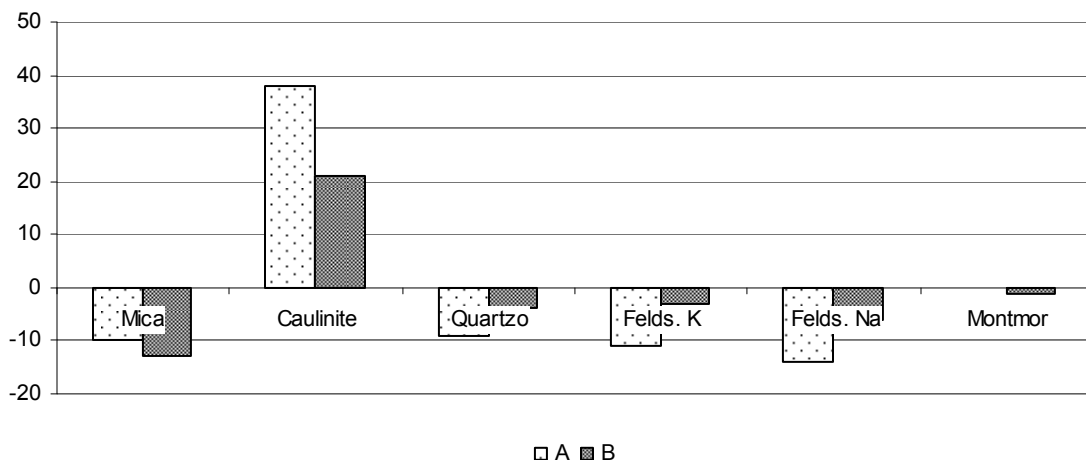
Fracção argilosa

A fracção argilosa é constituída, maioritariamente, por caulinite, cerca de 81% da fracção total. A percentagem de quartzo e de feldspatos é nula, indicando uma degradação destes minerais. A percentagem de micas é de 11%, sugerindo maior resistência à alteração.

Na figura 61, comparam-se os índices mineralógicos A e B em que:

A = % mineralógica da fracção inf.2 μ – % mineralógica fracção 0,125mm;

B = % mineralógica da fracção inf.2 μ – % mineralógica fracção silto-argilosa.



A = % mineralógica da fracção inf.2 μ – % mineralógica fracção 0,125mm; B = % mineralógica da fracção inf.2 μ – % mineralógica fracção silto-argilosa.

Fig. 61 Comparação mineralógica da fracção argilosa com as fracções 0,125mm (A) e a fracção silto-argilosa (B).

Verifica-se que, à medida que a granulometria se torna mais fina, a percentagem de caulinite vai aumentando, o que denota um comportamento inverso a todos os restantes minerais. O quartzo e as micas vão diminuindo, tal como os feldspatos, principalmente, o feldspato potássico.

Se considerarmos a elevada percentagem relativa da fracção silto-argilosa na matriz do perfil, verificamos que este revela um estado de meteorização avançado. Este avanço reflecte-se, principalmente, na degradação muito intensa dos feldspatos e das micas (principalmente a biotite), originando caulinite. Verifica-se, ainda, uma percentagem muito reduzida de minerais primários na fracção lítica do perfil.

Posteriormente, realizou-se a análise química da rocha tal qual do perfil, no sentido de avaliar as variações químicas, calcular alguns índices de meteorização e conhecer a mobilidade relativa de alguns catiões.

2.3.2.3. Aspectos químicos da meteorização

Através da análise química por fluorescência de raios X determinou-se o teor de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ da amostra W5 recolhida a cerca de 5 metros de profundidade.

Análise química	
	W5
SiO ₂	72,00
Al ₂ O ₃	16,24
Fe total (Fe ₂ O ₃)	0,78
MnO	0,02
CaO	0,12
MgO	0,28
Na ₂ O	1,40
K ₂ O	5,49
TiO ₂	0,17
P ₂ O ₅	0,13
P. rubro	3,15

Tabela 7 Análise química de W5, em valores percentuais.

A partir dos resultados obtidos e, em comparação com a rocha sã, foi possível calcular alguns índices no sentido de avaliar o nível de meteorização do granito alterado.

	ba1	ba	ba2	ba3	WPI	PI	WI	a	b	b1	ki	kr	sf
W5	0,42	0,43	0,02	0,36	7,56	0,81	0,91	3,92	20,82	95,53	4,43	4,23	92,31

Tabela 8 Cálculo de alguns índices de meteorização para W5.

Verificam-se ganhos de sílica, K₂O e alumínio face à rocha sã e perdas consideráveis de Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O e TiO₂. Os ganhos de alumínio parecem ser comuns a todos os perfis, estando a acumulação deste óxido relacionada com a retenção nos produtos da meteorização.

Os elementos que registam maiores perdas são, especialmente, o Na₂O e o CaO. O aumento do K₂O está relacionado, provavelmente, com a degradação preferencial das plagioclases em relação ao feldspato potássico. O facto do K₂O sofrer ganhos, poderá resultar ainda da existência de megacristais de feldspato potássico que, ainda que alterados, permanecem no seio do perfil.

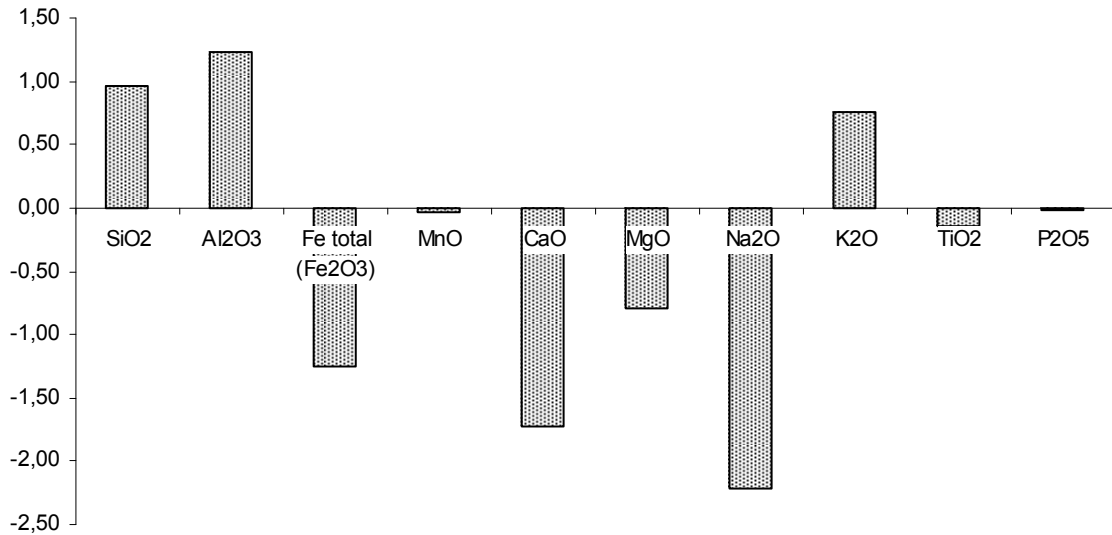


Fig. 62 Comparação química entre a rocha sã e o granito em W5.

Regista-se ainda um acréscimo de sílica e de alumínio. A relação SiO₂ / Al₂O₃ indica um processo de bissialitização (C. Gomes, 1988) que, no entanto, não é evidenciado nas análises mineralógicas. Estas apenas indicam um processo de monossialitização. No sentido de quantificar o grau de meteorização utilizou-se, mais uma vez, o índice de lixiviação β , que assume os valores entre 0 e 1, para a rocha completamente alterada e sã, respectivamente, expresso por:

$$\beta = ba_1 W5 / Ba_1 GC$$

Como não foi possível dispor da análise química da rocha sã recolhida no próprio local, comparou-se com os valores obtidos para o granito de Chaves (GC).

Obteve-se um valor β de 0,76. Cremos que este valor não corresponde à realidade uma vez que o horizonte de comparação é o granito de Chaves (GC) e não uma amostra de rocha sã recolhida no local. Se compararmos este valor com o valor ba_1 (0,46), este fará prever um valor mais elevado para o índice de lixiviação.

4. SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Do estudo dos diferentes perfis é possível reter algumas matrizes gerais da meteorização dos granitos na área de estudo.

4.1. Características do granito em W3

O granito medianamente alterado (MeA) foi observado no perfil do Souto. A rocha apresenta ainda aspecto relativamente fresco, é compacta, bastante resistente e difícil de partir com o martelo. Alguns minerais apresentam perda de brilho e cor inicial, particularmente as biotites, que apresentam, muitos vezes, um anel de cor de origem ferruginosa, indicando a presença de óxidos de ferro como sinal de alteração. A meteorização inicia-se, em geral, pelos planos de macla e de clivagem, sendo a plagioclase e a biotite particularmente sensíveis, contrastando com o quartzo e a moscovite, mais resistentes.

4.2. Características do granito em W4

O granito em W4 corresponde também ao do perfil do Souto, no sector mais alterado, apresentando-se já muito alterado (muA). O avanço da meteorização é evidenciado, principalmente, pela decomposição dos feldspatos, que se esboroam quase sempre com os dedos, ainda que, por vezes, com alguma dificuldade, desenvolvendo uma estrutura porosa algo incipiente, verificada pelo aumento da percentagem silto-argilosa na matriz do perfil.

4.3. Características do granito em W5

O granito decomposto (D) é observado nos perfis de Sapelo e Sapiões. Apresenta uma textura claramente porosa, evidenciada pelo aumento da percentagem da fracção silto-argilosa na matriz dos perfis.

Os minerais micáceos apresentam uma crescente esfoliação. O quartzo surge mais baixo, por vezes acompanhado de uma auréola de sílica amorfa, com fracturação, tal como a moscovite. Os feldspatos apresentam-se muito alterados, sendo possível observar megacristais deste material embutido na matriz dos perfis. A meteorização tende a homogeneizar a massa do solo.

4.4. Características granulométricas

O avanço da meteorização é acompanhado pela diminuição do tamanho dos grãos e pelo aumento da percentagem silto-argilosa. No entanto, em nenhum perfil esta fracção ultrapassou os 10% da fracção total.

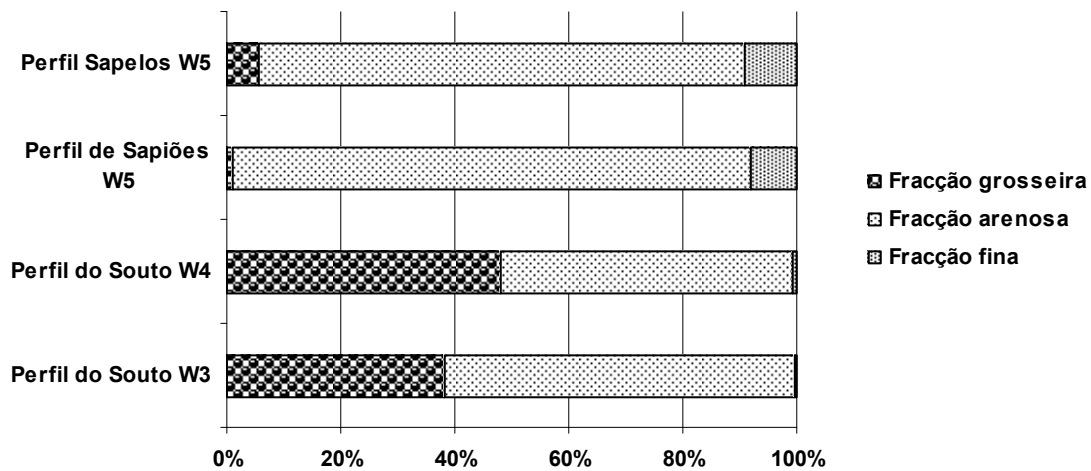


Fig. 63 Análise granulométrica dos perfis analisados.

Da análise granulométrica dos diferentes perfis, verifica-se que, é principalmente o aumento da fracção silto-argilosa que melhor reflecte o avanço da meteorização, fruto da degradação preferencial das plagioclases e das biotites, conferindo uma textura porosa à rocha.

A fracção arenosa reflecte, por vezes, a textura inicial da rocha e a fracção superior a 4mm incorpora frequentemente pedaços de rocha não desagregada. Verifica-se também que, com o avanço da meteorização, a granulometria torna-se gradualmente mais calibrada, evidenciando uma crescente homogeneização do perfil de alteração numa massa-solo.

4.5. Características mineralógicas

A análise mineralógica das fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa indica que a passagem de W3 para W4 é acompanhada por um processo bissialítico, com desenvolvimento, principalmente, da montmorilonite nas fracções mais finas dos perfis. O avanço de W4 para W5 é acompanhado por um processo de monossilização, verificando-se um aumento da caulinite. Em nenhum perfil se observou a presença considerável de gibsite, sugerindo um processo de alitização.

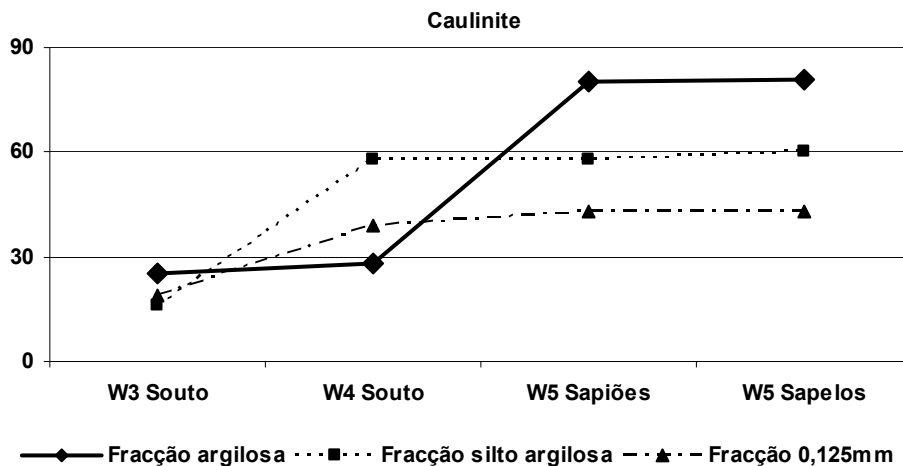


Fig. 64 Comportamento da caulinite nos diferentes granitos em função da fracção granulométrica.

O aumento da caulinite é acompanhado pela diminuição da montmorilonite, o que indica que o avanço da meteorização permite maior remoção de sílica e maior acumulação de alumínio. A parte da sílica que não é removida combina-se com a alumina, originando caulinite.

A figura 65 compara a presença da caulinite com a montmorilonite a partir das diferentes amostras dos diferentes perfis da fracção argilosa. Os resultados são apresentados a partir do escalonamento em sentido decrescente de caulinite:

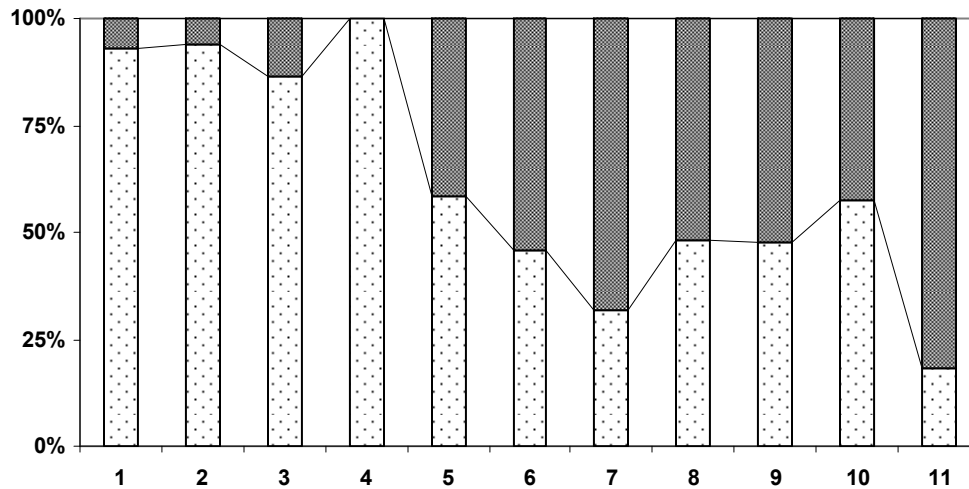


Fig. 65 Comportamento da montmorilonite e da caulinite nas diferentes amostras analisadas, a negro a caulinite e a cinza a montmorilonite.

O aumento da percentagem de caulinite é ainda acompanhado na maioria das vezes, pela diminuição de minerais primários, principalmente, dos feldspatos sódico e potássico e do quartzo.

4.5.1. Comportamento do feldspato potássico

O feldspato potássico apresenta maior resistência ao avanço da meteorização do que o feldspato sódico. Nos perfis de Sapelos e do Souto registam-se as maiores perdas, acompanhadas do aumento da caulinite. Por outro lado, à medida que a meteorização avança (W5) o comportamento do feldspato potássico responde menos à variação granulométrica (fracção 0,125mm, silto-argilosa e argilosa), apresentando valores muito semelhantes nas diferentes fracções.

4.5.2. Feldspato sódico

O feldspato sódico apresenta uma grande vulnerabilidade ao avanço da meteorização, registando perdas elevadas como resposta à degradação das plagioclases. Assiste-se a uma descida muito pronunciada deste mineral entre W3 e W4. Do ponto de vista granulométrico, as fracções mais ricas em feldspato sódico são as fracções silto-argilosa e argilosa.

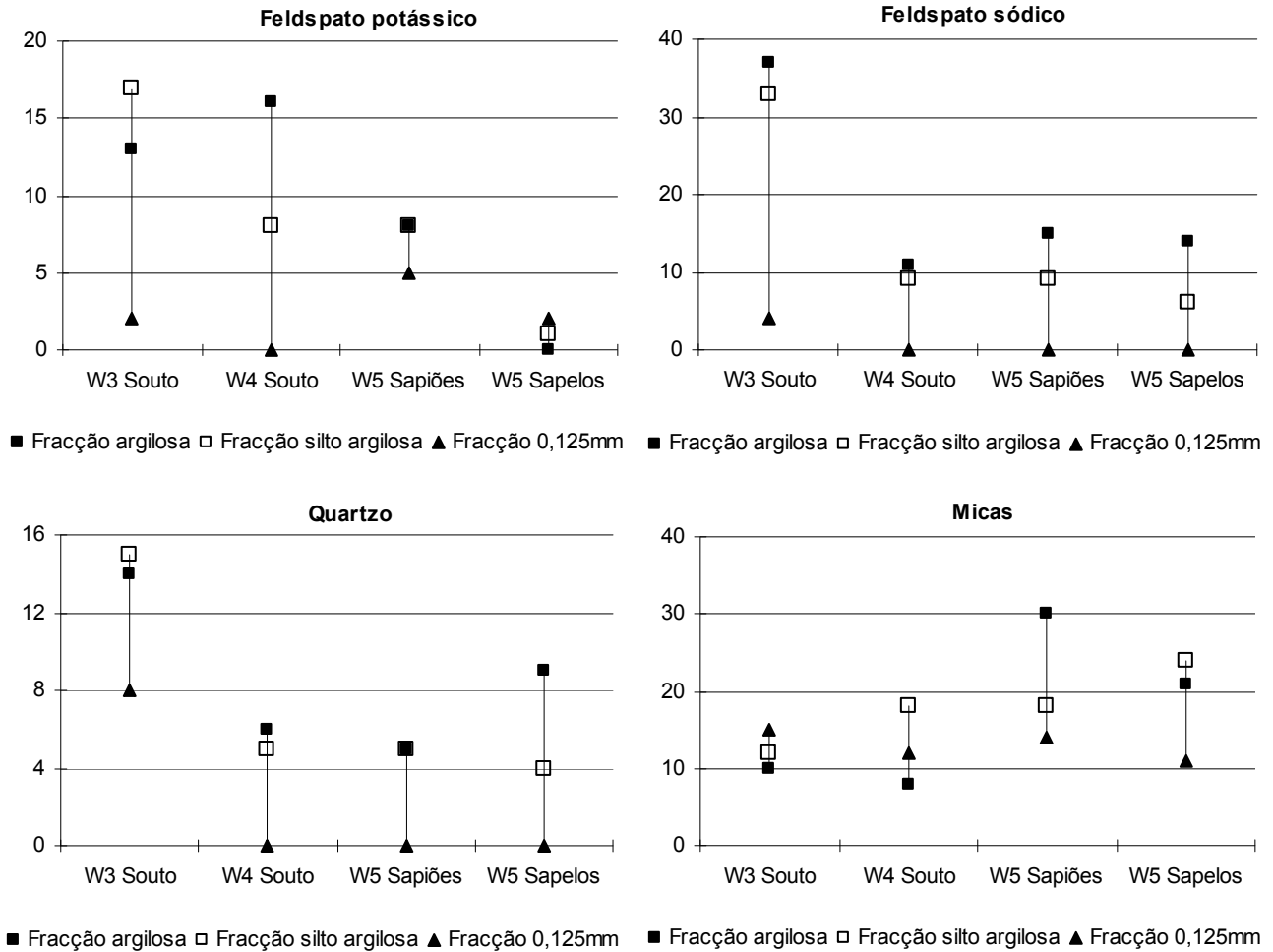


Fig. 66 Comportamento mineralógico dos diferentes granitos em função da fracção granulométrica, valores em percentagem.

Com o avanço da meteorização, verifica-se uma descida da percentagem de feldspato sódico acompanhada de uma homogeneização da sua percentagem em relação às fracções granulométricas argilosa, silto-argilosa e $0,125\text{mm}$.

4.5.3. Quartzo

A diminuição do quartzo nas fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa verifica-se, principalmente, na passagem para o granito W4. Os minerais de quartzo parecem resistir ao avanço da meteorização até W3 e só em estados mais avançados de meteorização, a sua percentagem começa a diminuir. Ao nível do granito W5 dos perfis do Souto e de Sapiões, os valores são semelhantes. No entanto, o perfil de Sapelos regista valores ligeiramente mais elevados da sua percentagem relativamente à fracção argilosa.

A remoção de quartzo nesta fracção granulométrica, mais eficaz nos perfis W4 (Souto) e W5 (Sapiões), poderá corresponder à influência das litoclastes na remoção deste mineral, ao funcionarem como goteiras de canalização preferencial de água, favorecendo a lixiviação nestes sectores. Note-se que é no perfil de Sapiões (W5) que se registam perdas mais significativas de SiO₂.

O comportamento das micas nas fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa é irregular.

4.6. Aspectos químicos

Os resultados obtidos das análises realizadas seguem, em linhas gerais, uma evolução observada por alguns autores em estudos de meteorização de rochas granitóides. A meteorização envolve, numa primeira fase, a lixiviação de elementos alcalinos e alcalino-terrosos e, numa fase posterior, a lixiviação gradual de silício e acumulação de sesquióxidos (Sueoka, 1988).

Utilizando uma metodologia adoptada por alguns autores (F. Seddoh, 1973; L. Soares, 1992), dividiram-se em três grupos os vários componentes químicos, consoante evidenciam variações regulares positivas, negativas ou variações irregulares, analisadas em função do estado de meteorização do granito.

4.6.1. Elementos com variação positiva

O Al_2O_3 regista ganhos com o avanço da meteorização, resultado da alteração da rocha, principalmente, da plagioclase e da biotite, contribuindo para retenção deste óxido nos produtos da meteorização. Este facto terá contribuído para o aumento de minerais como a caulinite na fracção argilosa da matriz dos perfis. Os ganhos maiores registam-se em W5 e os menores em W3, sugerindo uma relação directa com os diferentes estados de meteorização.

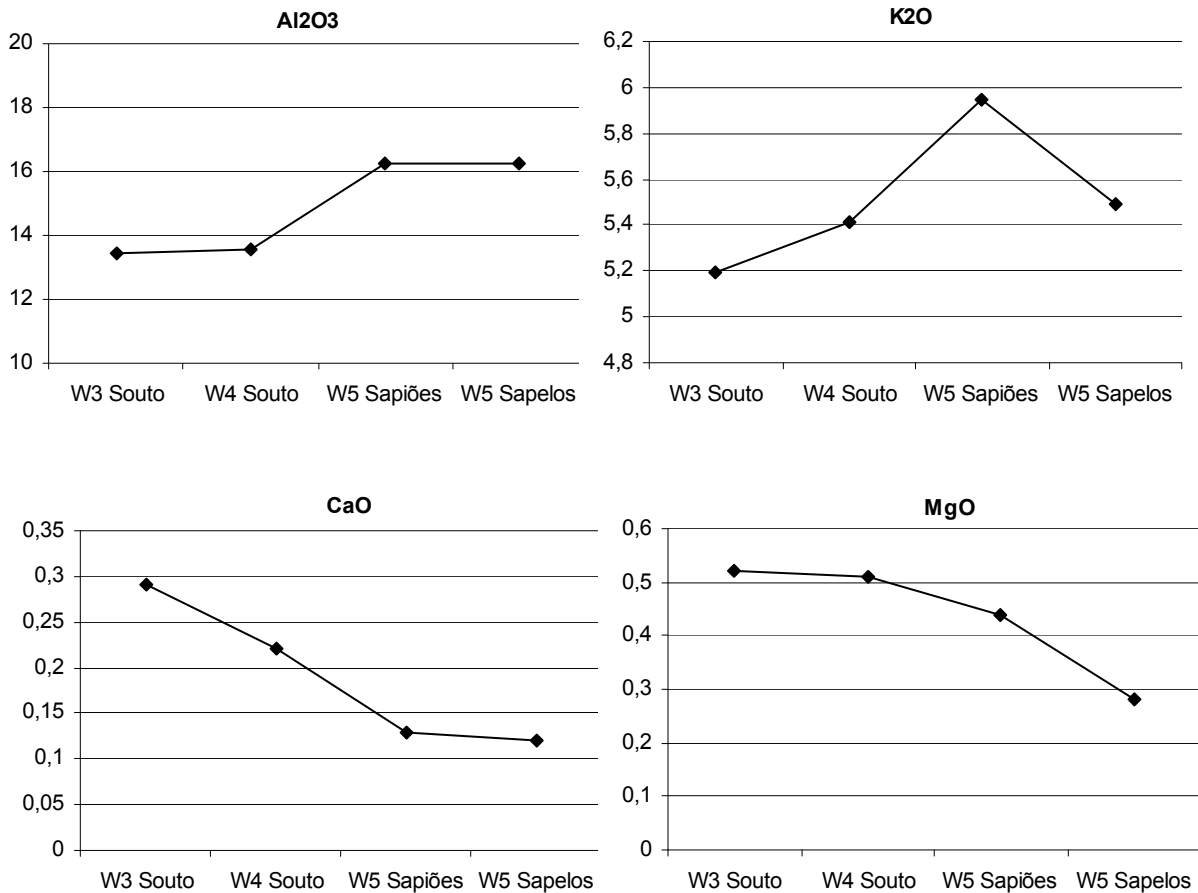


Fig. 67 Comportamento dos elementos Al_2O_3 , K_2O , CaO e MgO nos diferentes granitos.

Verificam-se ganhos de K_2O com o avanço da meteorização, relacionado, principalmente, com a maior resistência de feldspato potássico em relação às plagioclases, aumentando assim a sua percentagem relativa nos perfis.

4.6.2. Elementos com variação negativa

Segundo Sueoka (1988), a meteorização envolve, numa primeira fase, a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, como já o tínhamos referido. Na área de estudo, os elementos que mais perdas registam com o avanço meteórico são o CaO e o MgO.

4.6.3 Elementos com variação irregular

Este é o grupo que mais elementos inclui, evidenciando o comportamento irregular da maioria dos elementos químicos. A SiO₂ evidencia ganhos na passagem de W3 para W4, mas baixa em W5. Este facto poderá indicar, que, só em estados mais avançados de meteorização, se verifica a lixiviação da sílica.

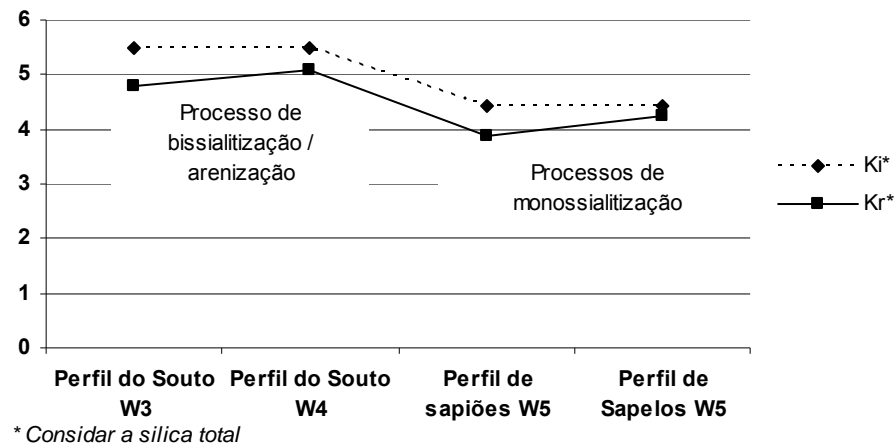


Fig. 68 Análise dos índices químicos de meteorização Ki e Kr.

Ao relacionar este comportamento com o comportamento mineralógico da fracção argilosa, a passagem W3 para W4 é caracterizada por um processo de bissialitização. As fracções lítica e silto-argilosa apresentam uma elevada percentagem de montmorilonite. Em W5 verificam-se perdas de sílica acompanhadas de percentagens elevadas de caulinite nas mesmas fracções granulométricas, evidenciando um processo de monossialitização.

Os índices K_i e K_r relacionam o comportamento da Si_2O e Al_2O_3 ($K_i=Si_2O/Al_2O_3$) e os elementos Si_2O , Fe_2O_3 e Al_2O_3 ($K_r=Si_2O/Al_2O_3+Fe_2O_3$). Observa-se que a perda de sílica é geralmente acompanhada do aumento da alumina.

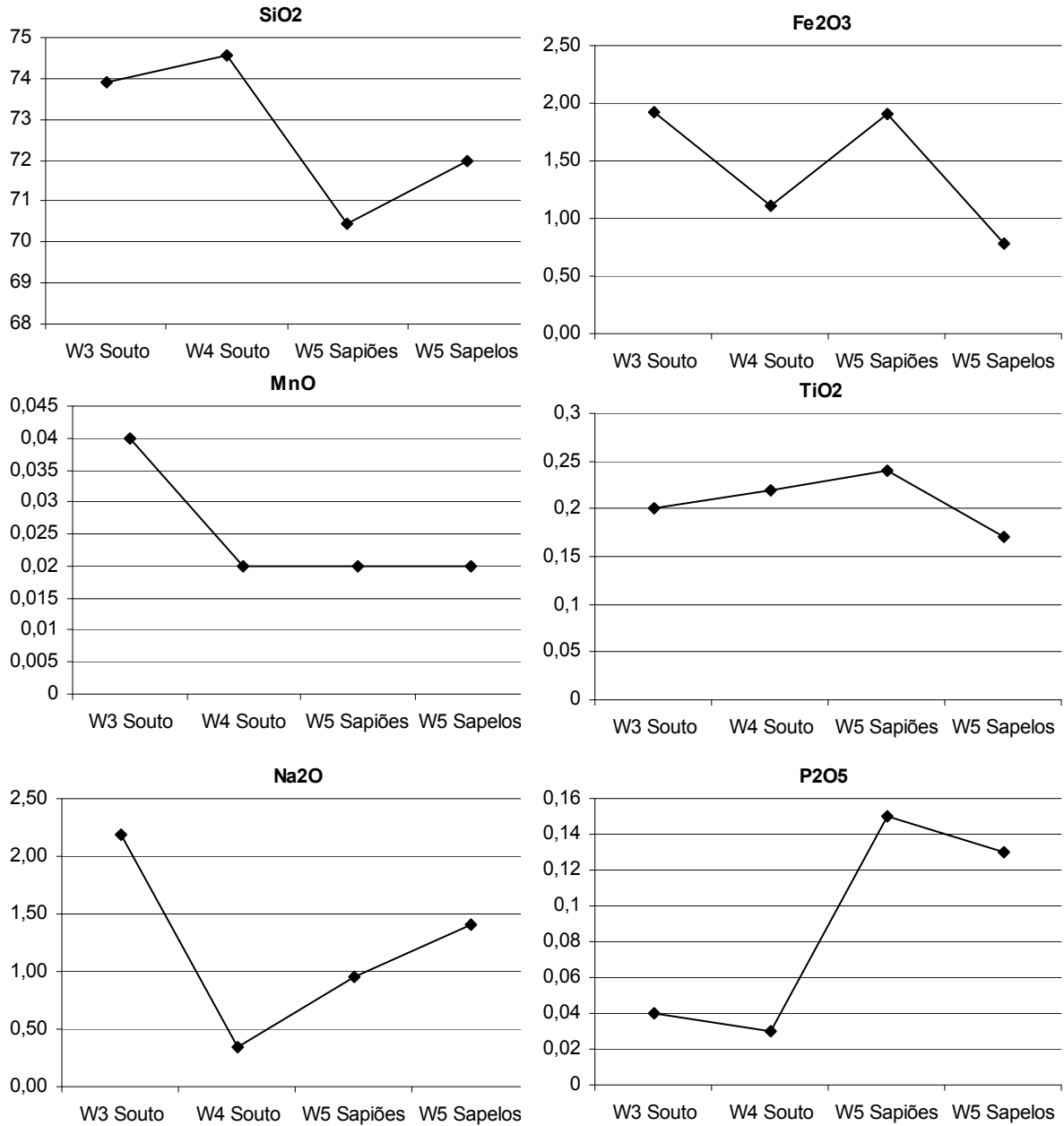


Fig. 69 Comportamento dos elementos químicos SiO₂, Fe₂O₃, MnO, TiO₂, Na₂O e P₂O₅ para os diferentes granitos.

As perdas de SiO₂ mais elevadas registam-se no perfil de Sapelos e poderão estar relacionadas com a acção da tectónica. A caixa de falha poderá funcionar como goteira, favorecendo a infiltração e percolação das águas e ainda, a remoção deste elemento.

O comportamento do Fe₂O₃ é irregular ao longo dos diferentes perfis analisados. Na análise macroscópica observa-se quase sempre a presença de oxidação em torno das biotites, evidenciada especialmente no granito em W3 (perfil do Souto) e em W5 (perfil de Sapiões). No entanto, o comportamento deste elemento perante os diferentes estados de meteorização do granito não é claro. O MnO diminui na passagem de W3 para W4, mantendo valores percentuais idênticos nos perfis de Sapelos e Sapiões (W5).

Por último, em relação ao P₂O₅ verifica-se que os perfis mais meteorizados (W5) registam um aumento deste elemento comparativamente com o granito em W3 e W4.

4.7. Linhas gerais da meteorização

Do ponto de vista geral, o processo de meteorização obedece a determinadas modificações a nível físico, mineralógico e químico, relativamente comuns a todos os perfis.

No entanto, são inúmeras as especificidades intrínsecas a cada perfil, aí interferindo variadíssimos factores. Seria necessário a realização de mais análises e o estudo de mais perfis para se obterem conclusões mais seguras. No entanto, é possível definir alguns traços gerais do avanço da meteorização nas rochas granitóides na área de estudo.

Do ponto de vista físico, o avanço da meteorização é acompanhado por uma perda da coesão da rocha, acompanhada de uma crescente porosidade da mesma. Do ponto de vista granulométrico, aumenta a percentagem da fracção fina, muito especialmente da fracção silto-argilosa.

Ao nível mineralógico, verifica-se uma diminuição das plagioclases e da biotite com o avanço da meteorização. O feldspato potássico mostra-se mais resistente, assim como o quartzo e a moscovite.

Pela análise das fracções 0,125mm, silto-argilosa e argilosa, verificou-se que o avanço da meteorização caracteriza-se pelo aumento dos minerais secundários e diminuição generalizada dos minerais primários. Numa primeira fase da meteorização, predomina a montmorilonite nas fracções silto-argilosa e argilosa, indicando um processo predominantemente de arenização/bissialitização, em fases mais avançadas de alteração, verifica-se o avanço da caulinite, sugerindo um processo de monossialitização dos perfis.

Do ponto de vista químico, o avanço da meteorização é acompanhado por perdas significativas de CaO e MgO (reflectindo uma degradação preferencial das biotites e da plagioclase) acompanhada de ganhos de Al_2O_3 (relacionado com o facto deste óxido ficar retido em grande parte nos produtos da meteorização). A sílica apresenta um comportamento irregular, embora se verifiquem perdas nos perfis com estados de meteorização mais elevados.

A espessura dos perfis de meteorização é muito variada tornando praticamente impossível a sua cartografia, pelo menos a uma escala regional⁵⁸.

Por outro lado, o comportamento geotécnico, químico e mineralógico é também muito variado, facilmente influenciado pela existência de pequenas litóclases, diferenciações petrográficas dos granitos, drenagem, aspectos morfoclimáticos, vegetação ou uso do solo. Ficou demonstrado nos perfis analisados, o papel das litóclases como factor fundamental no desenvolvimento da meteorização.

⁵⁸ A cartografia das formações superficiais, principalmente dos perfis de alteração, é possível a uma escala local, destinada a obras de construção ou em minas.

A tectónica favorece a infiltração da água no perfil, facilitando a percolação das águas e aumentando a drenagem. O seu papel é, ainda, responsável pela milonitização do granito (perfil de Sapiões). As litoclases verticais ou sub-verticais possibilitam a meteorização em profundidade (perfil de Sapiões), ao passo que as horizontais ou sub-horizontais são responsáveis por um avanço da meteorização mais localizado (perfil do Souto).

A natureza da rocha influencia as características dos solos a partir de dois sub-factores: a composição e a estrutura. Quanto mais alta tiver for a temperatura e a pressão de cristalização de um mineral, maior é o seu desequilíbrio relativamente às condições ambientais e menor será a sua resistência à meteorização. A série de estabilidade de Goldich (1938) define a maior ou menor susceptibilidade mineralógica face à meteorização.

Na área de estudo, a composição da rocha original não é, provavelmente, o factor decisivo na profundidade da meteorização, mas antes na intensidade de fracturação. Esta controla a velocidade e a sequência da meteorização. Seriam, no entanto, necessárias mais análises e estudar a evolução da meteorização do mesmo granito para se poderem retirar conclusões mais seguras.

Por outro lado, os próprios mantos de alteração são um importante factor para o desenvolvimento do próprio manto de alteração, funcionando como “esponja” ou “penso húmido”, facilitando a decomposição da rocha adjacente, rebaixando o substrato.

Na época estival, os perfis mais espessos permanecem húmidos⁵⁹. Este facto, combinado com temperaturas elevadas, traduz-se em uma meteorização muito activa. No caso do perfil de Sapelos, a existência de uma mina a montante do perfil, terá permitido grandes quantidades de água ao longo da vertente e contribuído ainda mais para o aumento das infiltrações.

⁵⁹ Em trabalhos de campo realizados nos meses de Julho e Agosto, verificamos a elevada presença de água no perfil de Sapelos.

De um modo geral, a superfície basal de alteração não é colocada em evidência, uma vez que os mantos de alteração se encontram quase sempre revestidos por vegetação. No entanto, nas áreas onde a vegetação foi destruída, principalmente pela acção dos incêndios, ocorre a limpeza das alterites, o que desencadeia o aparecimento de *tors*. Este processo é muito comum na área de estudo, e será necessariamente muito importante no desenvolvimento da dinâmica das vertentes e no surgimento de riscos geomorfológicos, nomeadamente ravinamentos e movimentos em massa.

III PARTE

RISCO DE RAVINAMENTO

I

ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES

As rochas granitóides predominam na área de estudo face aos metassedimentos. Globalmente, integram três grupos: os granitos de Pedras Salgadas (GPS), Vila Pouca de Aguiar (GVPA) e de Gouvães da Serra (GGS) que, juntos, formam o denominado Plutão de Vila Pouca (PVP), no sector Norte, o granito de Chaves (GC), integrado nos granitos sin D3, e no sector SE, o granito de Vale das Gatas (GVG), sin D3.

A constituição químico-mineralógica das rochas, em particular dos granitos, interfere ao nível da sua meteorização. Genericamente, granitos pobres em materiais máficos, onde as plagioclases são cálcicas e intermédias, são mais resistentes à meteorização, assim como, quando apresentam valores elevados de feldspatos alcalinos (potássico e albite) e quartzo.

Numa análise geral, a variação dos granitos face à meteorização poder-se-á definir numa escala crescente de alterabilidade de *granitos alcalinos; calco-alcalinos e granodioritos*. Importa pois analisar as suas principais diferenças:

- (i) A percentagem de quartzo não é muito distinta entre os granitos alcalinos e os calco-alcalinos, mas é um pouco inferior nos granodioritos;
- (ii) (Percentagem e características do feldspato). Os granitos alcalinos caracterizam-se pela presença de feldspato potássico e albite (constituem 90% das plagioclases). Nos calco-alcalinos, o teor das plagioclases é mais elevado, dominando os cálcicos e os intermédios. A presença de biotite nos granitos calco-alcalinos e nos granodioritos imprime maior fraqueza à rocha⁶⁰.

⁶⁰ Tal como as plagioclases, a biotite, devido à sua estrutura, sofre uma expansão de volume por hidratação contribuindo para a ruptura da rocha.

- (iii) A presença de sílica é mais abundante nos granitos alcalinos, factor em si suficiente para o controlo da resistência da rocha.
- (iv) O aumento de elementos como o Al_2O_3 , FeO , MgO e o CaO , contribuem para a instabilidade da rocha e conseqüente maior susceptibilidade da rocha à meteorização (estes elementos são mais abundantes nos granitos calco-alcalinos e nos granodioritos).

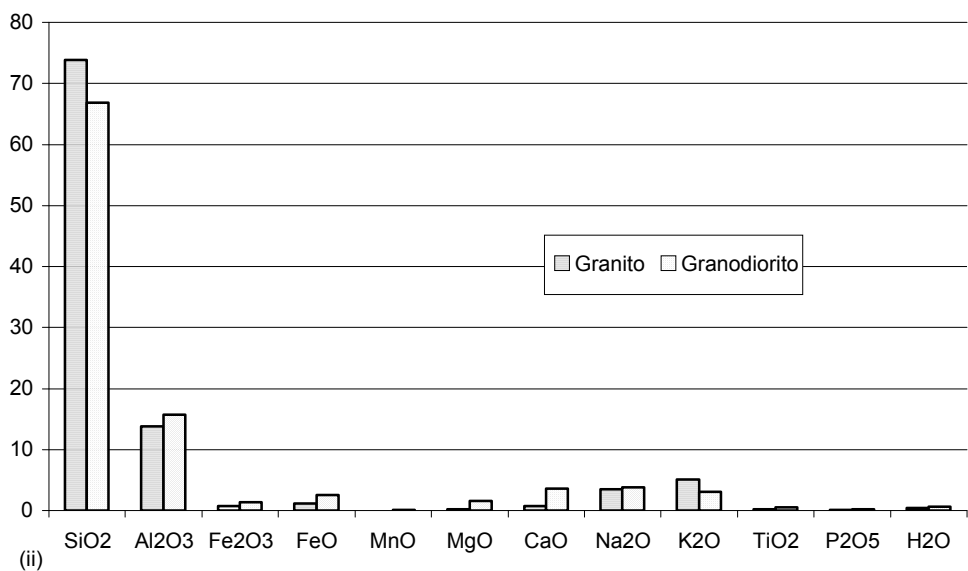
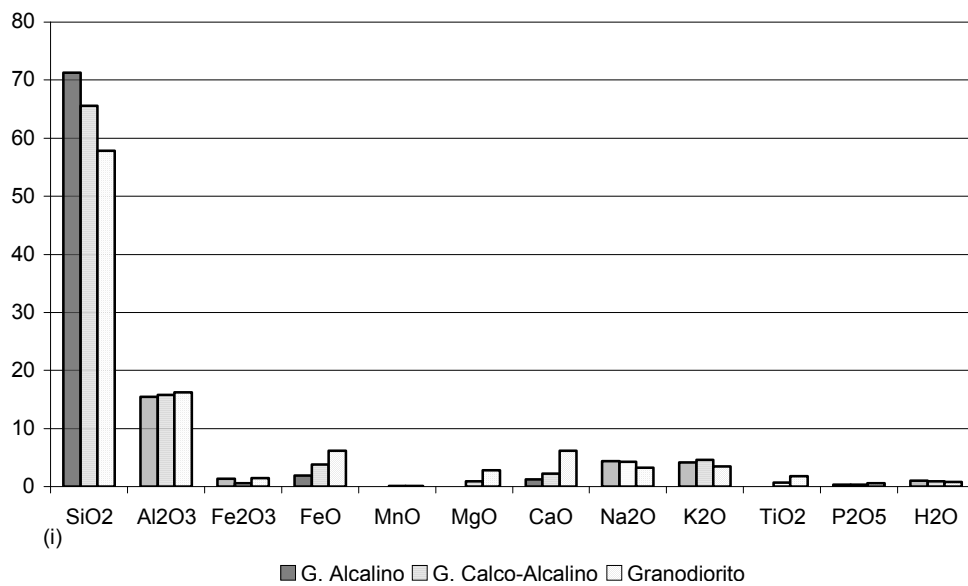


Fig. 70 (i) Composição química média dos granitos alcalinos, calco-alcalinos e granodioritos, segundo C. Assunção (1962), e (ii) composição química média para os granitos e granodioritos, segundo J. Dercourt & J. Paquet (1986).

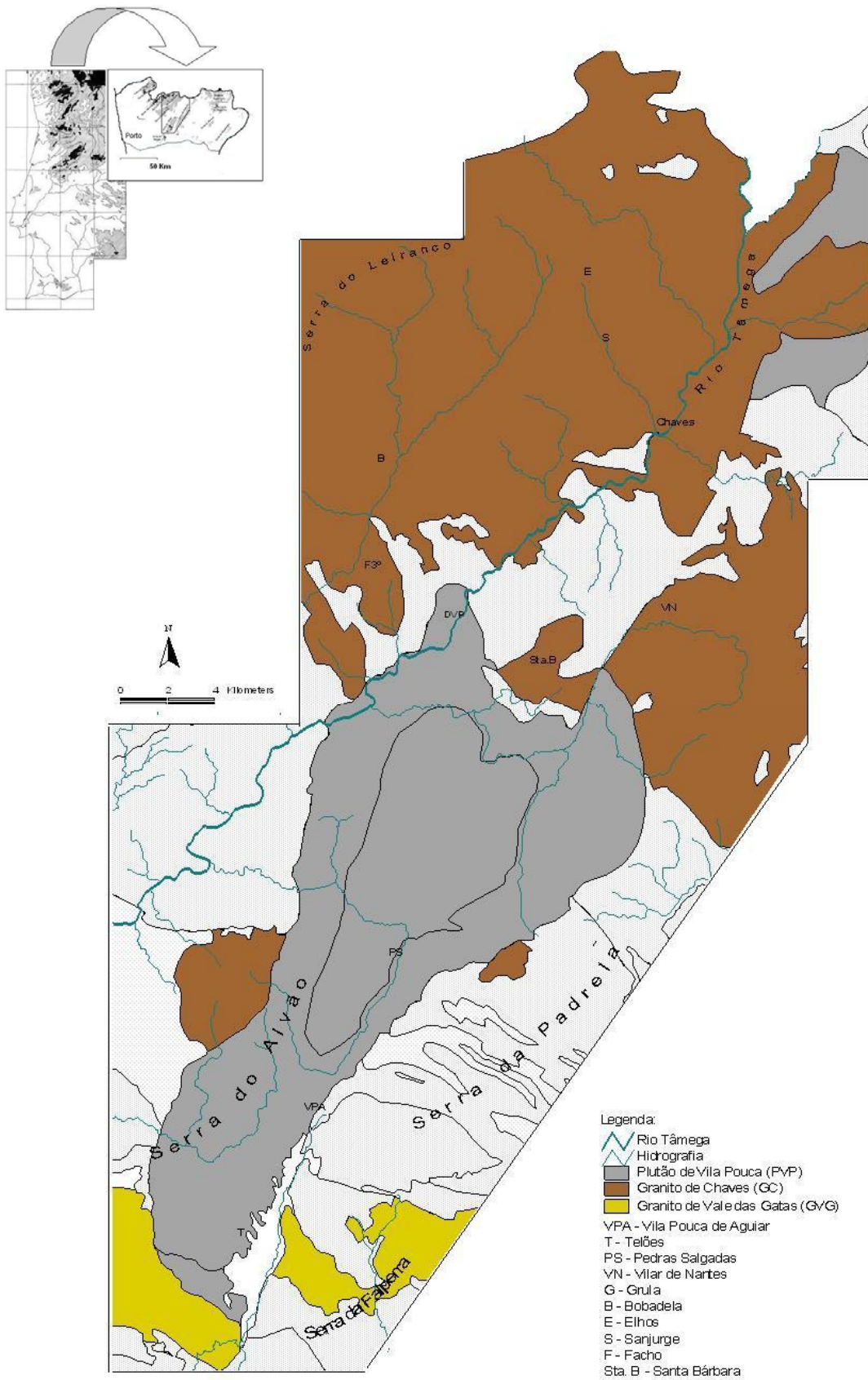


Fig. 71 Principais afloramentos granitóides na área de estudo.

Os valores médios químicos para os granitos alcalinos e calco-alcalinos e para os granodioritos foram obtidos com base nos dados de C. Assunção (1962) para vários granitóides de Portugal (citado por L. Soares, 1992). Na figura 70 (ii), estão ainda representados valores médios extraídos de J. Dercourt & J. Paquet (1986) (*in* L. Soares, 1992), para granitos e granodioritos.

1. ROCHAS GRANITÓIDES

1.1. Granito de Pedras Salgadas (GPS)

O granito pós-tectónico de Pedras Salgadas (GPS) encontra-se no interior do Plutão de Vila Pouca (PVP). Trata-se de um granito mais leucocrata e menos biotítico que o granito de Vila Pouca (GVPA). Apresenta megacristais de feldspato potássico, porfiróide ou de tendência porfiróide, de grão médio. Os dados geocronológicos apontam para uma idade de instalação de 295 ± 13 Ma.

Apresenta características químico-mineralógicas muito semelhantes ao granito de Gouvães da Serra (GGS), onde se destaca a percentagem de SiO_2 , 74,25% de valor médio, valor superior à média dos granitos alcalinos.

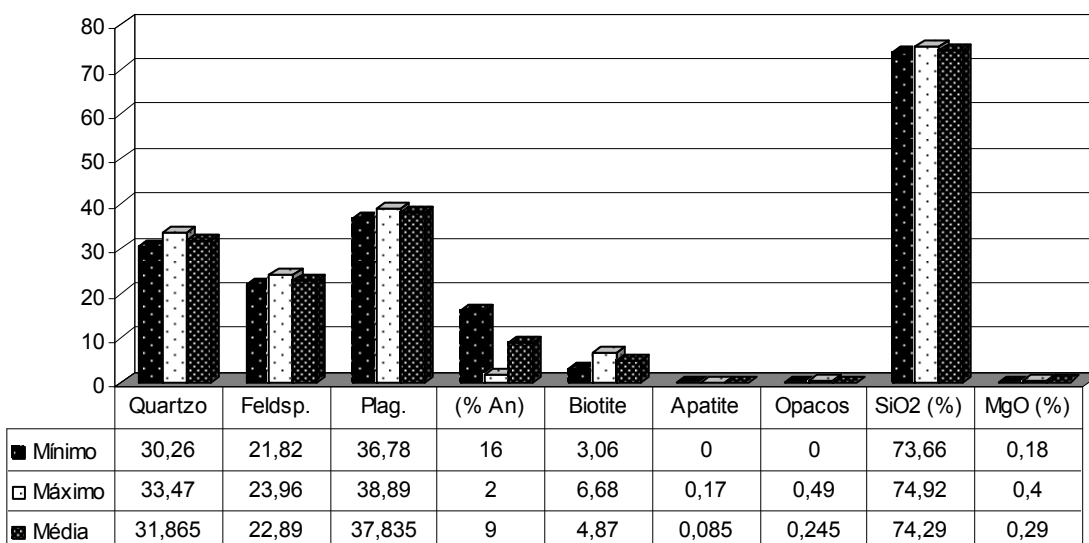


Fig. 72 Composição mineralógica do granito de Pedras Salgadas (GPS).

Os valores de quartzo são bastante elevados, apresentando-se sob a forma de cristais bem desenvolvidos. A percentagem de feldspato potássico surge com um valor mínimo de 23,04% e um máximo de 24,95%, ligeiramente superior às percentagens do granito de Vila Pouca (GVPA), mas com valores muito semelhantes ao granito de Gouvães da Serra (GGS). A plagioclase apresenta valores superiores a 37%, em média.

Do ponto de vista químico, a percentagem de Al_2O_3 é inferior à média dos valores dos granitos alcalinos (C. Assunção, 1962) ou com valores muito próximos (J. Decourt & J. Paquet, 1986), tal como os elementos MgO, CaO e Na_2O .

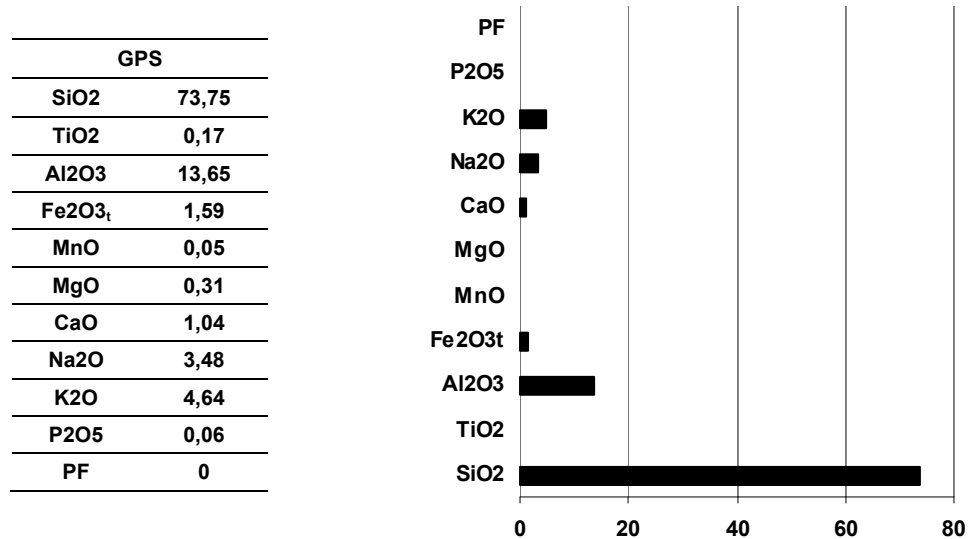


Fig. 73 Composição química do granito de Pedras Salgadas (GPS), em valores percentuais.

O valor M^{61} é de 69,1 - valor que comparado com outros granitos estudados em Portugal, em particular no Norte⁶², sugere uma boa resistência do granito do ponto de vista mineralógico. O valor obtido pelo cálculo do WPI⁶³ é de 11,1; o que reforça o índice de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica (M), apresentando um resultado abaixo da média dos granitos alcalinos.

A relação RSA^{64} é de 5,4. Este valor em comparação com a média dos granitos alcalinos em Portugal (C. Assunção, 1962) é, na maioria das vezes, superior, o que se justifica, principalmente, pela percentagem elevada de SiO_2 .

⁶¹ Cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica [$M = \% (\text{Ferromagnesianos} + \text{Plagioclase}) / \% (\text{Quartzo} + \text{Feldsp. Alc.} + \text{Albite}) \times 100$].

⁶² L. Soares (1992) calculou o M para alguns granitos na região NO de Portugal. Comparamos os nossos resultados obtidos com os granitos estudados de forma a enquadrar os resultados.

⁶³ Índice de potencial de alteração. [$WPI = 100 \times (K_2 + Na_2O + CaO + MgO + H_2O) / (\sum SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, FeO, CaO, MgO, Na_2O, KO)$].

⁶⁴ $RSA = (SiO_2 / Al_2O_3)$

Os valores médios dos granitos alcalinos são 4,6⁶⁵ (C. Assunção, 1962). A relação P/Fk é baixa (1,7), reforçando os valores obtidos anteriormente e indicando uma boa resistência do granito de Pedras Salgadas (GPS) ao nível mineralógico.

Com base no cálculo dos indicadores, o granito de Pedras Salgadas (GPS), revela uma boa resistência à meteorização, quer do ponto de vista químico, quer do ponto de vista mineralógico.

⁶⁵ Valor obtido com base nos valores médios dos granitos alcalinos (C. Assunção, 1962).

1.2. Granito de Gouvães da Serra (GGS)

O granito de Gouvães da Serra (GGS) faz parte do Plutão de Vila Pouca (PVP), embora a sua representatividade seja muito reduzida, coincidindo com bordadura S e SE. Na parte ENE, o contacto com o granito de Vila Pouca (GVPA) é feito de forma gradual (H. Silva, 2000). Trata-se de um granito porfíroide de grão grosseiro, onde se destacam megacristais de feldspato potássico, com contornos mal definidos.

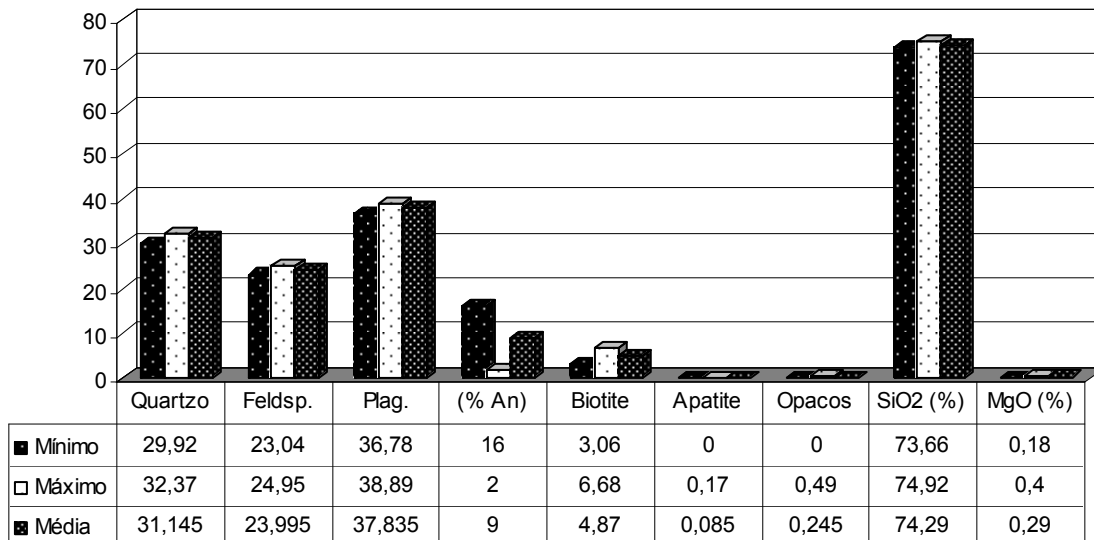


Fig. 74 Valores máximos, mínimos e médios mineralógicos do granito de Gouvães da Serra (GGS).

O granito apresenta valores médios mineralógicos muito semelhantes ao granito de Pedras Salgadas (GPS). A percentagem de feldspato potássico é, todavia, ligeiramente superior. A percentagem de SiO₂, (74,29%, em média) é bastante elevada, mesmo comparado com os valores médios dos granitos alcalinos analisados em Portugal.

Também do ponto de vista químico, os valores obtidos são muito idênticos aos obtidos para o granito de Pedras Salgadas (GPS). O índice de alterabilidade diferencial em função da análise mineralógica (M) é de 68,6; valor ligeiramente mais baixo que o valor obtido no granito de Pedras Salgadas (GPS), relacionado com um ligeiro aumento da percentagem média do feldspato potássico.

Este índice indica uma boa resistência do granito face à alteração, confirmada pelo cálculo do índice potencial de alteração (WPI), com um valor de 10,2. O valor é muito próximo do valor obtido no granito de Pedras Salgadas (GPS) (11,2), ligeiramente mais baixo, indicando uma menor capacidade de alteração, ainda que ligeira do ponto de vista químico.

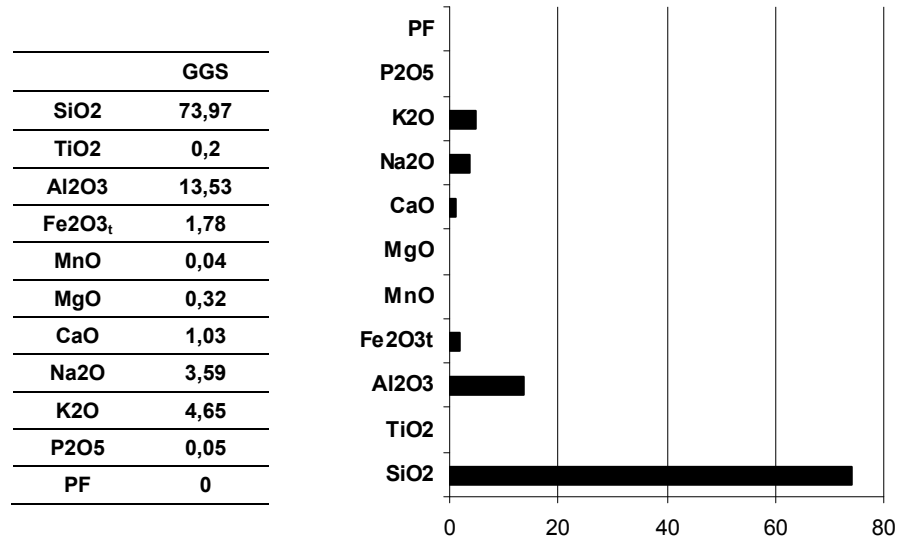


Fig. 75 Composição química do granito de Gouvães da Serra (GGS), em valores percentuais.

Obteve-se um valor de 1,6 da relação P/Fk, e um valor 5,4 do cálculo do índice RSA. O valor 1,6; ligeiramente inferior ao obtido no granito de Pedras Salgadas (GPS), resulta da percentagem mais elevada de feldspato potássico, uma vez que a percentagem da plagioclase é praticamente a mesma.

Em termos gerais, o granito de Gouvães da Serra (GGS) apresenta características muito semelhantes ao granito de Pedras Salgadas do ponto de vista químico e mineralógico, embora, os valores mais elevados de feldspato potássico, o tornem menos vulnerável à meteorização.

1.3. Granito de Vila Pouca (GVPA)

O granito de Vila Pouca (GVPA) é o mais representativo do Plutão de Vila Pouca (PVP). Trata-se de um granito pós-tectónico porfiróide de grão médio, caracterizado pela presença de enclaves microgranulares tonalíticos e granodioritos, acompanhado, frequentemente, de filões com orientação NNE-SSW, coincidente com a fracturação principal.

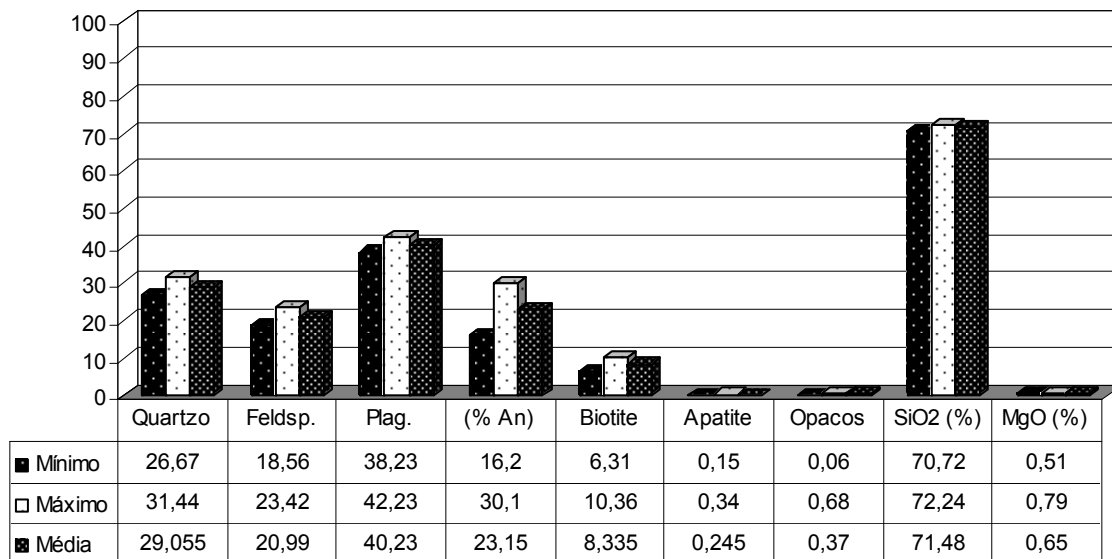


Fig. 76 Valores máximos, mínimos e médios mineralógicos do granito de Vila Pouca (GVPA).

Da análise químico-mineralógica pode-se concluir que é o mais vulnerável dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP). Apresenta os valores mais elevados de biotite e de plagioclase, conferindo-lhe valores mais altos para o índice M e para relação mineralógica P/Fk.

A percentagem de SiO₂ é ligeiramente inferior quando comparada com os valores percentuais médios, obtidos pelos granitos de Pedras Salgadas (GPS) e de Gouvães da Serra (GGS), tal como os valores de quartzo e de feldspato potássico.

Obteve-se a partir da relação P/Fk o valor 1,9. É o resultado mais elevado dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), assim como o valor obtido para o cálculo da alterabilidade diferencial em função da análise mineralógica (M): 80,4. Este é também um valor superior ao obtido pelo granito de Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS), 69,1 e 68,6; respectivamente.

Os resultados estão relacionados com os valores mais baixos de SiO₂ e de feldspato potássico e com valores mais elevados de plagioclase.

Da análise das diferentes amostras químico-mineralógicas, o granito de Vila Pouca (GVPA) é o que apresenta diferenças mais acentuadas entre os valores máximos e mínimos obtidos, evidenciando desta forma uma maior heterogeneidade. Este facto contribui também para uma maior vulnerabilidade do granito à alteração.

	Desvio Padrão		
	GVPA	GPS	GGS
Quartzo	2,4	1,6	1,2
Feldspato K	2,4	1,1	1,0
Plagioclase	2,0	1,1	1,1
Biotite	2,0	1,8	1,8
Apatite	0,1	0,1	1,8
Opacos	0,3	0,2	0,1
SiO₂ (%)	0,8	0,6	0,2
MgO (%)	0,1	0,1	0,6

Tabela 9 Valores obtidos a partir do cálculo do desvio padrão das diferentes amostras mineralógicas obtidas dos granitos de Vila Pouca (GVPA), granito de Pedras Salgadas (GPS) e granito de Gouvães da Serra (GGS).

O quadro representa os valores obtidos pelo desvio padrão a partir das amostras mineralógicas dos granitos de Vila Pouca (GVPA), granito de Pedras Salgadas (GPS) e granito de Gouvães da Serra (GGS).

Para além de confirmar a maior heterogeneidade mineralógica do granito, verifica-se que são os minerais de quartzo e o feldspato potássico os que apresentam maior variabilidade (2,4) seguidos da plagioclase e da biotite (2).

Com base nos máximos, nos mínimos e na média, calcularam-se ainda os índices de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica (M) e a relação P/Fk⁶⁶.

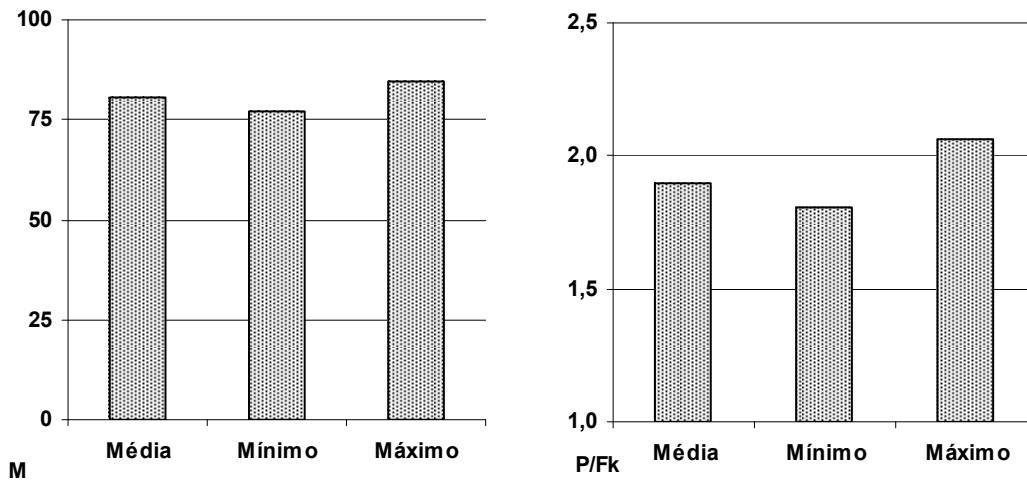


Fig. 77 Valores máximos, mínimos e média, obtidos a partir do cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógico (M) e da relação P/Fk para o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA).

Os valores M variam entre 84,5 e 77 e apresentam uma média de 80,4. Com base neste valores, o granito de Vila Pouca (GVPA) é o mais vulnerável do Plutão de Vila Pouca (PVP). Este facto está principalmente relacionado com as suas características mineralógicas. O granito apresenta valores mais baixos de quartzo e feldspato potássico e os valores mais elevados de plagioclase e dos elementos ferromagnesianos.

⁶⁶ Relação entre as plagioclases e o feldspato potássico.

1.4. Comparação entre os diferentes granitos – definição de uma escala de alterabilidade para o Plutão de Vila Pouca (PVP)

O conceito de alteração, entendido por alguns autores como a capacidade e adaptação dos minerais que constituem as rochas ao meio distinto daquele que presidiu à sua génese (L. Aires-Barros, 1971), tende a desenvolver-se quase de forma espontânea, condicionado por duas variáveis: a *intensidade* e a *capacidade* de alteração (G. Carvalho, 1987).

A intensidade de alteração, está relacionada com parâmetros morfoclimáticos específicos e com o uso do solo, que vão induzir modificações predominantemente químicas, mecânicas ou mistas, directamente relacionadas com um grupo de factores de geodinâmica externa.

A capacidade está relacionada com as características específicas de cada rocha e do material que a constitui, em especial, as suas características físicas, químicas e mineralógicas.

A análise anterior dos granitos de Pedras Salgadas (GPS), Gouvães da Serra (GGS) e de Vila Pouca (GVPA), assentou apenas em parâmetros químicos e mineralógicos, que definimos para elaborar uma escala de alterabilidade para o Plutão de Vila Pouca (PVP).

O granito de Pedras Salgadas (GPS) ocupa a parte central do Plutão de Vila Pouca (PVP), de característica leucocrata, de grão médio a fino, por vezes porfiróide. O contacto com o granito de Vila Pouca (GVPA) é feito por uma falha de direcção N20°E a N-S no sector leste, e a Sul por uma falha de direcção N20°W.

Nos restantes sectores, a passagem é feita de forma gradual, não ocorrendo uma passagem brusca de uma fácies para outra. Apresenta megacristais de feldspato potássico, com presença de episienitização, sendo o complexo filoniano de pouca importância, essencialmente formado por filões quartzosos (H. Silva, 2000).

Caracteriza-se ainda por uma forte homogeneidade, quer ao nível da cor, quer ao nível da textura, facilmente observada no terreno⁶⁷, interrompida apenas por áreas de forte fracturação, associadas a espessos mantos de alteração.

Ao nível do índice de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica (M), os valores obtidos pelo granito de Pedras Salgadas (GPS) são próximos do granito de Gouvães da Serra (GGS). Apresenta um valor máximo obtido de 70,6 e um mínimo de 67,7.

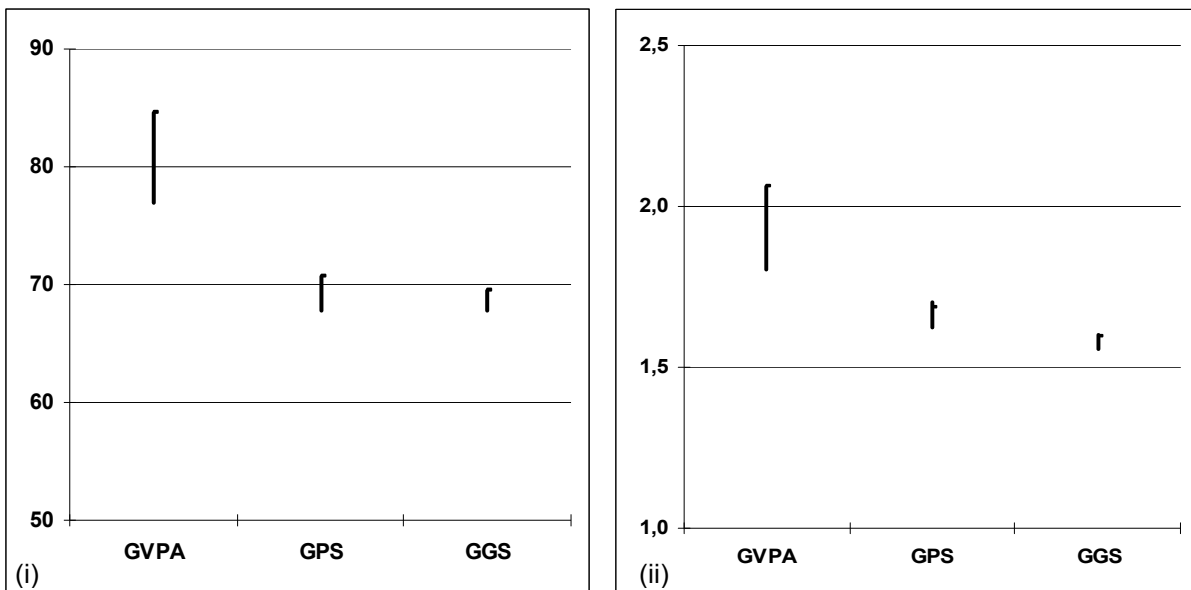


Fig. 78 (i) Comparação dos valores obtidos para M (Máximos, mínimos e média) dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Gouvães da Serra (GGS) e Pedras Salgadas (GPS); (ii) comparação dos valores obtidos a partir da relação P/Fk (máximos, mínimos e média) para os granitos de Vila Pouca (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS).

O valor médio é de 69,1; ligeiramente acima do valor médio obtido pelo granito de Gouvães da Serra (GGS) (68,6).

⁶⁷ Note-se que o granito de Pedras Salgadas é bastante explorado comercialmente, uma vez que se encontram blocos de dimensão adequada para a sua comercialização.

O granito de Vila Pouca (GVPA) apresenta o valor M mais elevado, um máximo de 84,5; um mínimo de 77 e uma média de 80,4. Trata-se de um granito de grão médio a grosseiro, biotítico cujo carácter porfíroide é devido à presença de megacristais de feldspato potássico, geralmente de forma arredondada a elíptica.

É frequentemente trespassado por filões quartzosos com orientação NNE-SSW, concordantes com a fracturação principal. De referir, ainda, que são visíveis zonas de rubefacção do granito, relacionado com processos de episienitização (H. Silva, 2000).

De todos os granitos que incorporam o Plutão de Vila Pouca (PVP) é aquele que apresenta os valores mais elevados de P/Fk, seguido do granito de Pedras Salgadas (GPS) e, por último, do granito de Gouvães da Serra (GGS), justificado pela percentagem de plagioclase mais elevada, associada a valores de feldspato potássico e quartzo mais baixos.

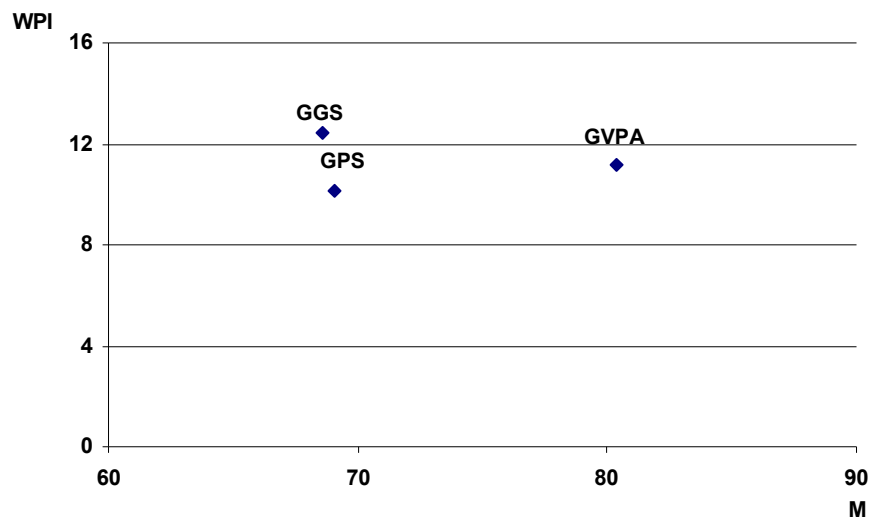


Fig. 79 Correlação entre os valores de WPI e M para os granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP).

Numa análise global, podemos concluir que, embora as diferenças não sejam muito fortes, o Plutão de Vila Pouca (PVP) é definido por três tipos de granitos com diferenças ao nível da susceptibilidade face à meteorização.

O granito de Gouvães da Serra (GGS), o menos representativo do Plutão de Vila Pouca (PVP), é o que se mostra mais resistente à meteorização. Este granito surge na bordadura Sul, assentando discordantemente sobre os granitos sin D3, contactando por falha a SSW com o granito de Vila Pouca (GVPA). A Sul, a passagem de uma fácies para outra é gradual, tal como a ENE. Apresenta uma textura grosseira, onde se destacam megacristais de feldspato potássico, geralmente de contornos mal definidos.

Com base em critérios apenas químico-mineralógicos, a susceptibilidade dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP) face à meteorização, surge em escala decrescente: granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) – granito de Pedras Salgadas (GPS) – granito de Gouvães da Serra (GGS).

1.5. Granito de Chaves (GC)

O granito de Chaves (GC) ocupa, principalmente, a parte Norte da área de estudo, surgindo alguns enclaves, na superfície fundamental da serra do Alvão, em Minheu, e na vertente ocidental da serra da Padrela próximo de Vrea de Bornes, estando amplamente representado.

Trata-se de um granito alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas ou essencialmente moscovítico. Contém plagioclase francamente albítica, estando, por vezes, muito meteorizado, caulinizado, com, pelos menos, duas gerações de moscovite. Existem importantes variações nas características deste granito. Surge, por vezes, com grão médio de tonalidade azulada, essencialmente biotítico, porfíroide, contendo alguns megacristais de feldspato dispersos, de tamanho acima da média.

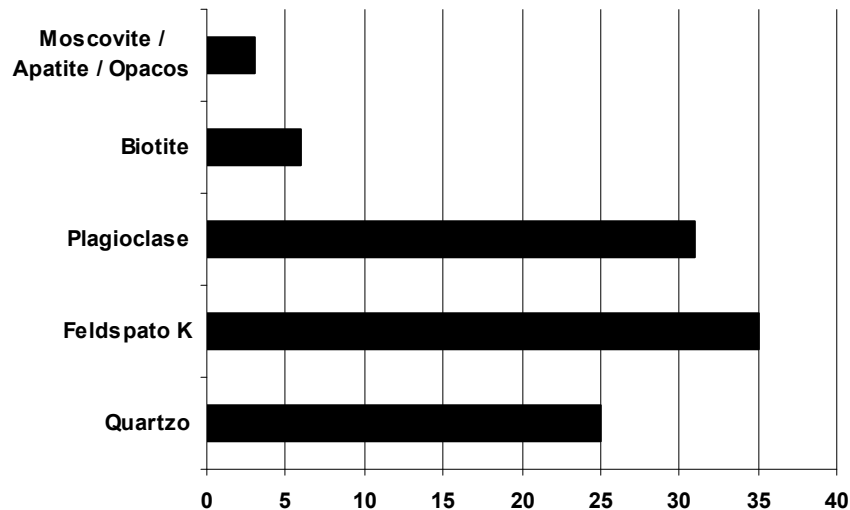


Fig. 80 Composição mineralógica do granito de Chaves (GC).

Da análise químico-mineralógica pode-se concluir que este granito apresenta uma boa resistência à meteorização. A relação P/Fk é de 0,9; o que indica valores de feldspato potássico relativamente altos face aos valores da plagioclase. É um valor inferior ao valor obtido pelo Plutão de Vila Pouca (PVP) (GVP 1,9; GGS 1,6 e GPS 1,7).

Ainda tendo por base as características mineralógicas do granito, o valor obtido pelo cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica M é de 51,7. O granito de Vila Pouca (GVPA) obteve o valor 80,4; o valor mais elevado, o granito de Pedras Salgadas (GPS) 69,1 e o granito de Gouvães da Serra (GGS) 68,1.

Este facto está relacionado com os baixos valores de plagioclase e com elevadas percentagens de feldspato potássico já evidenciado na relação P/Fk.

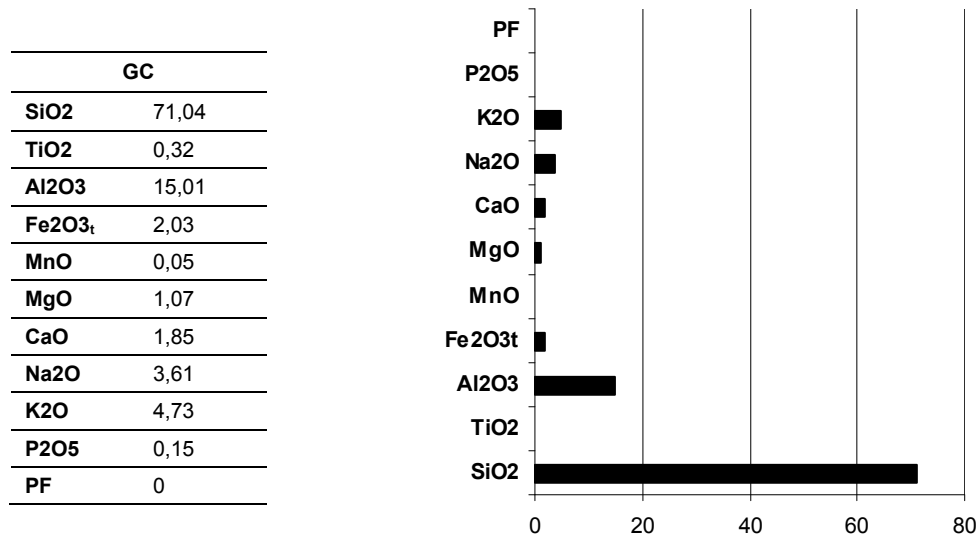


Fig. 81 Composição química do granito de Chaves (GC), em valores percentuais.

Do ponto de vista químico, o granito de Chaves destaca-se pela percentagem elevada de sílica, ligeiramente superior a 70%. O valor de RSA, resultante da relação SiO_2 / Al_2O_3 , é de 4,7. Este valor é muito idêntico dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), ligeiramente mais baixo, em relação aos valores mais altos de Al_2O_3 .

O índice potencial de alteração WPI^{68} é inferior aos valores obtidos pelo Plutão de Vila Pouca (PVP), reforçando já a tendência evidenciada pelo índice mineralógico, colocando este granito como mais resistente à alteração.

⁶⁸ $WPI = 100 \times (K_2 + Na_2O + CaO + MgO + H_2O) / (\sum SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, FeO, CaO, MgO, Na_2O, KO)$.

A figura 82 compara o granito de Chaves (GC) com o Plutão de Vila Pouca (PVP), com base nos valores obtidos pelos índices M e WPI. O gráfico evidencia a maior resistência do granito de Chaves (GC) do ponto de vista químico-mineralógico em comparação com o Plutão de Vila Pouca (PVP).

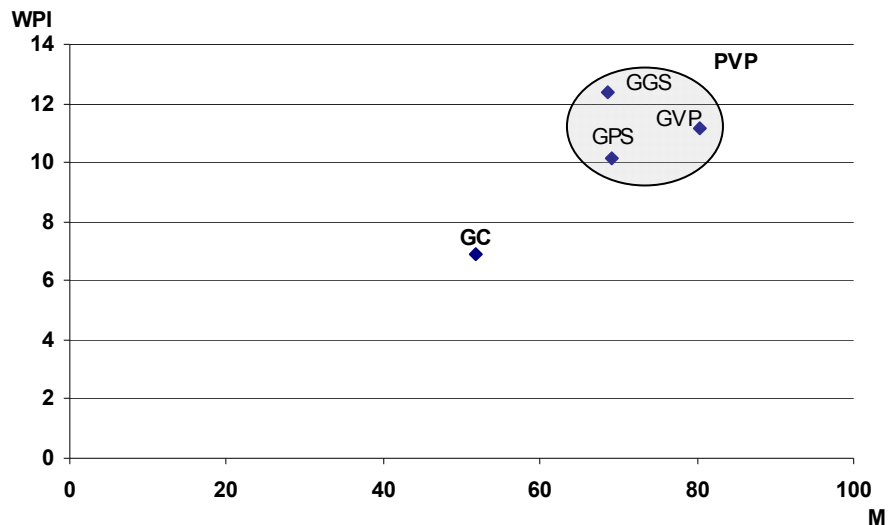


Fig. 82 Relação entre o WPI (Índice potencial de meteorização) e o M (cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica) para o granito de Chaves (GC) e para o Plutão de Vila Pouca (PVP).

Quer o cálculo diferencial em função da composição mineralógica M, quer os valores WPI, são mais baixos que os valores obtidos pelos granitos de Vila Pouca (GVPA), granito de Pedras Salgadas (GPS) e granito de Gouvães da Serra (GGS).

1.6. Granito de Vale das Gatas (GVG)

O granito de Vale das Gatas (GVG) constitui um plutão⁶⁹ alongado, de orientação NW-SE, ocupando uma área aproximada de 50 km², com uma idade radiométrica (K/Ar) das biotites 311±Ma⁷⁰ (A. Matos & M. Ferreira, 1991). Trata-se de um granito de grão médio a grosseiro, de duas micas, anisotrópico e porfiróide.

No contacto com as unidades metassedimentares marginais, induz metamorfismo de contacto. É possível ainda observar deformações heterogéneas traduzidas na ocorrência de estruturas S e C, representativas da xistosidade e microcisalhamentos (A. Matos & M. Ferreira, 1991).

Afloram inúmeros pegmatitos e aplitos nas proximidades dos contactos com as rochas metassedimentares, ou em domínios em que estas constituem encaves no granito de Vale das Gatas (GVG) que preenchem inúmeras vezes fracturas, com uma orientação preferencialmente NW-SE, ENE-WSW e NNE-SSW.

Do ponto de vista químico, a SiO₂ apresenta valores elevados, em média 70,8% (desvio padrão de 1,39), mas ligeiramente inferiores aos valores médios encontrados no granito de Chaves (GC) e pelo Plutão de Vila Pouca (PVP).

Ao nível dos elementos de fraqueza da rocha, e quando comparados com os granitos da ZCI (A. Moura & J. Grade, 2000), o Al₂O₃ apresenta valores ligeiramente acima da média, 15,27 (desvio padrão 0,53) contra os 14,45% de média dos granitos que constituem a ZCI.

⁶⁹ A. Matos & M. Ferreira (1991) referem a relação ao nível da organização geoquímica e mineralógica do granito de Vale das Gatas (granito hercínico sin-cinemático de F3) com a sua dependência dos factores estruturais nomeadamente ao nível dos alinhamentos (i) NW-SE como expressão directa dos dobramentos e litostratigrafia precedentes (ii) ENE-WSW que se materializam em extenso desligamento complexo (iii) NNE-SSW e NNW-SSE correspondendo a estruturas activas de *horst* e *graben* intra-hercínicas.

⁷⁰ Para as moscovites determinou-se uma idade radiométrica de 323±MA (A. Matos & M. Ferreira, 1991).

Em comparação com os granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP) e com o granito de Chaves (GC), o valor do Al_2O_3 é ligeiramente superior.

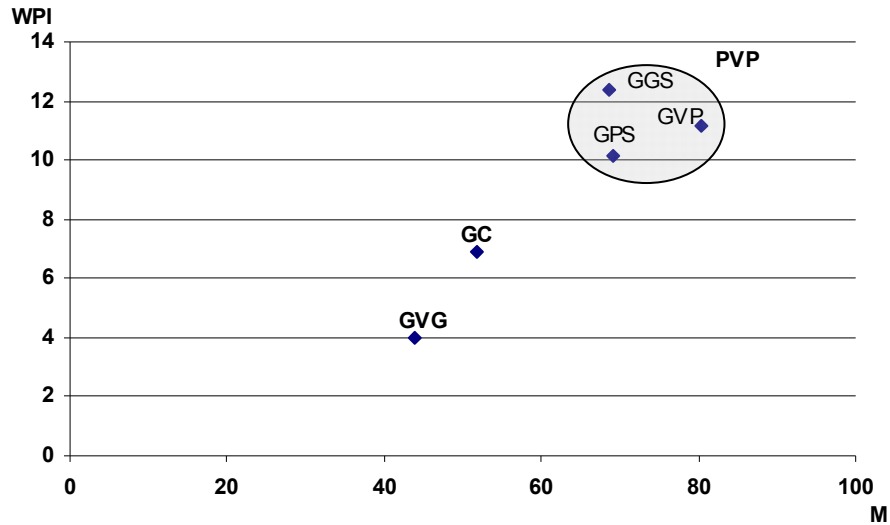


Fig. 83 Relação entre o WPI (índice potencial de meteorização) e o índice M (cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica) para os granitos de Chaves (GC), Plutão de Vila Pouca (PVP) e granito de Vale das Gatas (GVG).

GVG	
SiO ₂	70,8
TiO ₂	0,41
Al ₂ O ₃	15,27
Fe ₂ O _{3t}	2,11
MnO	0,02
MgO	0,48
CaO	0,58
Na ₂ O	2,6
K ₂ O	5,76
P ₂ O ₅	0,33
PF	1,31

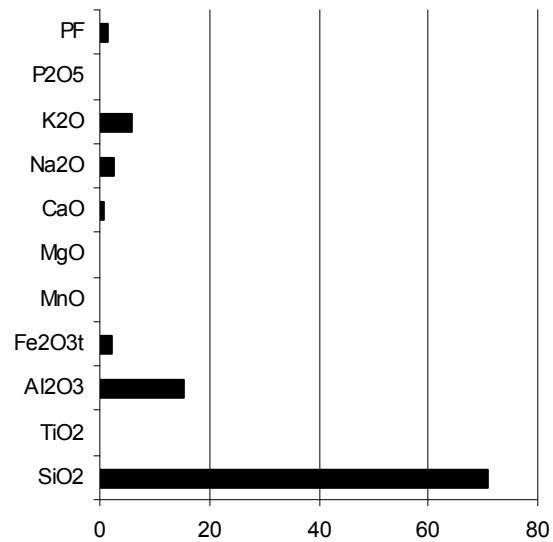


Fig. 84 Composição química do granito de Vale das Gatas (GVG), em valores percentuais.

O valor obtido para o RSA (valor que relaciona a percentagem de SiO_2 com Al_2O_3) é o mais baixo, 4,6.

Este facto relaciona-se com a maior percentagem de Al_2O_3 , em comparação com os granitos que compõem o Plutão de Vila Pouca (PVP) e com o granito de Chaves (GC), reflectindo um ligeiro *deficit* de SiO_2 , sobretudo quando comparado com os granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP).

O valor obtido pelo índice potencial de alteração WPI é **4,0** indicando uma boa resistência química do granito à meteorização. De todos os granitos analisados, o granito de vale das Gatas (GVG) é o que apresenta o valor mais baixo. Esta tendência é reforçada pelo cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógico (M), do qual se obteve o valor mais baixo de todos os granitos analisados, **44**.

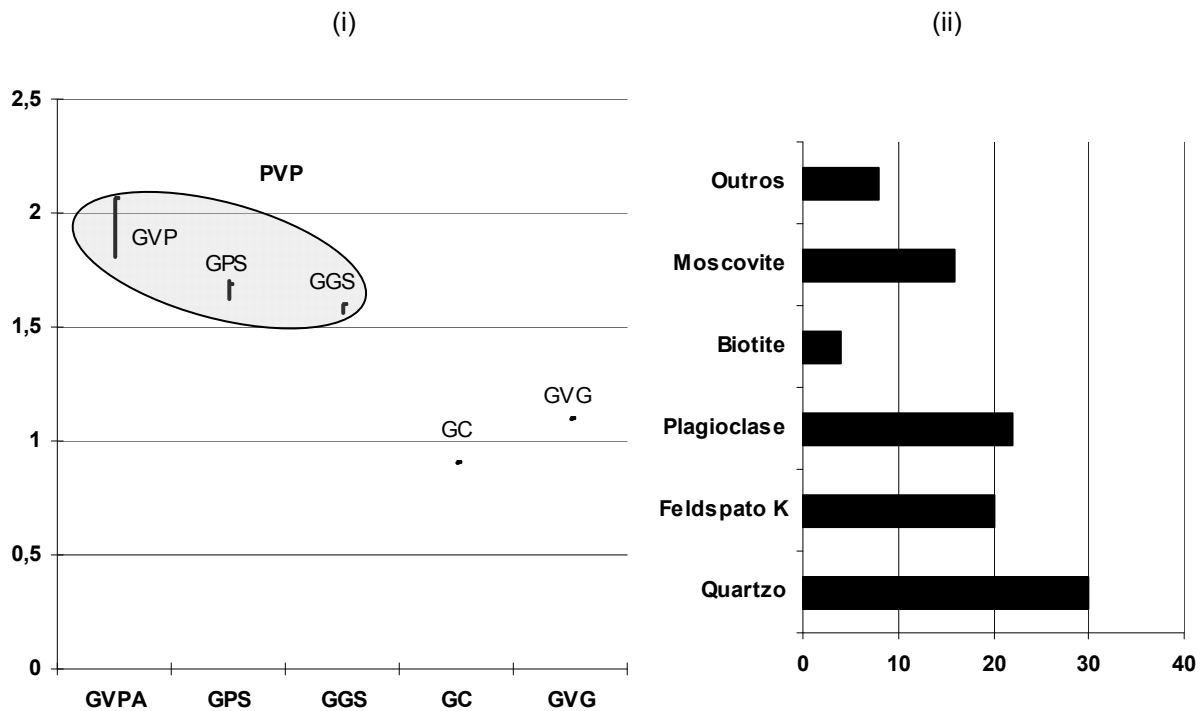


Fig. 85 (i) Comparação dos valores obtidos pela relação P/Fk para o Plutão de Vila Pouca (PVP), para o granito de Chaves (GC) e para o granito de Vale das Gatas (GVG); (ii) análise mineralógica do granito de Vale das Gatas (GVG).

O valor obtido pela relação P/Fk é de 1,1; ligeiramente superior ao valor obtido pelo granito de Chaves (GC), mas inferior ao Plutão de Vila Pouca (PVP).

Analisando todos os granitos em causa e relacionando o índice WPI e o índice M, no sentido de avaliar a resistência química e mineralógica à alteração obteve-se uma escala crescente de resistência à alteração: Plutão de Vila Pouca (PVP), granito de Chaves (GC) e granito de Vale das Gatas (GVG).

1.7. Aspectos químico-mineralógicos e características físicas das rochas granitóides

Para além dos aspectos químico-mineralógicos das rochas, as características físicas interferem na sua susceptibilidade ao processo de meteorização. Envolvem alguns elementos fundamentais, tais como, o arranjo dos minerais, cuja influência está relacionada com a distribuição no contexto do material rochoso, interferindo na sua alterabilidade. Assim, a erodibilidade da rocha aumenta quanto maior a orientação estrutural, contiguidade e alinhamento dos minerais mais frágeis (C. Ollier, 1975).

A forma, o tamanho e a perfeição da rede cristalina dos minerais influenciam a alteração da rocha. Em termos gerais, o grau de conservação aumenta com o tamanho e o calibre, dado que o processo de alteração actua como *processo de superfície*⁷¹. Uma vez que a área ocupada por pequenos cristais de menor dimensão é maior do que comparada com apenas um com o mesmo volume, estes tendem a resistir melhor. Por outro lado, a forma geométrica dos cristais pode, de igual modo, influenciar o grau de conservação da rocha. Cristais de forma tabular e lamelar⁷² apresentam um maior índice de alteração face aos de forma prismática, caso do quartzo e da ortoclase. Imperfeições na rede cristalina resultantes da substituição de elementos químicos tendem a promover a alteração dos minerais.

⁷¹ A presença de megacristais de feldspato potássico, não obstante resistirem melhor aos processos de alteração, no seio de massas rochosas alteradas, em parte, associa-se a este princípio (C. Ollier, 1975).

⁷² Caso das micas e das plagioclases.

A dimensão do grão interfere no índice de alterabilidade da rocha. Granitos de grão grosseiro são mais vulneráveis. Os granitos de grão médio e fino apresentam-se mais coesos e compactos, o que se traduz por valores de porosidade mais baixos, dificultando a circulação de água em comparação com granitos de grão grosseiro, que facilitando a circulação desta, induzem um progressivo aumento de meteorização (K. Suguido, 1980).

Assim, foi possível definir uma escala de susceptibilidade [figura 86] para os granitos analisados na área de estudo, com base nos seus aspectos físicos e mineralógicos.

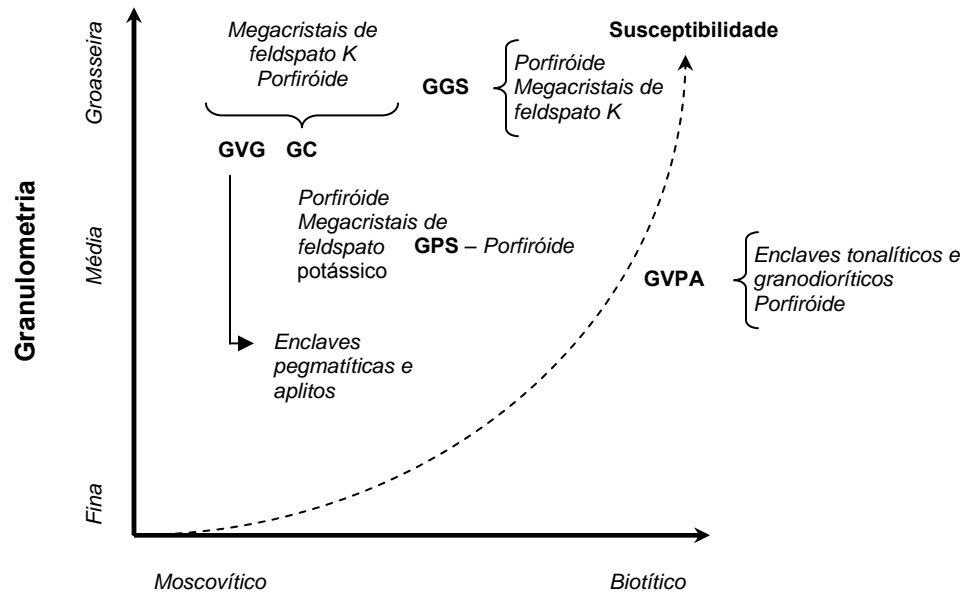


Fig. 86 Proposta de susceptibilidade das rochas granitoides estudadas na área de estudo em função dos aspectos texturais.

A nossa conclusão [figura 86] confirma, de certa forma, sínteses geológicas que parecem demonstrar existir uma associação entre a composição química e mineralógica e a textura das rochas. Os granitos não porfíroides de grão médio a fino são geralmente de tendência alcalina e de duas micas, os granitos porfíroides de grão grosseiro são geralmente calco-alcalinos e biotíticos, por vezes, de composição claramente granodiorítica (A. B. Ferreira, 1978).

1.8. Alterabilidade das rochas granitóides

A capacidade de alteração de uma rocha resulta de diversas variáveis, como a composição química e mineralógica ou as suas características texturais. No entanto, a maior ou menor resistência de uma rocha nem sempre resulta da conjugação global destas variáveis. Por vezes, várias sequências apontam factores opostos, sugerindo que a maior ou menor alteração de uma rocha passe por um factor ou por um grupo de factores.

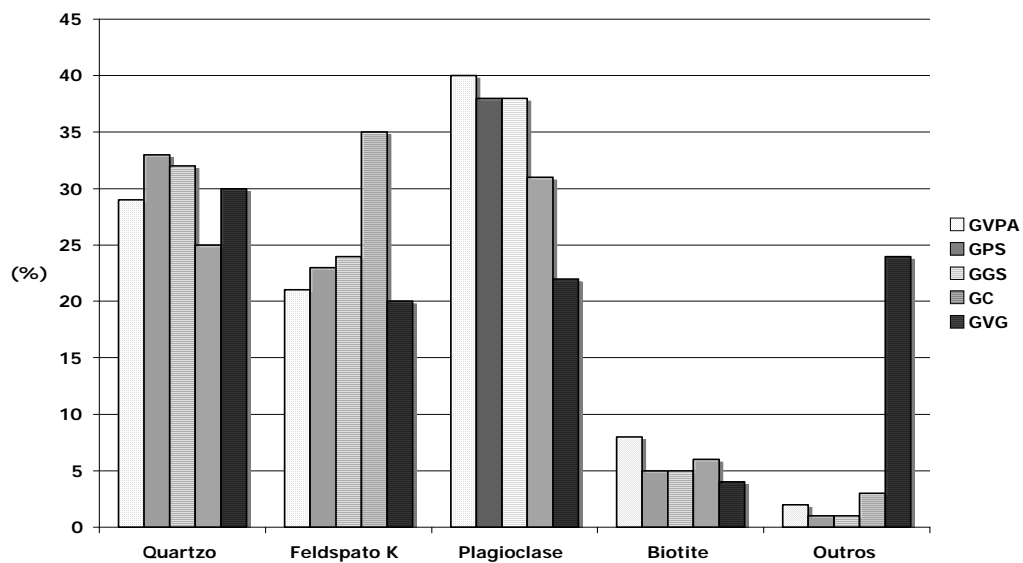


Fig. 87 Composição mineralógica dos granitóides em estudo.

Considerando a alterabilidade de uma rocha segundo a escala de Goldich, as rochas mais ricas em quartzo e feldspato potássico são mais resistentes, inversamente às rochas com teores mais elevados de plagioclase e biotite.

Na análise efectuada para as principais rochas granitóides na área de estudo, verifica-se uma certa concordância entre os índices de alterabilidade da base mineralógica: M e P/Fk ⁷³, com a escala de Goldich.

⁷³ De referir que para o cálculo destes índices não foram contemplados elementos importantes como minerais ferromagnesianos (o que nos levou a calcular o M somente com o valor percentual de biotite) bem como o tipo de plagioclase presente.

Nas figuras 88 e 89, relacionam-se os valores dos índices M, WPI, RSA e P/Fk com os somatórios quartzo (Q) mais feldspato potássico (Fk) e o somatório plagioclase (P) mais biotite (B) dos granitos analisados.

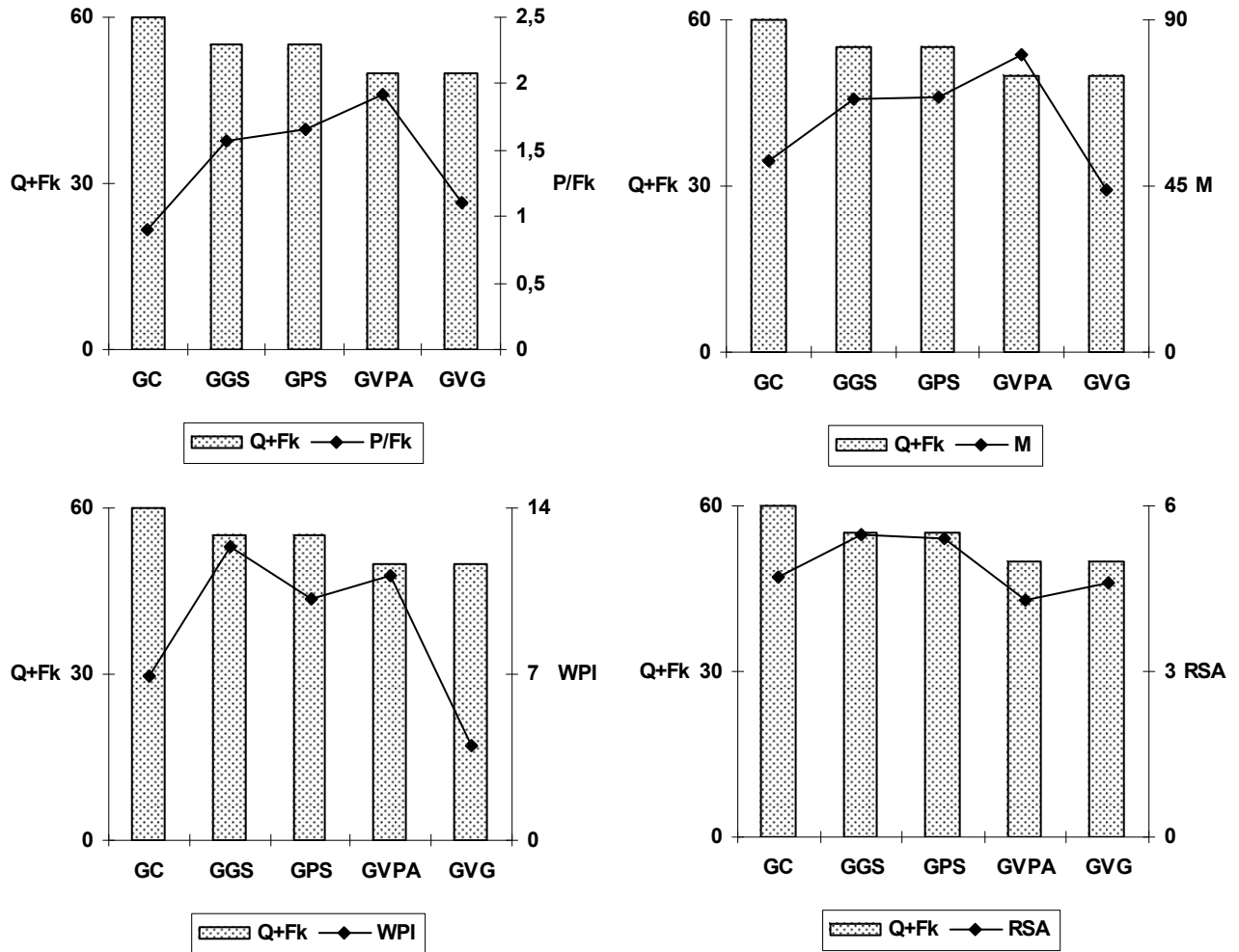


Fig. 88 Relação entre os valores de quartzo (Q) + feldspato potássico (Fk) e os índices RSA, P/Fk, M e WPI (granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), granito de Chaves (GC) e granito de Vale das Gatas (GVG) (GVG).

Do ponto de vista mineralógico, o somatório mais elevado dos elementos mais resistentes à alteração, o quartzo e o feldspato potássico (Q+Fk) é acompanhado por valores mais baixos do índice M, com a exceção do granito de Vale das Gatas (GVG) que apresenta o valor mais baixo de M e Q+Pk.

A relação P/Fk apresenta um comportamento semelhante ao índice M, valores mais elevados de quartzo e feldspato potássico associam-se a valores mais baixos P/Fk.

Ao nível dos índices de base química, o comportamento é mais irregular. O granito de Chaves (GC) e o granito de Vale das Gatas (GVG) apresentam os valores mais baixos do índice WPI.

Ao nível dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), o granito de Pedras Salgadas (GPS) é o que apresenta o valor mais baixo, e o granito de Gouvães da Serra (GGS) o mais alto. A sequência WPI é definida em escala crescente: GPS-GVPA-GGS e a sequência Q+Fk⁷⁴: GGS-GPS-GVPA.

A relação RSA é mais elevada nos granitos de Gouvães da Serra (GGS) e de Pedras Salgadas (GPS), em resultado de elevadas percentagens de SiO₂, e mais baixa nos granitos de Chaves (GC), Vale das Gatas (GVG) e Vila Pouca (GVPA).

Na figura 89 relacionam-se os índices anteriormente analisados com a soma dos valores de plagioclase e de biotite que, segundo a escala de Goldich, são os elementos que maior fraqueza ao nível mineralógico.

A sequência plagioclase mais biotite (P+B⁷⁵) é, em escala decrescente, GVPA-GPS-GGS-GC-GVG, idêntica à sequência do índice M.

Menos directa é a relação P/Fk com a soma plagioclase-biotite (P+B). De um modo geral, o Plutão de Vila Pouca (PVP) apresenta valores mais elevados da relação do que os granitos de Chaves (GC) e o granito de Vale das Gatas (GVG). Também o somatório plagioclase-biotite (P+B) é maior no Plutão de Vila Pouca (PVP) do que nos restantes granitos.

⁷⁴ Soma do quartzo e do feldspato potássico.

⁷⁵ Soma das plagioclases e das biotites.

Contudo, dentro do Plutão de Vila Pouca (PVP), a sequência decrescente plagioclase-biotite (P+B) é: GVPA-GPS-GGS, ao passo que a sequência P/Fk é: GVPA-GGS-GPS. Este facto está principalmente relacionado com os valores de feldspato potássico, uma vez que a percentagem de biotite é semelhante à dos granitos de Vila Pouca (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS).

Ao nível dos índices de natureza química, o que melhor relaciona a soma plagioclase-biotite (P+B) é o índice WPI. A sequência confirma o maior índice potencial de alteração do Plutão de Vila Pouca (PVP), com uma sequência interna GGS-GVP-GPS, seguido do granito de Chaves (GC) e do granito de Vale das Gatas (GVG).

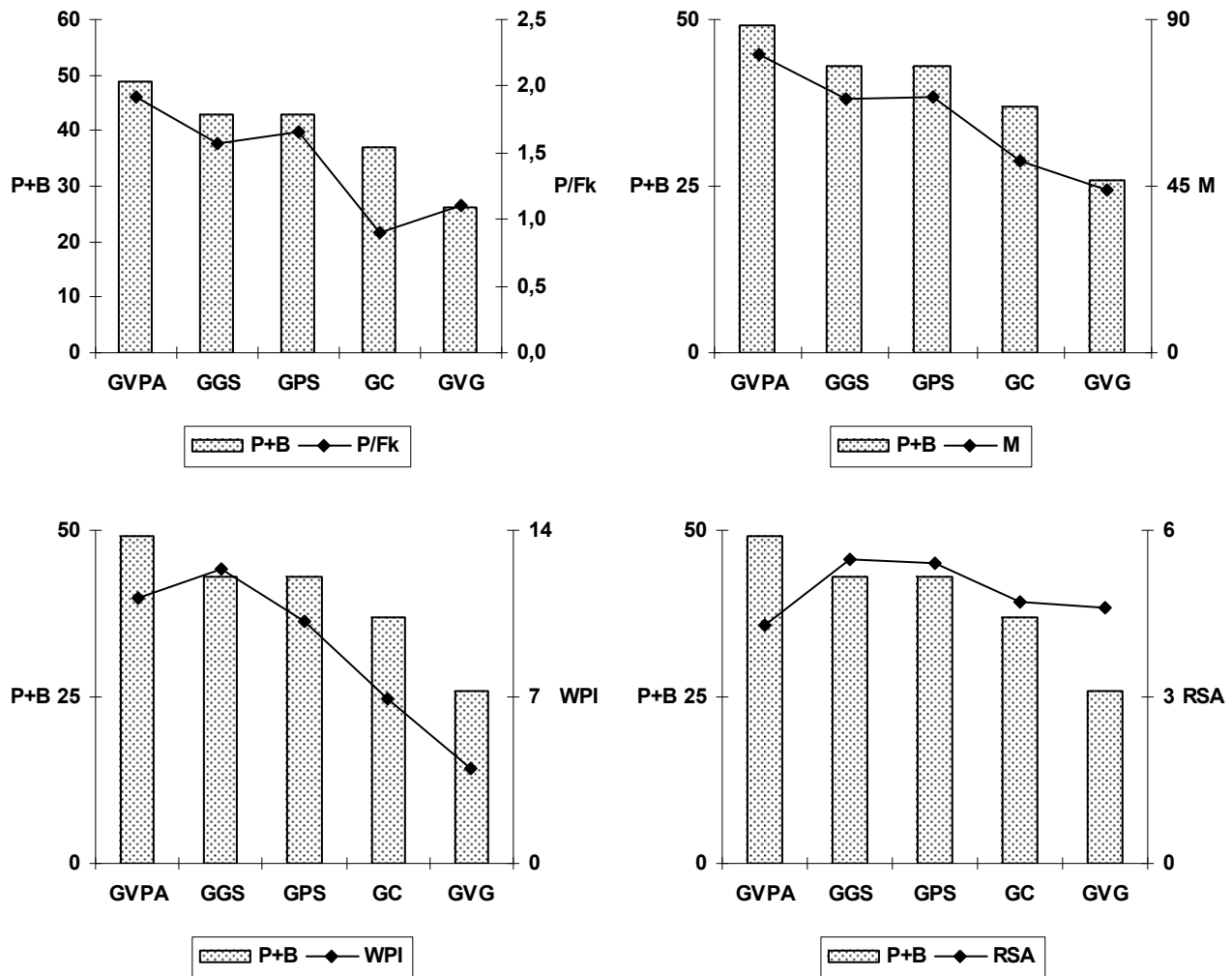


Fig. 89 Relação entre os valores de plagioclase (P) + feldspato potássico (Fk) e os índices RSA, P/Fk, M e WPI (granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), granito de Chaves (GC) e granito de Vale das Gatas (GVG)).

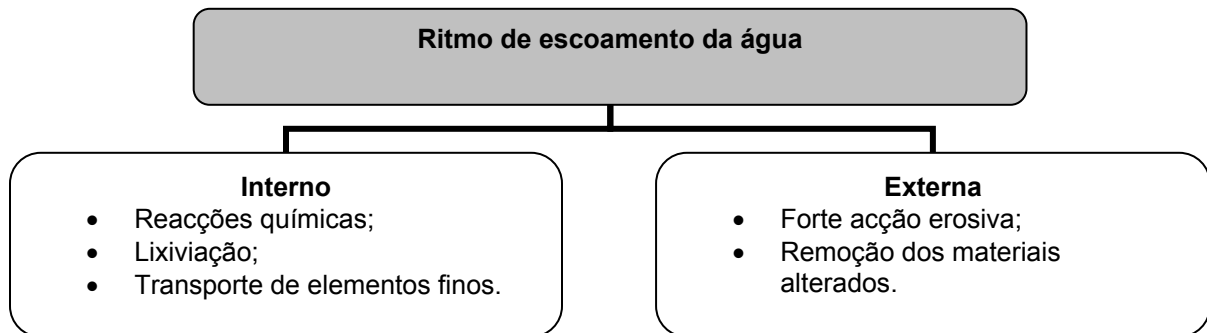
A relação entre os elementos de sílica e alumina (RSA), diminui em razão directa com a soma dos elementos plagioclase-biotite (P+B), à excepção do granito de Vila Pouca (GVPA), que apresenta o valor mais baixo de RSA e o somatório mais alto de plagioclase-biotite (P+B).

No entanto, com base nas características químicas e mineralógicas dos granitos, é possível estabelecer uma escala de susceptibilidade à meteorização GVPA-GPS-GGS-GC-GVG que, em termos gerais, é confirmada pela escala de sustentabilidade de Goldich.

1.8.1.1. Factores relacionados com as condições do meio: intensidade de alteração

O clima é o factor preponderante e regulador da intensidade de alteração das rochas. Existe uma correlação quase perfeita entre a zonagem morfoclimática e os diferentes tipos de alteração (G. Carvalho, 1967). Existe ainda uma relação do comportamento dos minerais, sobretudo dos minerais de neoformação (paragénese das argilas), com os aspectos climáticos⁷⁶. Os elementos precipitação e temperatura vão controlar a velocidade de alteração e a remoção de produtos, interferindo na composição químico-mineralógica e no ritmo erosivo⁷⁷.

A uma escala regional, outros elementos vão interferir ao nível dos processos erosivos, definindo um binómio infiltração/escorrência. O ritmo de escoamento da água vai interferir nos processos internos e externos.



De uma forma geral, o escoamento interno é responsável por induzir uma série de reacções químicas, lixiviação e transporte por percolação de elementos finos. O escoamento externo pode imprimir uma forte acção erosiva e remoção de materiais alterados.

⁷⁶A formação dos minerais de argila está relacionada com parâmetros climáticos (materiais herdados), permanecendo estáveis se as condições meteorizantes também se mantiverem.

⁷⁷ Tanto mais quanto mais fácil for a libertação dos produtos alterados e consequente exposição dos minerais frescos (Lagasque, 1985; A. Begonha, 1989).

2. O ÍNDICE DE INFILTRAÇÃO ($I_{\text{infiltração}}$)

A capacidade de infiltração de uma vertente depende de vários factores como o tipo de solo, a quantidade máxima de água utilizável para a evapotranspiração (AGUT), o declive da superfície topográfica, assim como as características geológicas.

O processo de infiltração encontra-se no nível de separação entre a precipitação e a recarga. A infiltração profunda (I_p) refere-se à quantidade de água que passa abaixo da zona sujeita à evapotranspiração (ETR), enquanto que a infiltração superficial (I_s) refere-se à quantidade de água que entra no solo por efeito da precipitação [figura 91].

A definição apresentada, embora simples no seu conteúdo, revela-se muito difícil em termos de aplicação prática. O que propomos é a construção de um mapa onde são definidas as áreas de maior e menor infiltração em Sistema de Informação Geográfica (SIG) com base em vários parâmetros que interferem neste processo.

2.1. O solo

O solo é um dos factores mais importantes na definição das áreas de maior ou menor infiltração. Depende, especialmente, da sua permeabilidade.

Uma das formas de classificação dos solos em termos de permeabilidade e de facilidade de infiltração é a classificação hidrológica dos solos – “Soil Conservation Services (EUA) ”, referida por J. David (1976), que compreende 4 tipos de solos distintos (A, B, C, e D):

- Solos tipo A (elevada permeabilidade) – Apresentam baixo potencial de escoamento directo e elevadas intensidades de infiltração, mesmo quando completamente humedecidos. Incluem, principalmente, areias profundas com drenagem boa ou excessiva.

- Solos tipo B (permeabilidade média) – Apresentam potencial de escoamento directo abaixo da média e intensidades de infiltração moderadas quando completamente humedecidos. Incluem solos medianamente profundos, de textura moderada fina a grosseira, e ligeiramente drenados.
- Solos tipo C (permeabilidade baixa) – Apresentam potencial de escoamento directo acima da média e baixa intensidade de infiltração quando completamente humedecidos. Incluem solos com camadas impermeáveis subjacentes, de textura moderadamente fina.
- Solos tipo D (permeabilidade muito baixa) – Apresentam um potencial de escoamento directo elevado e intensidade de infiltração muito baixa quando completamente humedecidos. Incluem solos argilosos expansíveis, com nível freático permanentemente próximo da superfície e solos com substratos impermeáveis a pouca profundidade.

2.2. Quantidade máxima de água armazenável no solo e que pode ser utilizada para a evapotranspiração (AGUT)

A quantidade máxima de água armazenável no solo, e que pode ser utilizada para a evapotranspiração (AGUT), está relacionada com a espessura do solo, e quanto maior a espessura, maior é a capacidade de infiltração. O parâmetro AGUT, segundo M. Oliveira *et al* (1997), é definido por:

$$AGUT = r_p \times (s_r - W_p)$$

A variável AGUT é quantitativa e depende de dois factores: (i) o índice n_u (onde n_u representa a capacidade utilizável): $n_u = s_r - w_p$ e (ii) o índice r_p (que define a profundidade aproximada das raízes das plantas) [figura 90]. Em condições em que não existe a evapotranspiração, o teor de água no solo apresenta um valor mínimo que é dado pela retenção específica do solo (s_r).

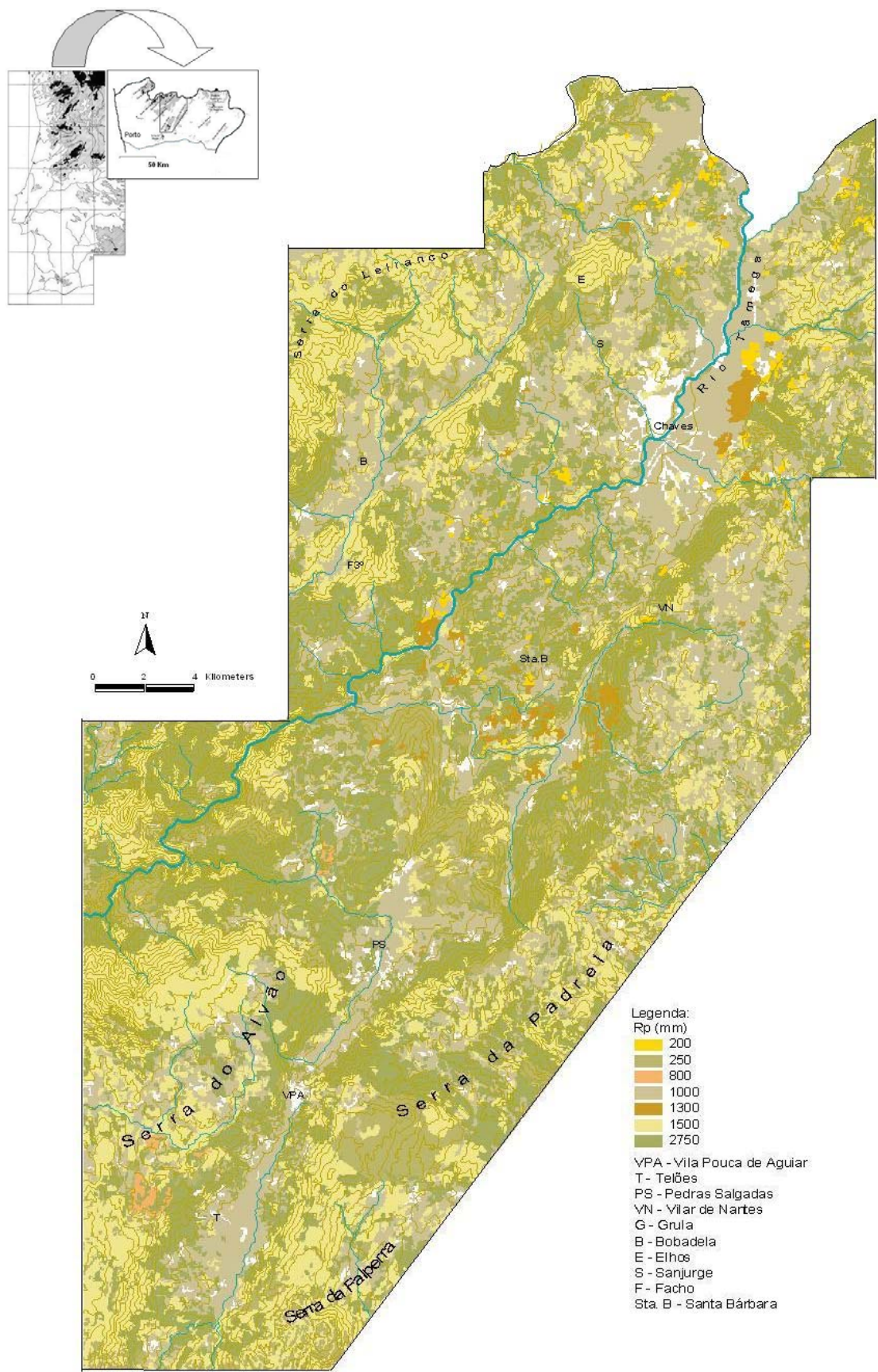


Fig. 90 Profundidade aproximada das raízes das plantas (r_p) em função da ocupação do solo.

No caso de existir evapotranspiração, o teor de água do solo pode descer até um valor mínimo que é dado pelo ponto de emurchecimento das plantas (w_p). A profundidade máxima até onde pode ocorrer a evapotranspiração é a profundidade atingida pelas raízes das plantas.

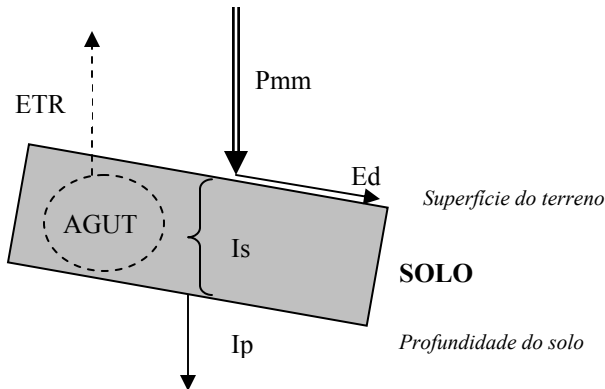


Fig. 91 O solo e a topografia como condicionadores da facilidade de infiltração (adapt. M. Oliveira *et al*, 1997).

Para caracterização do AGUT utilizam-se dois tipos de fontes de informação: (i) o tipo de solos [figura 93], para obter a estimativa da capacidade utilizável (n_u) e (ii) a ocupação e uso do solo, para a estimativa da profundidade das raízes [figura 90].

2.3. Ocupação e tipo de solo

A única carta que representa grandes associações de solos e que cobre todo o território nacional é à escala 1/1 000 000, apresentando limites aproximados. Para uma análise mais pormenorizada, existem cartas de solos à escala 1/50 000 produzidas pelo Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente (IHERA). Estão disponíveis em formato digital à escala 1/25 000, mas não cobrem a totalidade do território nacional, estando a nossa área de estudo fora da área de cobertura.

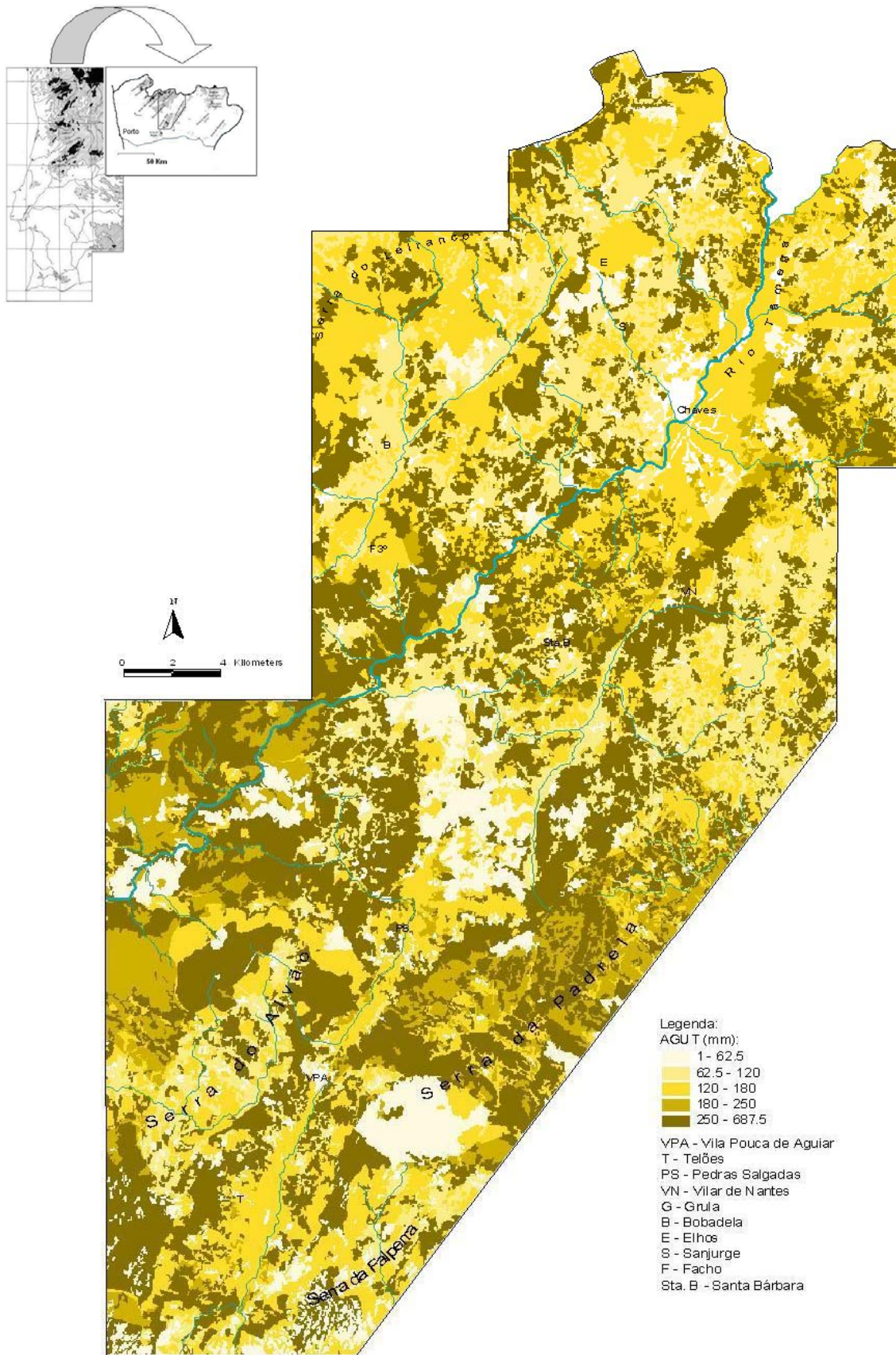


Fig. 92 Valor AGUT (mm) para a área de estudo.

Assim, utilizámos como base a carta do solo de Portugal à escala 1/1 000 000 e efectuámos algumas correcções a partir da observação no terreno, de acordo com a cartografia geológica à escala 1/50 000 [figura 93]. Para obter os valores de capacidade utilizável (n_u) optámos pela correspondência desenvolvida por M. Oliveira *et al* (1997), entre a legenda das cartas de solos do HIERA e a capacidade utilizável (n_u)⁷⁸.

Uso do solo (Código)	R_p (mm)
<i>Tecido urbano contínuo</i>	0
<i>Tecido urbano descontínuo, espaços de actividades industriais, comerciais e de equipamentos gerais, redes rodoviárias e ferroviárias e terrenos associados, zonas portuárias, aeroportos.</i>	200
<i>Pedreiras, zonas de extracção de areia, minas a céu aberto, zonas de descargas industriais, zonas de espalhamentos de lixo, estaleiros</i>	250
<i>Espaços urbanos verdes</i>	1000
<i>Zonas com equipamentos desportivos e de ocupação de tempos livres, zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega, perímetros regados</i>	500
<i>Arrozais</i>	600
<i>Vinhas, vinha + pomar, vinha + olival</i>	1300
<i>Pomares, pomar + vinha, pomar + olival</i>	1500
<i>Olivais, olival + vinha, olival + pomar</i>	1300
<i>Pastagens</i>	800
<i>Culturas anuais associadas a culturas permanentes, sistemas culturais parcelares complexos</i>	1000
<i>Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes</i>	1200
<i>Territórios agro-florestais, folhosas, sobreiro, azinheira, sobreiro e azinheira, castanheiro, carvalho, eucalipto, resinosas, pinheiro bravo, pinheiro manso, florestas mistas</i>	2750
<i>Pastagens pobres, trilhos</i>	800
<i>Pântanos e charnecas</i>	500
<i>Vegetação esclerófito</i>	600
<i>Espaços verdes degradados</i>	1500
<i>Praias, dunas, areias e solos sem cobertura vegetal, rocha nua, estepes sub-desérticas, zonas ardidas recentemente, turfeiras e sapais</i>	250
<i>Salinas, cursos de água, lagos, lagoas e cordões litorais e estuários</i>	0

Quadro 12 Profundidade aproximada das raízes das plantas (r_p) em função da ocupação e uso do solo adapt. M. Oliveira *et al* (1997) e H. Vermeulen (1993; 1994).

O mapa da figura 90 representa a profundidade média das raízes das plantas (r_p) a partir do uso e ocupação do solo [quadro 12], com base em estudos que utilizaram esta técnica como os de M. Oliveira *et al* (1997) e H. Vermeulen *et al* (1993; 1994).

⁷⁸ A variável AGUT tem sido utilizada em vários estudos desenvolvidos no LNEC-DH-GIAS para o cálculo da recarga, e que permitem a partir da informação cartográfica de base avaliar o índice n_u (H. Vermeulen *et al*, 1993; M. Oliveira *et al*, 1997; T. Zakharova *et al*, 2002).

A informação relativa ao uso do solo foi interpretada a partir das cartas “Corine Land Cover” à escala 1/1 000 000 e 1/25 000, publicadas pelo Centro Nacional de Informação Geográfica (CNIG), tendo em vista a identificação do coberto vegetal presente e, com isso, obter uma estimativa do valor de profundidade das raízes das plantas.

O mapa da figura 92 representa a espessura do solo em milímetros, com base na multiplicação entre a variável r_p que mede a profundidade das raízes, com base na informação obtida a partir do uso e ocupação do solo e do teor de humidade do solo. Trabalhos idênticos foram desenvolvidos por M. Oliveira *et al* (1997) em estudos sobre cartografia e vulnerabilidade de aquíferos. Outros autores como Zakharova *et al* (2002) têm vindo a desenvolver trabalhos de cálculo do índice n_u tendo como base a cartografia à escala 1/25 000, também ela produzida pelo CNIG para quase toda a totalidade do território nacional.

2.4. Cartografia do índice de infiltração ($I_{\text{infiltração}}$)

Um dos objectivos de calcular o índice de infiltração ($I_{\text{infiltração}}$) é conjugar os diferentes parâmetros e permitir ordenar as áreas em função da facilidade de infiltração, obtendo uma uniformização dos valores em diferentes áreas. O índice de infiltração ($I_{\text{infiltração}}$) resulta da soma de três parâmetros:

$$I_{\text{infiltração}} = I_{\text{tipo de solo}} + I_{\text{AGUT}} + I_{\text{declive}}$$

Quanto maior for o índice obtido maior é a facilidade de infiltração. Através da fórmula verifica-se que o valor mais baixo é o valor 3 e que o valor máximo que se pode obter é 14. Embora esta forma de ligação entre os diferentes parâmetros seja muito simples, ela parece ser coerente. Na realidade, após a aplicação e obtenção de uma cartografia para a área de estudo, obteve-se uma boa relação entre o modelo e a análise no terreno. Por outro lado, a utilização de apenas 3 parâmetros faz com que o efeito de um baixo valor v obtido por um, não seja mascarado por um valor v mais elevado de outro parâmetro, parecendo, até ao momento, que é possível fazer uma ordenação de áreas mais favoráveis à infiltração até às áreas menos favoráveis.

2.4.1. Tipo de solo ($I_{\text{tipo de solo}}$)

O tipo de solo resulta de um valor v atribuído, que define o índice $I_{\text{tipo de solo}}$, o qual pode assumir 4 valores. Valorizam-se os solos que são favoráveis à infiltração e que apresentam maior permeabilidade e penalizam-se os solos com menor permeabilidade que favorecem o escoamento superficial.

Tipo de solo	Valor (v)
A	6
B	4
C	2
D	1

Tabela 10 Divisão do parâmetro tipo de solo em classes e valor v a atribuir a cada.

Na área de estudo, encontram-se solos do tipo B e C, influenciados pelo substrato geológico. Os metassedimentos bloqueiam a infiltração no contacto solo/rocha, formando uma soleira impermeável.

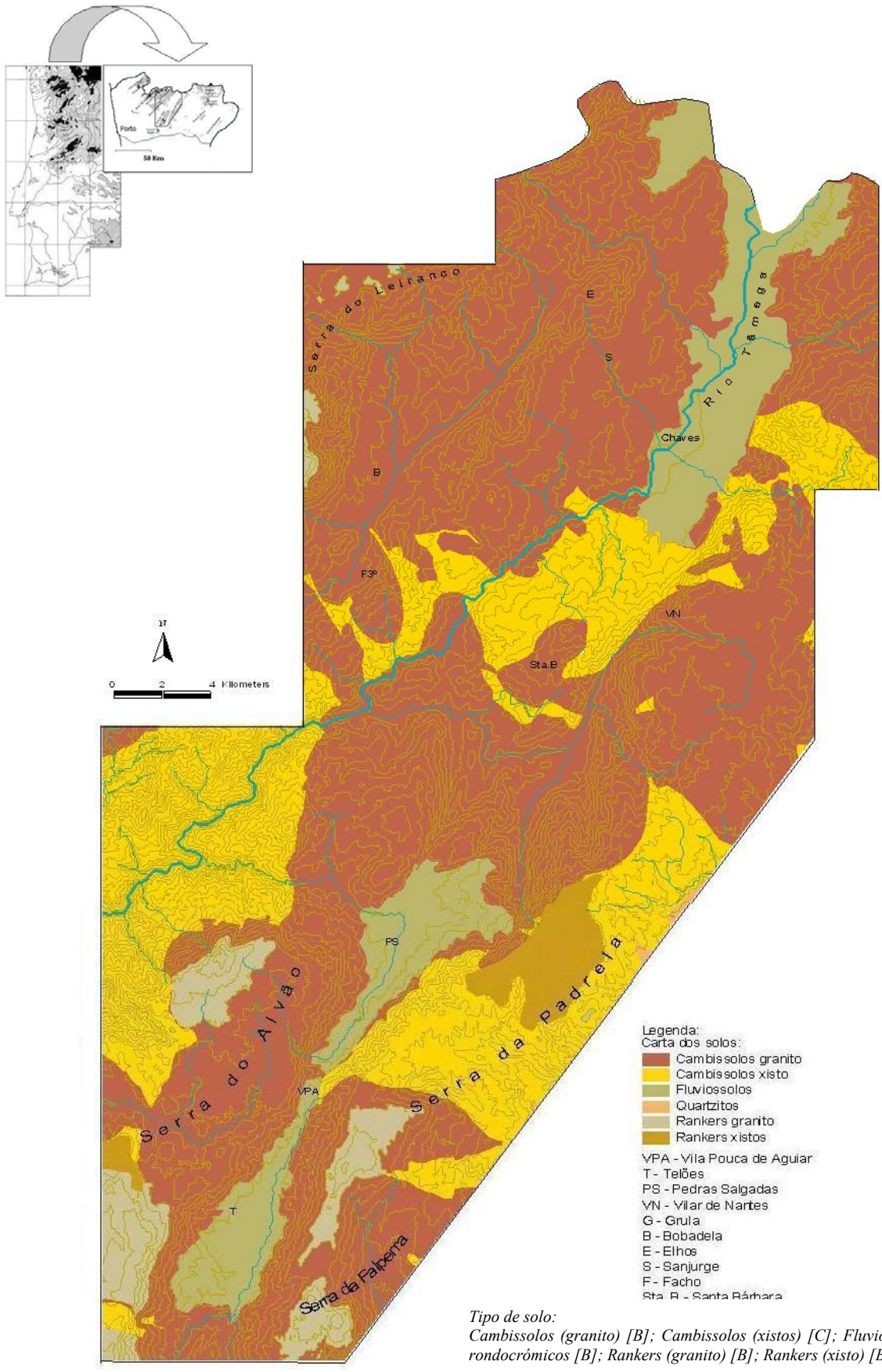
2.4.2. AGUT (I_{AGUT})

O índice que avalia a quantidade máxima de água armazenável no solo e que pode ser utilizada para a evapotranspiração (AGUT), ao qual foi atribuído a valor v está representado no quadro que se segue:

AGUT (mm)	Valor (v)
1-62.5	1
62.5-120	2
120-180	3
180-250	4
>250	5

Tabela 11 Divisão do parâmetro AGUT em classes e valor v atribuído a cada.

Quanto maior for o valor do AGUT, maior é a quantidade de água retida no solo, menor será a escorrência e maior a infiltração. O valor v penaliza os valores do AGUT mais baixos em virtude de valores mais elevados.



Fonte: Carta dos solos de Portugal à escala 1/1 000 000 com correcções no terreno e com base nas cartas geológicas de escala 1/250 000 e 1/50 000

Fig. 93 Carta dos solos da área de estudo.

2.4.3. Topografia ($I_{topografia}$)

O parâmetro topografia refere-se ao declive. O aumento do declive aumenta a possibilidade de ocorrência de escoamento superficial, os declives mais baixos potencializam níveis de infiltração superiores.

Ao índice $I_{topografia}$ é atribuído um valor v que varia entre 1 e 5, distribuídos por 5 classes de declives:

Declive	Valor (v)
1-8°	5
8-16°	4
16-24°	3
24-32°	2
>32°	1

Tabela 12 Divisão do parâmetro topografia em classes e atribuição do valor v a cada.

2.4.4 Considerações finais e conclusões

A utilização do índice de infiltração $I_{infiltração}$ permite obter um escalonamento de áreas mais ou menos favoráveis à infiltração. O índice varia entre 3 e 14:

Nível de infiltração	
3-6	Baixo
6-8	Médio
8-10	Médio alto
10-14	Alto

Tabela 13 Valores obtidos pelo $I_{infiltração}$ e legenda utilizada na cartografia do índice.

O valor 3 inclui as áreas de declive superior a 32°, solos de permeabilidade baixa e um valor AGUT inferior a 62,5mm. Os valores mais elevados incluem classes de declive mais baixas, solos de maior permeabilidade (B) e valores de AGUT elevados, potenciando assim, maiores quantidades de água absorvida no solo.

No índice $I_{\text{infiltração}}$ não foi incluído o parâmetro geológico dado que este já é considerado, ainda que indirectamente na caracterização do tipo de solo. Desta forma, ao incluir este parâmetro na fórmula $I_{\text{infiltração}}$, estar-se-ia a sobrevalorizar o parâmetro geológico, ainda que indirectamente.

Após a produção cartográfica final e a comparação com a realidade, verificou-se uma boa adaptação da cartografia obtida a partir do $I_{\text{infiltração}}$ com os níveis de infiltração verificados no terreno.

Uma vantagem da construção do $I_{\text{infiltração}}$ a partir da sobreposição de diferentes parâmetros para uma determinada área, é permitir o escalonamento do índice. No caso de maximizar os valores de um ou dois parâmetros, mesmo que o terceiro parâmetro tenha um valor menor, não inviabiliza que uma determinada área apresente um nível de infiltração elevado.

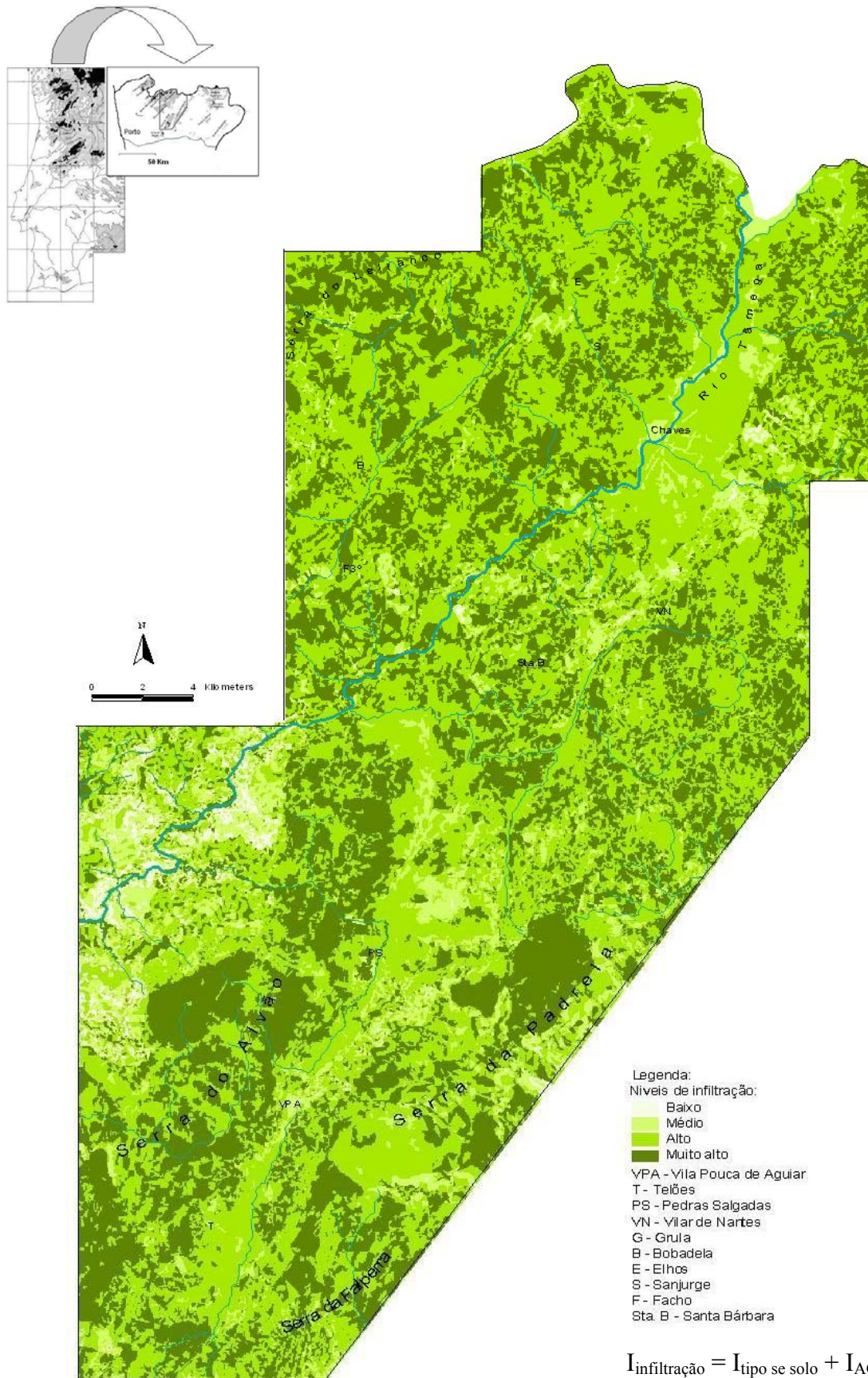


Fig. 94 Níveis de infiltração obtidos a partir do índice $I_{\text{infiltração}}$.

II

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

1. ENQUADRAMENTO TEÓRICO

Os ravinamentos são formas de erosão resultantes de processos geomorfológicos que podem contribuir para a perda de solo.

Os ravinamentos, de per si, nem sempre afectam áreas de interesse económico. No entanto, mesmo que a perda de solo e de produtividade de um campo agrícola por ravinamento, no seu conjunto, seja considerada de menor importância, os efeitos secundários, podem traduzir-se em grandes prejuízos. O material deslocado pode ser depositado em áreas de elevado interesse económico, podendo destruir produções mais rentáveis, ou, em certos casos, atingir rios e ribeiros que, em ponta de cheia, transportarão maior quantidade de carga sólida do que anteriormente (F. Rebelo, 1994).

O risco de ravinamento relaciona-se com outros riscos ditos naturais (F. Rebelo, 1994; 1995). Montes de escórias podem originar problemas graves de movimentações em massa ou fornecer muito material sem coesão para movimentações individuais em ravinas, que entretanto se formem. A acumulação do material depositado na sequência de ravinamentos pode originar movimentos em massa.

Neste sentido, os ravinamentos poderão evoluir de processo geomorfológico complexo, para risco geomorfológico, ou, de “aléa”, processo físico ligado à dinâmica terrestre, para risco associando à “vulnerabilidade”⁷⁹ (F. Rebelo, 1995; Dagorne & Dars, 1999; Gabert & Vaudour, 1999; Veyret-Mekdjian, 1997; 1999; 2001).

⁷⁹ O “aléa” ou “hazard” natural é definido como acontecimento que tem origem num fenómeno natural, de probabilidade não nula, que tem a sua origem e se desenvolve num meio natural. O risco natural corresponde a um acontecimento de uma certa probabilidade, consequência do “aléa”. Resulta de um “aléa” e de um “enjeu”, sendo a vulnerabilidade a medida dos prejuízos de toda a ordem, relacionada com a intensidade do “aléa” – Comité Interministériel de l’Évaluation des Politiques Publiques (1997). Segundo F. Rebelo (1997) “enjeu” é vulnerabilidade e “aléa” ou “hazard”, risco, em sentido restrito ou processo potencialmente perigoso (F. Rebelo, 2008). A vulnerabilidade depende ainda da relação que cada uma das sociedades mantém com o seu ambiente e segundo as práticas de gestão que autorizam a sua organização e o seu nível de desenvolvimento (J. Tricard, 1990; A. Bailly, 1996; Y. Veyret-Mekdjian, 2001).

Muitas vezes, as formas da superfície da Terra e a dinâmica do território são total ou parcialmente artificiais, influenciadas pela acção do Homem. Nos espaços agrícolas, por exemplo, em vertentes de declives suaves a médios, podem, em certos locais, encontrar-se importantes ravinamentos, por vezes facilitados, ou até mesmo, induzidos pelo Homem.

O papel do Homem aparece envolvido no desenvolvimento das manifestações de crise como factor de vulnerabilidade (P. Martin, 1998; D. Nir, 1983; M. Panizza, 1990), aumentando significativamente o risco (K. Smith, 1996; Cunha & Cravidão, 2001; Cunha & Dimuccio, 2001). No caso dos ravinamentos, o Homem pouco ou nada poderá fazer relativamente a características climáticas, a declives das vertentes, e material rochoso. No entanto, poderá lutar contra o desaparecimento da vegetação das áreas mais vulneráveis e evitar os descuidos que oferecem às águas de escorrência os sulcos segundo as linhas de maior declive, que se transformarão em canais de concentração de drenagem (F. Rebelo, 1981; 1982; 1994).

Nas áreas florestais, a escolha dos povoamentos florestais influencia a dinâmica das vertentes interferindo nos processos de erosão e, naturalmente, na formação de ravinas, aumentando ou diminuindo a capacidade de escorrência e infiltração.

A importância dos estudos ambientais para o ordenamento do território, em que a análise dos riscos é fundamental, é razão mais do que suficiente para uma reflexão sobre a aplicabilidade da Geografia Física nessa área⁸⁰.

⁸⁰ “A Geografia Física é uma das ciências mais importantes para os estudos ambientais, tão importante que não repugna aceitá-la como ciência aplicada ao ambiente” (F. Rebelo, 1999a)

O estudo dos riscos é, por natureza, interdisciplinar⁸¹. No que respeita à Geografia e, em particular à Geografia Física, a aplicação maior nasce da integração de todos os conhecimentos provenientes dos seus diferentes ramos. A relação Homem-Meio sempre esteve ligado à Geografia, em especial, ao modo como a dinâmica das vertentes, em nomeadamente os movimentos rápidos, influenciavam as populações.

Martonne, citado por F. Rebelo (1999a), no célebre *Traité de Géographie Physique* (1953), mostrava casos impressionantes de desabamentos e de deposição de sedimentos em cones de dejectão que, de um momento para outro, modificaram as características ambientais, para além de originar problemas imediatos ao afectarem populações com a deposição de massas maiores ou menores de blocos, calhaus, areia e/ou argila. Também os desabamentos podem levar à mudança de direcção dos cursos de água, do mesmo modo que podem desencadear nuvens de pó, que fica no ar e prejudica a respiração e visão.

São inúmeros os estudos posteriores que vieram demonstrar o papel da dinâmica do território no surgimento de situações de crise e, por vezes, mesmo de catástrofe. A presença de inúmeros depósitos tardiglaciares no surgimento de desabamentos, deslizamentos e/ou solifluxões forem bem evidenciados em vários estudos em Portugal (A. Rochette Cordeiro, 1995; A. Pedrosa, 1993, 1994; F. Rebelo, 1977; A. Ferreira, 1984; A. Pedrosa & B. Marques, 1994; A. Pedrosa *et al*, 1995; A. Cordeiro & F. Rebelo, 1996; L. Lourenço, 1996; J. Zêzere, 1997; C. Bateira & L. Soares, 1997; J. Santos, 1997; A. Raposo, 1998).

⁸¹ O Seminário “Interdisciplinaridade nas Ciências Sociais” desenvolvido no seio do GEERC (Grupo de Estudos Europeu sobre Risco e Crise), que mais tarde dá origem ao livro de Actas **Le Risque et la Crise**, Malta, Fondation for International Studies, p.218, é exemplo da interdisciplinaridade associado ao estudo dos riscos (L. Faugères, 1990).

Estudamos as características dos regimes fluviais. Também aqui, o papel da Geografia Física é muito importante para a compreensão dos problemas das cheias e inundações. Nesta área abundam os estudos relativos a esta problemática em Portugal (I. Amaral, 1968; L. Lourenço, 1989; C. Ramos, 1994; M. Roxo, 1994; F. Rebelo, 1997; Bateira *et al*, 1998; 2008; F. Rebelo & N. Ganho, 1998).

A nível internacional, a importância do estudo das inundações consagrou a publicação de alguns livros como os trabalhos publicados por Penning-Rowsell e Maureen Fordham em 1994, *Floods across Europe. Flood hazard assessment, modelling and management* ou *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*, por Mason *et al* em 1996.

Mas o papel mais importante da Geografia e, em particular da Geografia Física, para a compreensão da complexidade dos riscos, é o carácter de ciência de síntese, ao analisar as relações entre sociedade e natureza, e, por outro lado, o do geógrafo, como especialista da organização dos territórios (A. Dauphiné, 2001).

1.1. Sequência: risco, perigo e crise

Como no estudo de qualquer outro risco, no de ravinamento, importa conhecer casos concretos da sua manifestação. Por um lado, podem tirar-se lições de interesse para que, numa eventual repetição dos acontecimentos, se processem de forma mais eficiente as ajudas da Protecção Civil, seja ao nível dos primeiros sinais de perigo, seja no momento de crise (F. Rebelo, 1997). Assim, poder-se-á fazer um trabalho mais eficaz no sentido da prevenção e de fornecer elementos fundamentais ao planeamento para, na medida do possível, se reduzirem as vulnerabilidades (L. Faugeres, 1990; P. Blaikie *et al*, 1994).

De comum, em todos os estudos onde as ravinas surgem de forma marcada na paisagem, estão, sem dúvida alguma, as características climáticas, admitindo chuvas intensas, isto é, grandes quantidades de precipitação durante pouco tempo. Frequentemente, essas chuvas caem ainda no Verão ou no início do Outono, na sequência de longos períodos muito quentes e secos (F. Rebelo, 1982, 1994, 2001, 2003, 2008; A. Pedrosa, 1993; A. Pedrosa *et al*, 2001), características do clima mediterrâneo, onde o risco de ravinamento é um risco comum (Villevieille, 1997).

Associada às características climáticas, a formação de ravinas está ainda relacionada com as características da vertentes, nomeadamente, o declive ou a falta de coerência dos materiais rochosos, como depósitos de vertente ou mantos de alteração.

A estas características naturais ligam-se, com frequência, a intervenção do Homem no Meio e o risco de ravinamento ganha outra dimensão. Por vezes, encontram-se ravinas formadas na sequência da utilização incorrecta de carros de bois e de tractores, e na sequência de pequenas queimadas, feitas depois das colheitas. Intervenções do Homem sobre o território que conduziram à formação de ravinas, foi bem evidenciado por F. Rebelo, nos Açores. Em vertentes declivosas a acção humana, extraíndo a “leiva” necessária para as estufas de ananás, pode conduzir à formação de ravinas, devido à utilização de tractores, camionetas e carrinhas que abrem sulcos com as suas rodas (F. Rebelo, 1986).

Situações de perigo relacionadas com as ravinas foram bem analisadas também por A. Pedrosa (1993) na serra do Marão, em particular na IP4. A construção desta estrada interferiu na dinâmica dos cursos de água e ainda nos processos morfogenéticos, acelerando-os, no caso dos ravinamentos.

Várias foram as ravinas que surgiram directamente relacionadas com a concentração de escorrência, muitas vezes provocadas pelas deficientes infra-estruturas construídas para canalizar as águas das chuvas (A. Pedrosa, 1993).

O material transportado pela ravinas deposita-se nas estradas, originando situações de perigo, em algumas ocasiões de crise, ao causarem acidentes.

Em espaços florestais, após incêndios, as chuvadas intensas são responsáveis pela erosão acelerada, com formação ou reactivação de ravinas nas vertentes atingidas. Pode ocorrer a actuação erosiva, por vezes violenta, de cursos de água existentes nessas áreas.

Estudos desses acontecimentos são particularmente importantes para o ordenamento do território, mas também para o estudo dos riscos. A preparação do solo e a má adaptação das espécies são responsáveis por novos problemas erosivos, quer seja a nível dos materiais (meteorização), ou da sua mobilização (transporte) (F. Rebelo, 1994). Assim, o problema das ravinas volta a colocar-se.

1.2. Cartografia das áreas de risco

A dinâmica de uma vertente resulta de um equilíbrio entre dois grupos de factores, num princípio de estabilidade das vertentes. Esta relação define uma sucessão de estados que se traduzem pela tendência natural de conservar ou recuperar condições de estabilidade (J. Zêzere, 2001). No primeiro grupo, incluem-se os factores condicionantes, que dizem respeito às características estruturais e morfológicas, cuja dinâmica concorre para a evolução da vertente no sentido da dissipação das condições de *stress shear strength* (J. Hansen, 1984), introduzido pelo segundo grupo – os factores desencadeantes, também referidos como factores extrínsecos (Terzagui, 1950, referido por D. Brunsten, 1984; M. Ferrer-Gijón, 1987).

Nestes factores, estão incluídas variáveis exógenas ao sistema vertente, como aspectos de natureza climática, hidro-climática, sísmica, antrópica, estando na génese da instabilidade.

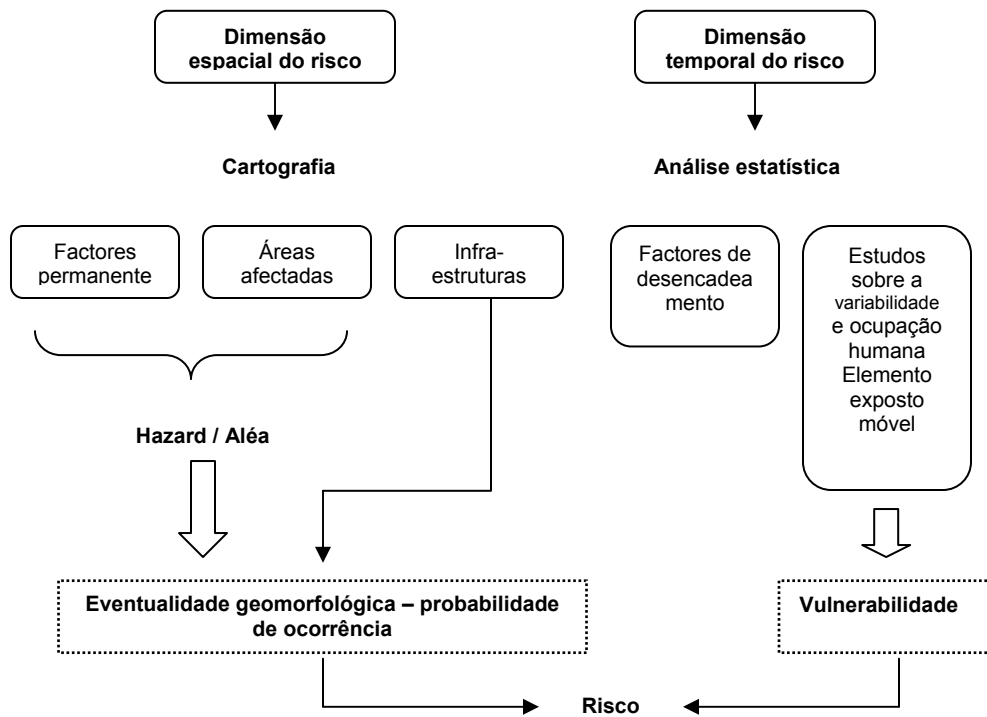


Fig. 95 Dimensão espacial e temporal dos riscos, adaptado de F. Léone, 1996.

Os riscos geomorfológicos assumem uma dimensão espacial, na qual estão incluídos os factores permanentes/condicionantes passíveis de cartografar, e uma dimensão temporal, incluindo factores exógenos à vertente, passíveis de análise estatística.

Para a construção do mapa de risco de ravinamento foram utilizados 3 grupos de factores: factores condicionantes permanentes, como a geologia, o tipo de solos e o declive; factores condicionantes dinâmicos, como o uso e ocupação do solo, a profundidade do solo (AGUT); factores passíveis de análise estatística (precipitação média anual, número de dias com mais de 10mm de precipitação e os máximos diários registados).

A cartografia de um risco, em particular das áreas de maior ou menor risco de ravinamento, é uma ferramenta importante na gestão dos riscos e no ordenamento do território, muito caro à Geografia (Kervern, 1995).

As áreas de maior risco deverão ser alvo de medidas de forma a mitigar os processos erosivos, tais como evitar a perturbação dos terrenos por viaturas, planear as áreas desnudadas através de plantações de superfícies aerodinamicamente enrugadas. No caso de áreas com desperdícios nocivos, enterrando-os ou diluindo-os.

O que propomos de seguida, é a construção de um mapa de riscos de ravinamento para a área de estudo, definindo os factores que condicionam a forma e evolução das ravinas. O Sistema de Informação Geográfica (SIG), ao permitir uma sobreposição de diferentes tipos de informação para uma determinada área, é uma importante ferramenta para concretizar este objectivo.

Assim, procura-se criar um índice que avalie o risco de ravinamento ($I_{\text{ravinamento}}$) permitindo conjugar, por um lado, todos os factores e, por outro, ordenar as áreas em função do seu risco de ravinamento, permitindo obter uma uniformização dos valores para diferentes áreas.

2. UM RISCO GEOMORFOLÓGICO – A FORMAÇÃO DE RAVINAMENTOS

Os ravinamentos são entendidos como forma de erosão dos solos (J. Pouquet, 1967). A formação de ravinas, a par das ondulações dos terrenos, solos pedregosos ou outras manifestações, são indicadores e sinais sérios de desertificação, em área agrícolas ou terras de pastagens, e áreas florestais. A perda produtiva de um solo pode ocorrer de duas formas: (i) a perda lenta de nutrientes⁸²; (ii) a perda da camada superficial do solo por erosão⁸³.

	LIGEIRA	MODERADA	SEVERA	EXCESSIVA
EROSÃO	Regos superficiais	Montículos, acumulação de lodos	Lavagem grosseira”, depósitos, Ravinamentos	Deslizamentos, Ravinamentos extensos

Quadro 13 Relação entre a erosão e as principais manifestações no terreno. O aparecimento de ravinas ocorre nos índices de erosão mais elevados adaptado de Rapp *et al*, 1972.

Após a formação de ravinas, a recuperação do solo é, em geral, dispendiosa e requer na sua maioria assistência técnica (M. Garduño, 1992). Assim, uma forma de controlar as ravinas, é definir as áreas que, dadas as suas características, se encontram com maior ou menor probabilidade de sofrerem degradação e perdas de solo por ravinamento.

⁸² Os métodos de avaliação compreendem a medição precisa das disponibilidades em nutrientes e o aparecimento ou desaparecimento de determinadas espécies vegetais indicadoras da fertilidade de um solo (A. Warren & J. Maizels, 1992).

⁸³ São vários os métodos para a avaliação do grau de erosão. **Classe 1** (*levemente erosionado*) – A superfície está ligeiramente irregular e a camada superior do solo tornou-se mais fina em determinados sectores. A gestão do solo não foi afectada pela erosão; **Classe 2** (*moderadamente erosionado*) – Podem surgir ravinas que ficam de ano para ano, a camada superficial do solo está destruída entre 25 e 75%; **Classe 3** (*severamente erosionado*) – Mais de 75% da camada superficial do solo foi removida, as ravinas são profundas e parte do subsolo desapareceu; **Classe 4** (*excessivamente erosionado*) – A terra está coberta por uma intrincada rede de ravinas profundas e superficiais, a sua correcção é muito difícil (Dep. Agricultura dos EUA). Outra classificação: **Grau (a)** – *Mínimo*, raras áreas afectadas; **Grau (b)** – *Moderada*, frequentemente pequenas áreas e ocasionalmente grandes áreas com susceptibilidade moderada à erosão; **Grau (c)** – *Severa*, frequentemente grandes áreas revelam forte susceptibilidade à erosão com o surgimento de laminação pela água com enrugamento e ravinamentos (Condon *et al*, 1969).

São inúmeras as formas de classificação, dependendo da sua profundidade, forma ou características das vertentes. O quadro abaixo é um exemplo de classificação:

DIMENSÃO	METROS DE PROFUNDIDADE	DECLIVE DA VERTENTE
Muito pequena	inferior a 3	variável
Pequena	3	variável
Média	3-9	8-15%
Profunda e estreita		
(a)	3-9	variável
(b)	9	

Tabela 14 Forma de classificação das ravinas, adaptado de Teswani *et al.*, (1975).

Para além da classificação das ravinas com base na profundidade e no declive da vertente, consideram-se ravinas primárias e secundárias com base na fase de instalação/evolução ou, de outra maneira, na fase de arranque ou desenvolvimento. Um conjunto de ravinas corresponde a uma captação independente de águas com fluxo regular equivalente a um sistema de drenagem. Assim, encontramos ravinas primárias, que se encontram numa fase de instalação, e secundárias, aquelas que se encontram numa fase de evolução posterior, mais consolidadas (F. Rebelo, 1982, 2001, 2003) e, geralmente, de maior dificuldade de controlo e recuperação (M. Garduño, 1992).

No entanto, a passagem de ravinas primárias a secundárias é gradativa e praticamente imperceptível a sua distinção. Esta situação dificulta, ou mesmo impossibilita, a distinção, no que respeita ao limiar de passagem entre uma ravina primária a secundária⁸⁴.

⁸⁴ Alguns autores chamam *barrancos* a ravinas que ao aprofundarem-se, assumem dimensões notáveis correspondendo a ravinas secundárias. Mais uma vez o problema reside no limiar do tamanho da *ravina/barranco* e ao nível da evolução *ravina elemental/ravina instalada/barranco* (F. Rebelo 2001, 2003).

2.1. Factores que condicionam os ravinamentos

As ravinas actuam escavando sobre materiais móveis (P. George, 1974). Evoluem e formam-se rapidamente a partir de fortes precipitações. Primeiro, o impacto da chuva que esmigalha os solos mais expostos; segundo, o próprio encharcamento, que projecta pelas encostas abaixo as partículas e, por último, a escorrência das águas que segue e arrasta consigo tais partículas (A. Warren & J. Maizels, 1992).

Verifica-se uma gradação da deposição das partículas arrancadas pela escorrência. Primeiro, surgem pequenas pedras, posteriormente, areias, sobretudo nos primeiros sulcos, arrastando para mais longe os materiais finos (A. Warren & J. Maizels, 1992), o que torna este processo erosivo importante no estudo da erosão dos solos.

2.1.1. A natureza do solo e substrato geológico

A natureza do solo condiciona a maior facilidade ou dificuldade de ocorrência de infiltração superficial (Is), o que, como já referimos, depende muito da sua permeabilidade. Solos com baixo potencial de escoamento directo (Ed) apresentam elevada capacidade de infiltração. Os solos dotados de elevada permeabilidade, são claramente menos susceptíveis aos ravinamentos comparativamente com solos que apresentam um elevado potencial de escoamento directo (Ed) e intensidade de infiltração baixa.

A variável AGUT, já tratada anteriormente, avalia a quantidade máxima de água armazenável e que pode ser utilizada para evaporação. Esta, ao relacionar o tipo de solo com a sua ocupação, avalia a capacidade do solo ao nível da sua permeabilidade e profundidade. Quanto maior for a AGUT, maior é o potencial de infiltração e menor é a escorrência (Ed).

No entanto, o escavamento de uma ravina é potencialmente maior em situações em que o solo se encontre despido de qualquer protecção; neste caso as ravinas formam-se e atingem maiores profundidades.

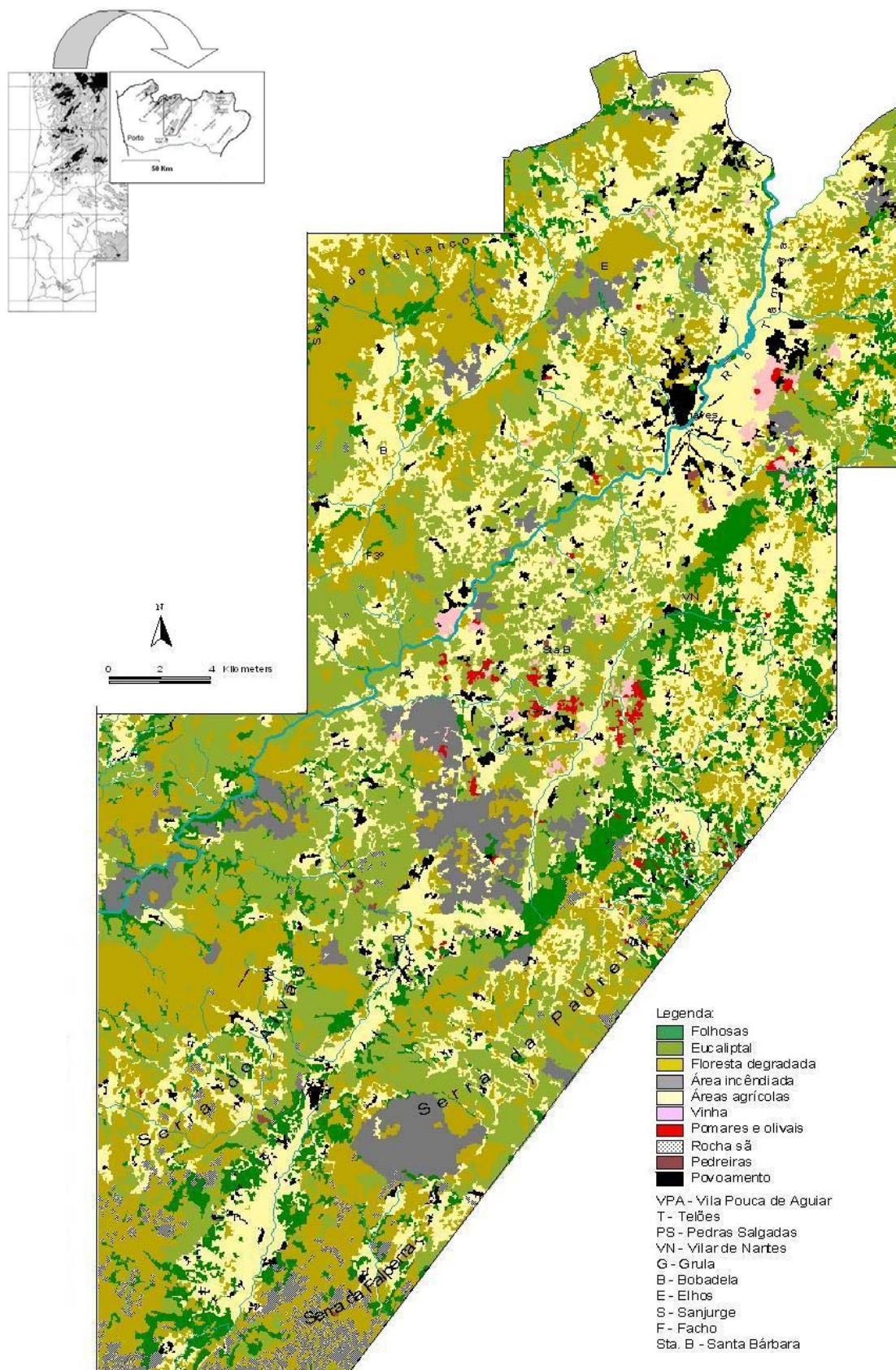
O papel da geologia é importante no que respeita ao tipo de rochas, mais ou menos favorável à infiltração e escorrência. Este assunto já foi tratado anteriormente aquando da construção do índice de infiltração.

Para além do tipo de rocha, a existência de mantos de alteração é fundamental na evolução das ravinas. Estes condicionam a evolução das ravinas, tornando-as mais ou menos profundas. A forte variabilidade lateral nos graus de meteorização, condicionada por elementos como fracturas, falhas ou diáclases, interfere na evolução das ravinas permitindo uma forma mais ou menos vertical.

Também os depósitos de vertente interferem na evolução das ravinas. Estudos próximos da área de estudo, na serra do Marão, revelam a importância dos depósitos de vertente na evolução das ravinas (A. Pedrosa *et al*, 2007).

2.1.2. A ocupação e uso do solo

O surgimento de ravinas está muito relacionado com o uso e ocupação do solo, principalmente com a presença ou não de coberto vegetal a proteger o solo. A presença deste facilita a infiltração e diminui a escorrência superficial. A acção térmica junto ao solo é também mitigada, diminuindo a amplitude térmica e perdendo condutibilidade térmica (R. Geiger, 1990).



Fonte: cartas de uso e ocupação do solo à escala 1/25 000 produzidas pelo CNIG

Fig. 96 Uso e ocupação do solo na área de estudo.

As perdas de solo consequentes à formação de ravinas em solos desprotegidos de vegetação assumem um papel importante na degradação dos solos e na relação directa precipitação/escoamento superficial que se torna sucessivamente maior.

As áreas florestais surgem na área de estudo, principalmente em vertentes com maior declive. Na maioria das vezes, trata-se de florestas de folhosas e resinosas apresentando diferentes níveis de cobertura, quer arbórea, arbustiva ou herbácea. A partir da carta de ocupação do solo, analisámos as áreas florestais ao nível da percentagem de ocupação arbórea e ao nível do tipo de floresta: folhosas e resinosas [figura 98], chegando à conclusão da forte presença de ravinas em áreas de florestas degradadas ou com coberto vegetal inferior a 10% .

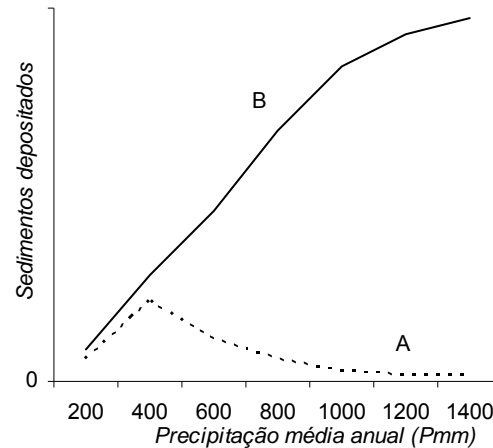


Fig. 97 As curvas indicam as relações da escorrência com a precipitação média anual (Pmm) nos casos de áreas com coberto vegetal natural (A) e áreas com terreno a nú (B) *Adapt. Shumm, 1969.*

Esta diferenciação parte do princípio que o impacto da precipitação ao nível do solo é mais intenso numa floresta menos densa, principalmente quando desprotegida de vegetação rasteira. Se a precipitação for intensa e curta no tempo, resulta na abertura de sulcos segundo as linhas de maior declive que se transformarão em canais de concentração de drenagem originando ravinas.

2.1.3. Espaços florestais e incêndios

Um importante contributo para a perda de solo e instalação de ravinas relaciona-se com o surgimento de incêndios florestais. Estes verificam-se principalmente nos meses de Verão e destroem vegetação. Os solos ficam por vezes sem qualquer tipo de protecção vegetal, nem, tão pouco, estruturados pela acção das raízes.

As primeiras chuvas de final de Verão e de Outono caem, geralmente, em grandes quantidades, durante pouco tempo. Quando se verificam na sequência de longos períodos muito quentes e secos⁸⁵ vão ser responsáveis pelo surgimento de ravinas acompanhadas de importantes perdas de solo.

Não menos importante é a reflorestação, por vezes catalizadora de novos problemas de erosão e surgimento de ravinas. A preparação dos solos e a má adaptação das espécies aumenta a vulnerabilidade das vertentes. A ruptura do equilíbrio geoecológico resultante da acção dos incêndios⁸⁶ nas vertentes observa-se na área de estudo, pela abertura de ravinas e pela presença de *tors*⁸⁷, estes últimos em consequência da meteorização do granito e posterior limpeza dos alterites.

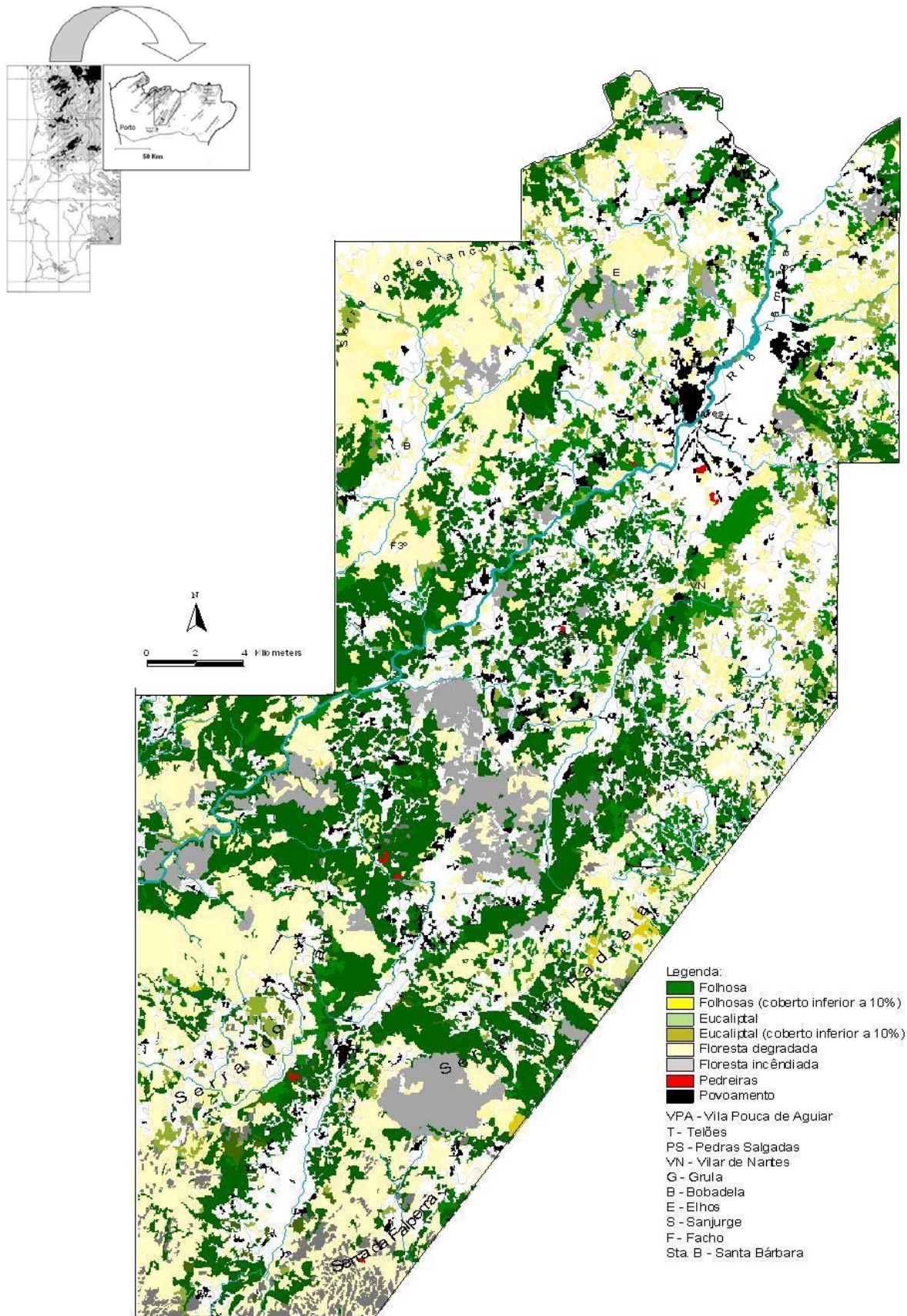
Os *tors* formam-se, principalmente, em rochas granitóides, rochas mais resistentes à erosão mecânica e susceptíveis de alteração química. Neste particular destacam-se os granitos calco-alcalinos, biotíticos de grão grosseiro a médio, contrapondo às rochas granulares básicas, onde a decomposição mais intensa é mais superficial.

A meteorização avança em profundidade, principalmente orientada pelas diaclases associada a períodos de biostasia climática, geralmente em vertentes em equilíbrio geodinâmico e, numa segunda fase, de erosão selectiva, a partir da limpeza de alterites, ficando em saliência a rocha sã.

⁸⁵ Alguns estudos (F. Rebelo *et al*, 1986; A. Pedrosa, 1993; A. Pedrosa *et al*, 2001) revelam a importância do período posterior ao Verão coincidente com as primeiras chuvas com a instalação das ravinas, relacionado com a amplitude térmica diurna ao nível do solo (especialmente nas vertentes voltadas a SE) ou mais especificamente para algumas vertentes, incêndios, ausência de vegetação ou exposição a ventos.

⁸⁶ O conhecimento ao nível da intensidade do fogo é importante para avaliar o nível de risco de erosão por ravinamentos. Estudos demonstram que os valores de erosão em áreas sujeitas a incêndios de diferentes intensidades provocam valores díspares ao nível da perda do solo. Incêndios de baixa magnitude resultaram em valores de perda do solo praticamente nulos, contrastando com áreas sujeitas a incêndios de alta intensidade, desestruturando os solos, tornando-os por vezes hidrofóbicos, queimando as próprias raízes, originando a ocorrência de *buracos*. X. Úbeda & M. Sala (2001) num estudo sobre processos erosivos nos Maciços de Gavarres e Cadietres (Cordilheiras Costero Catalanas) calcularam valores de perda de solo na ordem dos 1300t/ha/ano.

⁸⁷ A presença de *tors* verifica-se em rochas muito variadas, em todas as zonas climáticas da superfície da Terra e nos diferentes andares de montanha. No entanto, a sua definição não é exactamente igual para todos os investigadores resultando numa aplicação variada e com processos morfogenéticos distintos. Por outro lado, se para alguns autores, esta palavra designa uma simples proeminência rochosa de natureza granítica, para A. Godard (1966), a presença de *tors* não deve significar qualquer pináculo ou crista rochosa, nem um caos de blocos, embora com fraco transporte, mas sim um amontoado de blocos *in situ*, dispostos geometricamente, respeitando uma rede de diaclases.



Fonte: cartas de uso e ocupação do solo à escala 1/25 000 produzidas pelo CNIG

Fig. 98 *Análise do espaço florestal na área de estudo*
Análise quanto ao tipo de floresta (folhosas / resinosas), grau de
ocupação e áreas incendiadas.

Nesta perspectiva, é necessária uma alternância de períodos de biostasia/rexistasia⁸⁸. No entanto, os incêndios introduzem alterações na relação entre infiltrações e escoamento superficial, bem como na capacidade de armazenamento de água no solo. Com os solos desprotegidos por falta de vegetação, a perda de rególito faz-se por escorrência, culminando na abertura de ravinas e na regularização das vertentes por blocos, maioritariamente de natureza granitóide de dimensão variada.



Est. 22 Vertente regularizada por blocos de natureza granitóides de dimensão variada no sector da vertente recentemente incendiada (escarpa oriental da serra do Alvão à saída de Vila Pouca).



Est. 23 Abertura de ravinas (vertente norte da serra do Alvão).

As condições climáticas necessárias à explicação dos *tors* não são muito específicas (A. Ferreira, 1979), bastando uma certa humidade para que permita a arenização em profundidade. O estudo de perfis de meteorização na área de estudo comprova-o, o que faz com que verifiquemos, simultaneamente, um processo de meteorização em profundidade dos granitos em determinados sectores das vertentes e fases de remoção do rególito noutras. Neste caso particular, a influência do Homem na degradação do coberto vegetal, será responsável, ainda que indirectamente, no surgimento de *tors*.

⁸⁸ Durante o Terciário, sob a influência de um clima quente e húmido, teria ocorrido a fase de meteorização química das rochas em profundidade. A exumação dos *tors* marcaria uma ruptura do equilíbrio biológico, no sentido de uma degradação do clima no que respeita a uma maior aridez durante as fases frias do Quaternário.

2.1.4. Espaços agrícolas e pastoris

Nos espaços agrícolas, principalmente em áreas de declive, que segundo A. Young (1972) podem ir até aos 18°, há casos importantes de ravinamentos, facilitados ou mesmo induzidos pelo Homem num clima de base mediterrânea. As chuvadas fortes e concentradas no tempo ocorrem seguidas de longos períodos de tempo seco e quente.

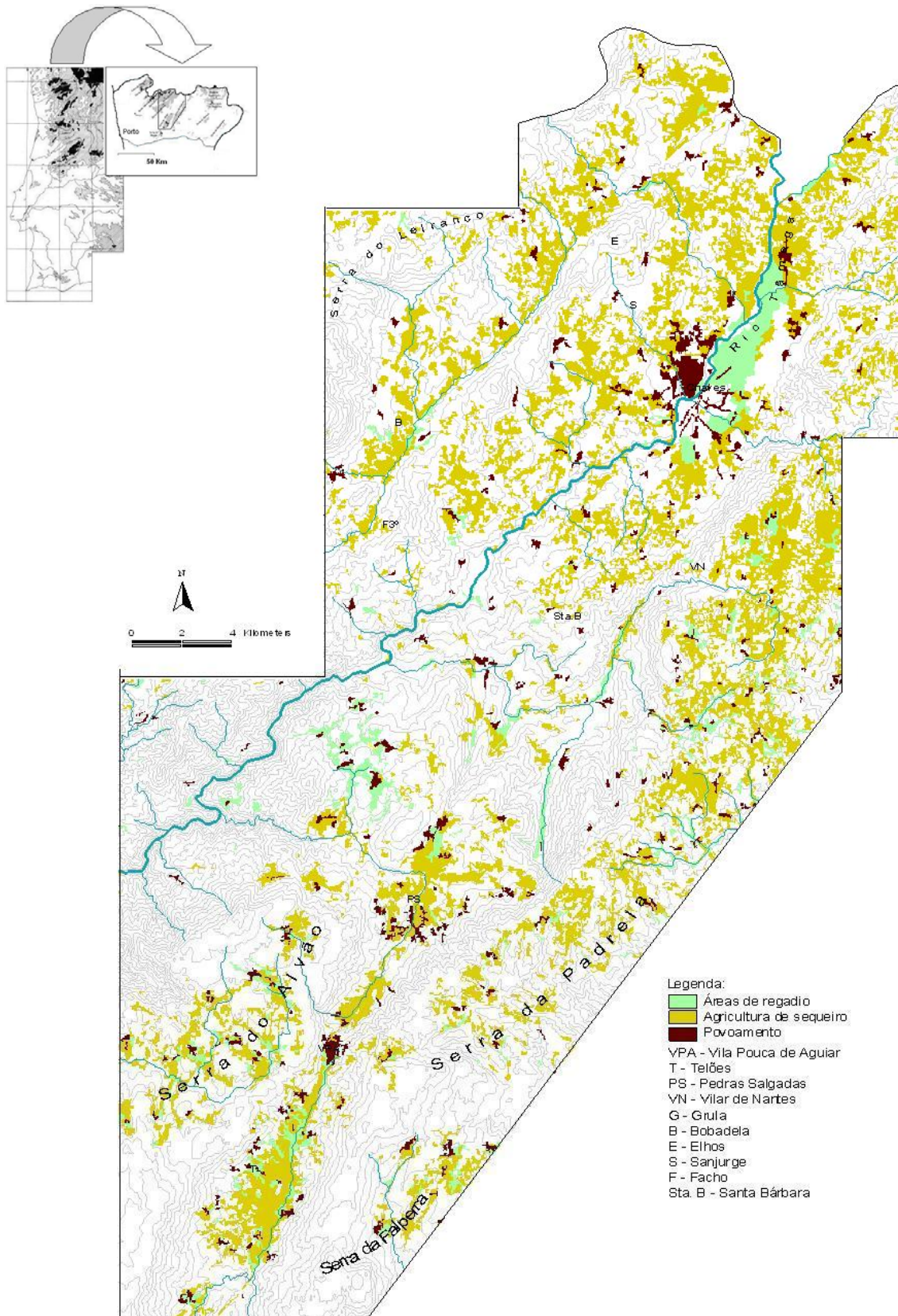
As áreas agrícolas diferem quanto à sua natureza, podendo corresponder à prática de culturas de sequeiro ou regadio, vinha, pomares, olival, entre outras [figura 99]. No entanto, em especial nos campos agrícolas de cultura extensiva, ocorrem importantes modificações ao nível da superfície do solo e da cobertura.

No primeiro caso, o remeximento do solo está principalmente relacionado com a lavra; no segundo, relacionado com as fases de crescimento das culturas, havendo momentos, após a plantação, em que o solo estará completamente exposto, contrastando com uma fase posterior, onde o mesmo poderá estar protegido.

Nas áreas pastoris, os ravinamentos são frequentes, relacionados muitas vezes com a acção de alguns animais, como a cabra, que contribuem para a impermeabilização dos solos através do pisoteio, compactando-os e destruindo a vegetação.

2.1.5. A topografia

Os declives, condicionam a relação escoamento superficial/infiltração, determinando as condições de energia potencial e de energia cinética de uma vertente. Este facto vai interferir no surgimento de ravinamento e nos movimentos em massa, assim como, em grande medida, na ocupação e uso do solo e na relação acumulação/ablação de material nas vertentes.



Fonte: cartas de uso e ocupação do solo à escala 1/25 000 produzidas pelo CNIG

Fig. 99 Espaços agrícolas: áreas de regadio e de sequeiro na área de estudo.

A instalação de ravinas aumenta na razão directa do ângulo da vertente e diminui quando se aproxima da vertical (A. Strahler, 1979). É mais frequente em vertentes de declives médios a suaves, quando existe material pouco coeso e ausência de vegetação (F. Rebelo, 1982, 1994). Nos declives muito elevados, são mais frequentes deslizamentos e desabamentos (F. Rebelo, 1981, 1982; A. Pedrosa, 1993).

2.1.6. Pedreiras

Pedreiras abandonadas são responsáveis pelo aumento de área de terrenos a nu, o que aumenta a vulnerabilidade dos solos. Os canais em redor das pedreiras ficam usualmente entupidos com sedimentos, tornando-se, em geral, gradualmente mais poeirentos e com menor capacidade de resiliência.

Os montes de escórias em redor podem gerar grandes problemas de movimentações em massa ou oferecer muito material sem coesão susceptível de ser ravinado. O seu controlo é difícil uma vez que nem sempre é fácil a plantação e fixação natural das espécies mais frequentes como forma de protecção dos solos. Processo muito semelhante ocorre em aterros, que para além de problemas relacionados com ravinamentos, originam, por vezes, desabamentos, solifluxões do tipo escoada de lama, com impacto sobre o território.

A actuação humana pouco pode fazer face ao clima e às características das vertentes no que respeita a declive e substrato rochoso. O seu papel nas áreas desprotegidas de vegetação e mais sensíveis ao surgimento de ravinamentos deve passar pela correcção torrencial, a partir da reflorestação e da construção de açudes ou de pequenas barragens nas áreas de concentração de drenagem transformadas em canais. Conhecer as áreas de maior probabilidade de ocorrência de ravinamentos é o primeiro e um importante passo no sentido da protecção dos solos que, deve no entanto, passar pela caracterização e conhecimento de factores geomorfológicos, bioclimáticos e de ocupação e uso do solo.

2.1.7. Características climáticas e bioclimáticas

A caracterização climática e bioclimática reveste-se de grande importância numa área de forte contraste morfo-climático, como é a área de estudo. Antes da introdução de variáveis climáticas na elaboração da cartografia de riscos, é importante entender a sua variabilidade espacial e temporal.

Tal como o resto do país, a área de estudo está sujeita a um clima que, no geral, se explica por características mediterrâneas. Os meses estivais são secos, os Invernos pluviosos com uma relativa suavidade térmica.

A análise termo-pluviométrica das estações meteorológicas indica dois meses secos ($P_{mm} < 2T^{\circ}C^{89}$), correspondente aos meses de Julho e Agosto. No entanto, especialmente, os valores de precipitação variam consoante o posicionamento das estações e postos udométricos.

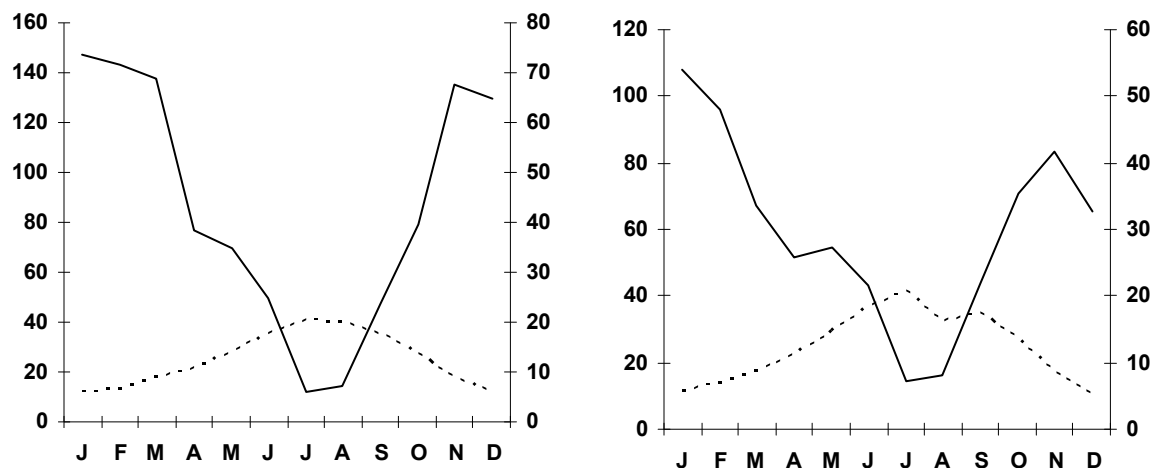


Fig. 100 Gráficos termo-puviométricos das estações de Pedras Salgadas (i) e Chaves (ii) [linha tracejada valores de temperatura ($T^{\circ}C$), linha contínua valores de precipitação (pmm)].

⁸⁹ Índice Xerotérmico de Bagnouls Gaussen (H. Gaussen 1968/69).

Numa tentativa de caracterizar a área do ponto de vista bioclimático, utilizamos quatro índices: (a) índice de secura de Giacobbe; (b) Andares Bioclimáticos Mediterrâneos; (c) Índice hídrico, aridez, eficácia térmica no Verão e humidade; (iv) Índice Xerotérmico de Bagnouls Gausсен.

a) O **Índice de Secura de Giacobbe**, que pode ser mensal ou estival, analisa, preferencialmente, o período biologicamente mais crítico que, neste caso, é o Verão. O seu cálculo baseia-se na fórmula $I = 100 (P/MxA)$, sendo que P corresponde à soma das precipitações durante o período considerado; M às temperaturas máximas no período considerado e A à amplitude térmica diurna (estimada entre a diferença da média das temperaturas máximas e a média das mínimas) no período considerado.

Com base na tabela 15 os resultados obtidos podem então ser avaliados quanto ao tipo de aridez, numa escala que varia desde o *muito árido* ao *húmido*:

Tipo de aridez	Valor do índice	
	<i>Estival</i>	<i>Mensal</i>
Muito árido	1	-
Árido	1 – 4	1
Meio árido	4 – 20	1 – 7
Sub-húmido	20 – 50	7 – 17
Húmido	> 50	> 17

Tabela 15 Tabela de classificação, segundo o índice de Secura de Giacobbe.

A análise para a área de estudo baseou-se nas únicas estações meteorológicas existentes, Pedras Salgadas e Chaves. Na tabela 16 estão representados os valores mensais obtidos a partir do índice de Secura de Giacobbe.

Ao analisar a tabela, facilmente se observa que todos os meses são húmidos à excepção dos meses de Julho (considerado meio árido na estação de Pedras Salgadas e sub-húmido na estação de Chaves, embora com um resultado muito próximo de meio-árido) e Agosto (com um valor de 7,4 na estação de Pedras Salgadas, valor muito próximo do índice meio-árido).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Chaves	96,3	84,3	55,6	38,4	35,4	25,1	8,2	13,9	26,7	46,0	64,4	59,3
Pedras Salgadas	109,9	107,9	92,7	49,5	39,1	25,4	6,2	7,4	24,3	42,7	85,3	97,5

Tabela 16 Valor de ISG mensais obtidos para as estações meteorológicas de Chaves e Pedras Salgadas.

b) Outra forma de classificação bioclimática é a dos **Andares Bioclimáticos Mediterrâneos**⁹⁰ (Rivas-Martinez *et al*, 1990), tendo em consideração os elementos climáticos temperatura e precipitação, analisados separadamente. Calculam-se os *Termotipos* com base em parâmetros térmicos, que se cruzam com os *Ombrotipos* estabelecidos em função dos parâmetros de precipitação.

Para a determinação dos termotipos recorre-se aos seguintes índices que relacionam a temperatura (T°C) e precipitação (Pmm):

(i) **Índice de Termicidade:** $It = (T + m + M) \times 10$; (T: temperatura média anual; m: média das mínimas do mês mais frio; M: temperatura máxima do mês mais frio);

(ii) **Índice de continentalidade simples atenuado:** $Ic = T_{máx} - T_{mín}$; (T_{máx}: temperatura média do mês mais quente do ano; T_{mín}: temperatura média do mês mais frio do ano);

(iii) **Índice de termicidade compensado:** $I_{tc} = It + C$; (C: corresponde a um facto de compensação: se $Ic < 10$ (clima marcadamente oceânico), então $C = -100 + (Ic \times 10)$; se $Ic > 18$ (clima marcadamente continental), então $C = (Ic \times 10) - 180$);

⁹⁰ Entende-se por andares bioclimáticos os intervalos térmicos numa sequência altitudinal ou latitudinal de andares de vegetação aos quais, estas unidades aderem nos seus limites aos grandes grupos de formações vegetais (J. Capelo, 1996).

(iv) **Temperatura positiva anual:** $T_o = \sum T_{méd} \text{ mensal}$ (contam apenas os meses com temperatura média superior a 0°C) ou $T_p = T \times 12$ (se todos os meses apresentarem temperatura média anual superior a 0°C).

Termotipos [ocorrentes em Portugal continental (climas mediterrâneos)]:

Termotipos	Itc	Tp	Horizontes	
			Superior	Inferior
Termo mediterrâneo	450 a 350	> 1700	350 a 400	400 a 450
Meso mediterrâneo	350 a 210	> 1300	210 a 280	280 a 350
Supra mediterrâneo	210 a 80	900 a 1600	80 a 145	145 a 210
Oro mediterrâneo	80 a -10	600 a 900	-10 a 35	35 a 80

Tabela 17 Termotipos ocorrentes em Portugal continental

Na tabela 18 encontram-se os valores obtidos para alguns índices bioclimáticos das estações de Pedras Salgadas e Chaves. O índice de termicidade compensado *I*tc é termo-mediterrâneo em ambas as estações.

	T = To	M	m	It	Itc	Ic	Tp
Chaves	12,2	19	5,5	367	466,8	13,5	1760,4
Pedras Salgadas	12,5	17,6	7,4	375	443,1	10,2	1800,6

Tabela 18 Valores obtidos a partir do cálculo dos diferentes índices bioclimáticos.

Ombrotipos [ocorrentes em Portugal continental (climas mediterrâneos)]:

Ombrotipos (Pmm)	Itc>350	Itc de 350 a 100	Itc<100
Semi-árido	200 a 400	150 a 350	120 a 250
Seco	400 a 600	350 a 500	250 a 400
Sub-húmido	600 a 1100	500 a 900	400 a 600
Húmido	1100 a 2000	900 a 1600	600 a 1100
Hiper-húmido	>2000	>1600	>1100

Tabela 19 Ombrotipos ocorrentes em Portugal continental.

Para a sua classificação são relevantes os seguintes índices:

(i) **Precipitação média anual:** $P = \sum P \text{ média mensal}/12$;

(ii) **Precipitação positiva:** $P_p = \sum P \text{ média mensal}$ (só com meses de $T^\circ\text{C} > 0^\circ$);

(iii) **Índice Ombrotérmico:** $I_o = P_p / T_p$.

Os valores obtidos estão expressos na seguinte tabela:

	P	Pp	Io
Chaves	715,2	715,2	0,4
Pedras Salgadas	1041,8	1041,8	0,6

Tabela 20 Valores P, Pp e Io obtidos nas estações meteorológicas de Chaves e Pedras Salgadas.

Usando uma fase diagnostica do tipo “termotipo + horizonte térmico + ombrotipo + horizonte ômbrico definimos o seguinte diagrama bioclimático:

Chaves	Termo mediterrâneo inferior semi-árido
Pedras Salgadas	Termo mediterrâneo inferior semi-árido

Tabela 21 Classificação bioclimática obtida nas estações meteorológicas de Chaves e Pedras Salgadas.

c) Para a caracterização bioclimática da região foi ainda utilizado um método que utiliza quatro índices e cujo cálculo se baseia na variação da evapotranspiração potencial e na precipitação (Mendes & Bettencourt, 1980):

$$\text{Índice hídrico: } (I_h) = I_u - 0,6 I_a;$$

$$\text{Índice de aridez: } (I_a) = (D/EP) 100;$$

$$\text{Eficácia Térmica no Verão: } C = EP_m/EP;$$

$$\text{Índice de humidade: } (I_u) = (S/EP) 100$$

D é déficit de água no ano, **EP** a evapotranspiração potencial anual, **S** o superavit da água no ano e **EP_m** é a evapotranspiração potencial no trimestre mais quente. A classificação é expressa por um conjunto de quatro símbolos referentes ao índice hídrico (I_h), à evapotranspiração potencial (EP), ao índice de aridez (I_a) e à eficácia térmica no Verão (C). Os resultados obtidos estão expressos na tabela:

	EP_m	I_h	I_a	I_u	C
Chaves	467	31	43,1	56,9	37,1
Pedras Salgadas	424	71,8	17,6	82,4	33,5

Tabela 22 Classificação bioclimática obtida a partir dos índices EP_m, I_h, S e EP_m, segundo Mendes & Bettencourt (1980).

d) Outro índice aplicado às regiões mediterrâneas, apenas ao período considerado seco, períodos em que a precipitação é inferior ao dobro do valor da temperatura ($P_{mm} < 2T^{\circ}C$), é o **Índice Xerotérmico de Bagnouls Gaussen**. H. Gaussen (1968/69) aplicou este índice a Portugal tendo definido vários bioclimas em função dos seguintes limiares:

Clima sub-mediterrâneo	$0 < X < 50$
Clima meso-mediterrâneo atenuado	$50 < X < 85$
Clima meso-mediterrâneo acentuado	$85 < X < 100$
Clima termo-mediterrâneo atenuado	$100 < X < 125$
Clima termo-mediterrâneo atenuado	$125 < X < 150$

Tabela 23 Índice xerotérmico de Bagnouls Gaussen.

O valor X encontrado para as duas estações meteorológicas, inclui-se no *clima meso-mediterrâneo atenuado*, com os valores de X para a estação meteorológica de Chaves de 55,1 e de 53,1 para Pedras Salgadas.

Os resultados obtidos para as estações meteorológicas estão expressos na seguinte tabela:

	Chaves					Pedras Salgadas				
	M_i	P_i	B_i	K_i	X	M_i	P_i	B_i	K_i	X
J	96,6	5,4	0,1	56,25	55,1	135,1	6,7	2	56,3	53,1
F	82,6					129,8				
M	50,1					120				
A	29,6					55,5				
M	25,4					41,4				
J	6,4					14,1				
J	-26,9					-28,4				
A	-16,1					-25,4				
S	9,1					12,2				
O	43,5					51,9				
N	66,6					117,5				
D	54,9					118				

Tabela 24 Resultados obtidos para as estações de Chaves e de Pedras Salgadas do Índice Xerotérmico de Bagnouls Gaussen.

O valor X resulta da fórmula: $X = \sum [m_i - (p_i / 2) k_i]$ sendo:

m_i – número de dias com $P < 2T$;

p_i – número de dias com chuva;

b_i – número de dias de nevoeiro;

k_i – coeficiente dependente do estado higrométrico do ar (H^{91}).

Analisando, agora, apenas o elemento climático precipitação, os valores mais elevados correspondem às áreas de maior altitude, voltadas para SW. Este facto é facilmente observável quando se comparam os valores de precipitação das serras do Alvão e Padrela, claramente mais elevados do que nas depressões. No entanto, são as áreas localizadas a ocidente as que apresentam valores superiores. Uma vez que esta análise utiliza apenas os valores de precipitação, utilizamos, para além das estações meteorológicas de Pedras Salgadas e Chaves, os postos udométricos de Gouvães da Serra, Boticas, Padrela, Vidago e Vila Pouca de Aguiar.

Os valores mais elevados encontram-se na serra do Alvão (posto de Gouvães da Serra), uma vez que funciona como barreira de condensação aos ventos de SW. Os valores de precipitação da serra da Padrela são mais baixos, mesmo quando comparamos com opostos udométricos localizados a uma mesma altitude. O posto de Gouvães da Serra, localizado na serra do Alvão a uma altitude de 975m, apresenta uma precipitação média anual de 2162mm, valor claramente superior ao posto da Padrela, localizado na serra da Padrela, a uma altitude semelhante, cerca de 975m, mas com valores de precipitação anual que não ultrapassam os 1133mm. Os valores de precipitação obtidos na estação de Vila Pouca de Aguiar, localizada a uma altitude de 750m, são superiores aos valores da Padrela, a leste, mesmo quando esta se localiza a uma altitude superior. Leitura semelhante aplica-se à estação de Boticas, a uma altitude de cerca de 500m. Os valores de precipitação são ligeiramente superiores ao da estação da Padrela.

⁹¹ $K=1$ se $H < 40\%$; $k=9/10$ se $40\% < H < 60\%$; $K=8/10$ se $60\% < H < 80\%$ e $K=7/10$ se $H > 80\%$ (H. Gaussen 1968/69).

As Rosas anemoscópicas anuais para as estações de Chaves e Pedras Salgadas indicam a proveniência dos ventos de SW, especialmente nos meses de Inverno, mais pluviosos. Em Pedras Salgadas predominam, contudo, os ventos do quadrante Sul. Este facto está relacionado com a localização da estação de Pedras Salgadas numa depressão limitada pelas escarpas do Alvão a Oeste e da Padrela a Este, desviando os ventos de SW para sul à entrada da depressão.

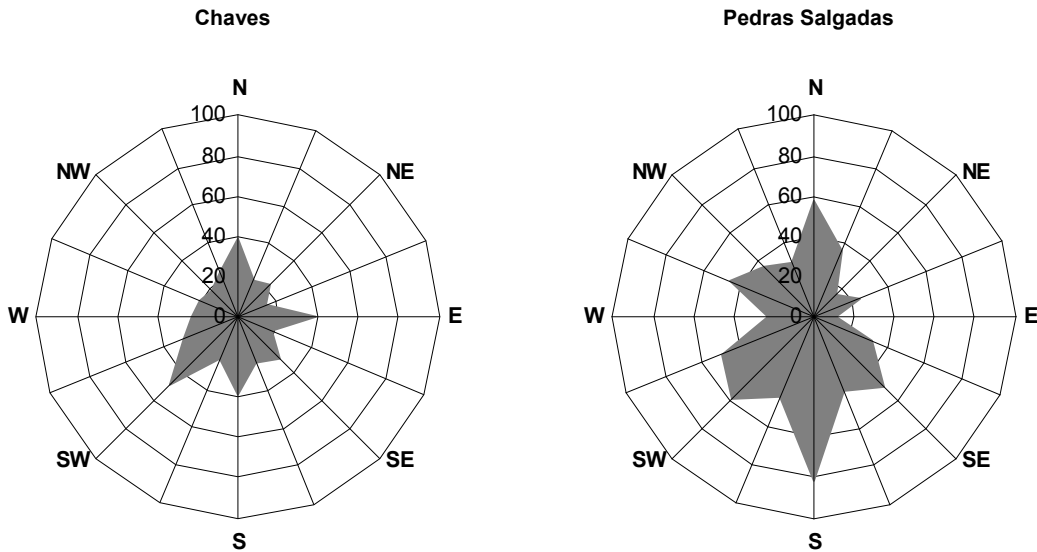


Fig. 101 Rosas anemoscópicas de meses de Novembro a Fevereiro para as estações de Chaves (normais climatológicas 1951-80); e Pedras Salgadas (normais climatológicas 1951-76).

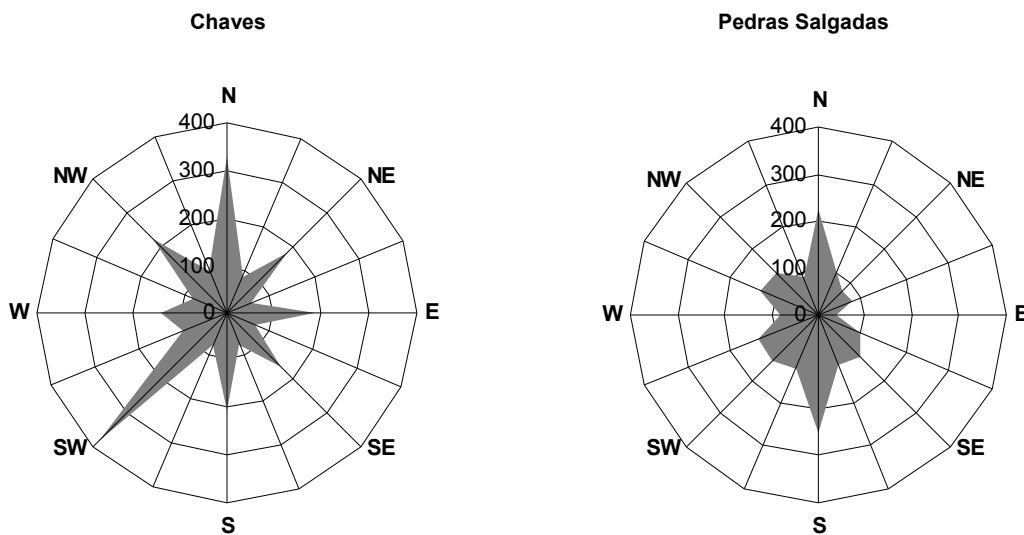


Fig. 102 Rosas anemoscópicas anuais para as estações de Chaves (normais climatológicas 1951-80) e Pedras Salgadas (normais climatológicas 1951-76).

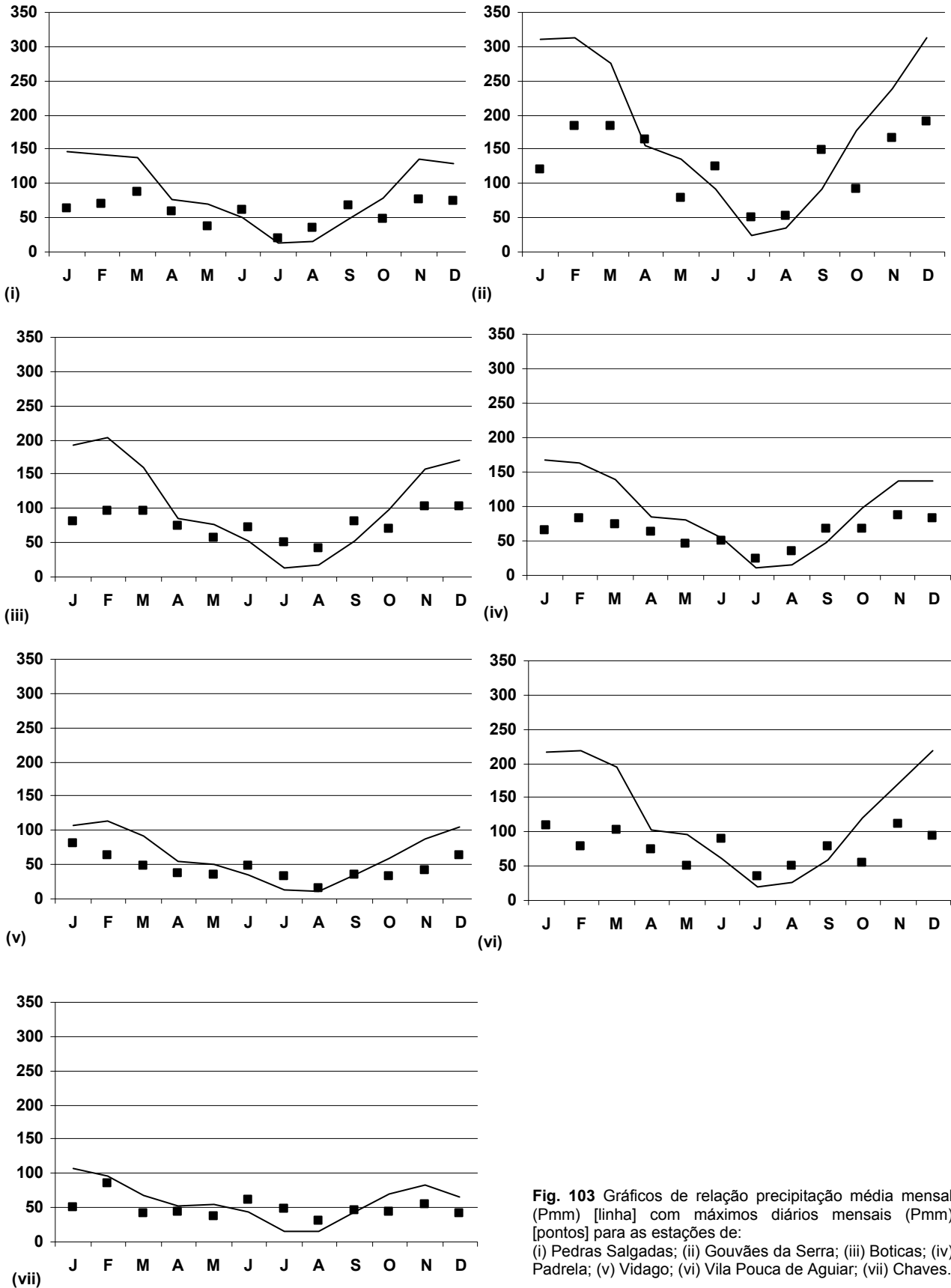


Fig. 103 Gráficos de relação precipitação média mensal (Pmm) [linha] com máximos diários mensais (Pmm) [pontos] para as estações de: (i) Pedras Salgadas; (ii) Gouvães da Serra; (iii) Boticas; (iv) Padrela; (v) Vidago; (vi) Vila Pouca de Aguiar; (vii) Chaves.

A caracterização bioclimática permite a utilização de diversos índices que poderiam ser úteis na construção do índice de ravinamento. Os índices de aridez, hídrico e de humidade são importantes, pois analisam a humidade no solo, que influencia a capacidade de infiltração e escorrência. No entanto, na área de estudo existem apenas duas estações meteorológicas, Pedras Salgadas e Chaves. Ambas estão localizadas em depressões, não permitindo uma comparação com as áreas de maior altitude, claramente diferenciadas do ponto de vista bioclimático.

Esta situação é facilmente observável nos resultados obtidos a partir dos índices utilizados. No primeiro, Índice de Secura de Giacobbe, os valores obtidos são muito próximos (7), tipo de aridez, meio árido. Sem estações meteorológicas, a comparação com as áreas de maior altitude na área de estudo não pode ser feita, embora julguemos que os resultados seriam bem diferentes. O mesmo se aplica à classificação dos termotipos e ombrotipos. Ambas as estações apresentaram a mesma classificação (termotipo termo mediterrâneo e ombrotipo seco). Segundo o Índice Xerotérmico de Bagnouls Gaussen, ambas as estações são de clima meso-mediterrâneo atenuado.

Assim, o elemento climático utilizado na construção do índice de ravinamento é a precipitação, que será analisado posteriormente, aquando da construção do mapa de risco de ravinamentos para a área de estudo.

3. A CONSTRUÇÃO DO MAPA DE RISCO DE RAVINAMENTOS

Definidos os factores que condicionam a forma e evolução das ravinas, é útil agora, encontrar uma maneira de juntar todos os diferentes factores em análise e obter um escalonamento de áreas mais ou menos susceptíveis de ocorrência de ravinas. Neste sentido, a criação de um índice que avalie o risco de ravinamento ($I_{\text{ravinamento}}$) irá permitir conjugar, por um lado, todos os factores, e ordenar, por outro, as áreas em função da sua susceptibilidade aos ravinamentos, permitindo obter uma uniformização dos valores para diferentes áreas.

Este conceito utiliza uma ferramenta do Sistema de Informação Geográfica (SIG) que permite a sobreposição de diferentes níveis de informação para uma determinada área.

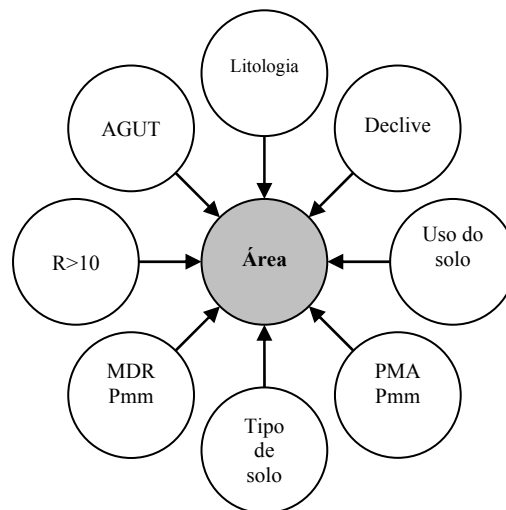


Fig. 104 Uma área e toda a informação associada.

No entanto, é necessário ter em consideração alguns aspectos que condicionam a produção de cartografia final. O primeiro está directamente relacionado com a escala de análise. A escolha da escala vai condicionar, por um lado, o tipo de dados a utilizar e, por outro, o método de tratamento de informação.

Alguns autores propõem 3 métodos de construção de mapas de risco geomorfológico em função das escalas⁹²:

(i) **Método heurístico qualitativo:** adaptado, principalmente, a médias e pequenas escalas (1/50 000 a 1/100 000). As ponderações são o resultado de um processo empírico interactivo de causa – efeito entre os diferentes factores considerados e a distribuição no espaço;

(ii) **Método estatístico – quantitativo:** adaptado, especialmente, a escalas grandes e médias (1/25 000 a 1/50 000). As ponderações resultam de métodos estatísticos mais ou menos elaborados⁹³;

(iii) **Método determinista:** resulta de modelos geotécnicos, determinados caso a caso, para trabalhos de grande escala (1/2 000 a 1/10 000).

No caso presente, a dimensão da área a tratar e a disponibilidade da informação em formato digital, levou-nos a optar por uma produção cartográfica à escala 1/25 000, embora a metodologia se aproxime do método aplicado a pequenas escalas.

A necessidade do reconhecimento exaustivo de adaptação do modelo escolhido à realidade foi fundamental para a sua construção. A forma de elaborar o índice de avaliação do risco de ravinamento ($I_{\text{ravinamento}}$) resulta da soma de três parâmetros:

(i) **Elementos climáticos (factores desencadeantes):** foram introduzidos no modelo os valores de *precipitação média anual (Pmm)*, *os máximos diários registados (MDR)* e *o número de dias com mais de 10mm de precipitação ($R > 10$)*, para os postos meteorológicos e udométricos de Vila Pouca de Aguiar, Vidago, Padrela, Boticas, Gouvães da Serra, Pedras Salgadas e Chaves;

⁹² Carrara *et al.*, (1995) e Guzetti *et al.*, (1999) citado por L. Cunha & L. Dimuccio, (2002).

⁹³ J. Zêzere (2001) cita como exemplo Yin & Yan (1988) e V. Westen (1998).

(ii) **Elementos geomorfológicos (factores condicionantes):** neste conjunto de elementos foram introduzidos no modelo o *declive, a litologia, AGUT e tipo de solo*;

(iii) **Uso e ocupação do solo (factor condicionante).**

Embora esta forma de ligação entre as variáveis seja muito simples, é coerente. Na realidade, para as aplicações conseguidas, não se afigura haver razão para valorizar mais um parâmetro do que outro, pelo que o peso a atribuir a cada parâmetro deve ser o mesmo.

Para a atribuição de um índice, torna-se necessário ainda a atribuição de valores (v) aos elementos que compõem um parâmetro. Obviamente, aqui reside o segundo problema, relacionado com a avaliação e atribuição dos valores. É difícil e mesmo arriscado, tanto mais que a análise de um índice é isolada do todo. Por outro lado, a avaliação das classes de risco, tendo como base os valores obtidos pelo $I_{\text{ravimento}}$ não deixa de colocar um constrangimento relacionado com os limiares, como ilustra a figura 105.

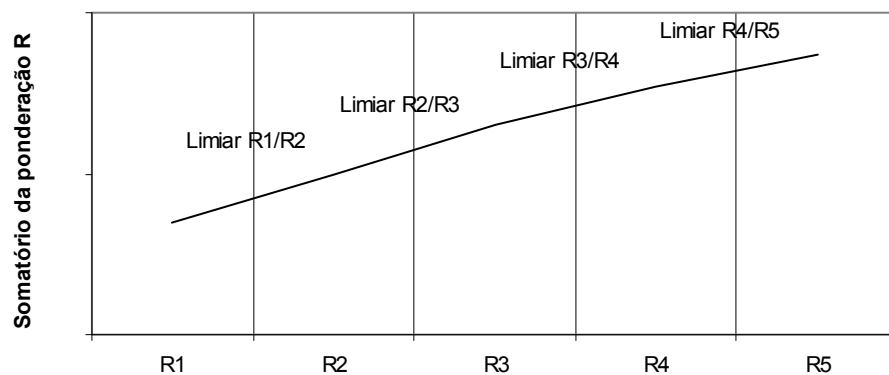


Fig. 105 O problema relacionado com os limiares R.

Cada parâmetro que constitui o índice $I_{\text{ravimento}}$ é constituído por vários factores. Estes resultam por um lado de elementos importantes no desenvolvimento dos processos geomorfológico, nomeadamente os ravinamentos e, por outro, da informação existente.

Acreditamos que a introdução de um elevado número de variáveis importantes no desenvolvimento de um processo geomorfológico, aproximam mais o modelo à realidade, evitando que a penalização de um elemento em particular, condicione por si só a análise em geral.

3.1. Parâmetro climático ($I_{\text{climático}}$)

No sentido de obter o valor v para o parâmetro climático consideraram-se os valores de precipitação média anual (Pmm), o número de dias com mais de 10mm ($R \geq 10$) e, por último, os máximos diários registados (MPR). Foram construídos três mapas com base nos valores obtidos pelas estações meteorológicas e postos udométricos existentes na área de estudo:

- O valor da precipitação média anual (Pmm);
- O número de dias com valores de precipitação superior a 10mm ($R > 10$);
- Os máximos diários registados (MDR).

A partir do valor de precipitação média anual (Pmm) foi atribuído um valor v que aumenta na razão directa dos valores de precipitação média anual (Pmm), a partir da fórmula: $v_{\text{Pmm}} = \text{Pmm}/500$. Construíram-se, posteriormente, gráficos que comparam os diferentes postos e estações meteorológicas.

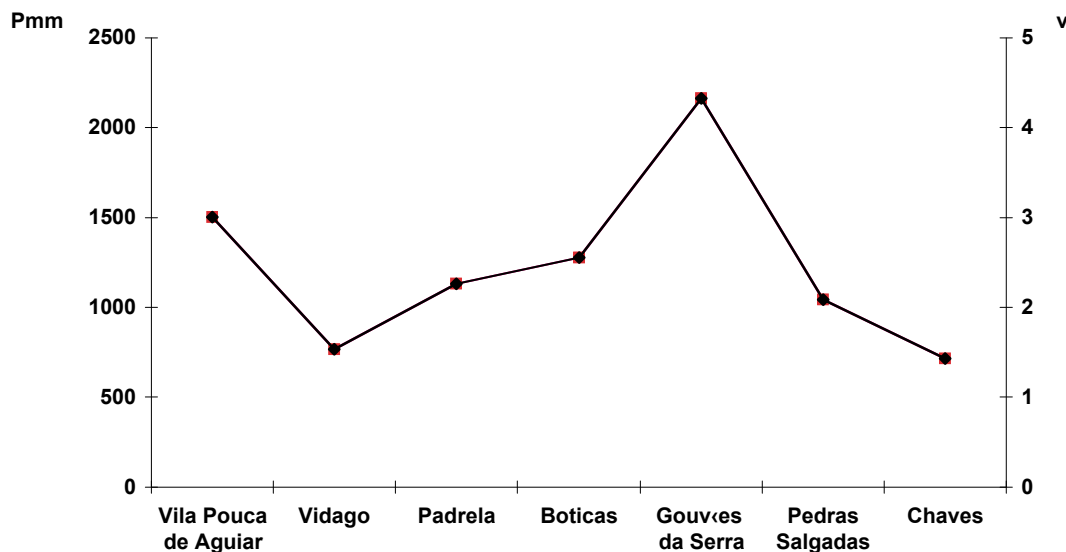


Fig. 106 Relação entre os valores de precipitação média anual (Pmm) (linha) e o risco ponderado (V) (pontos).

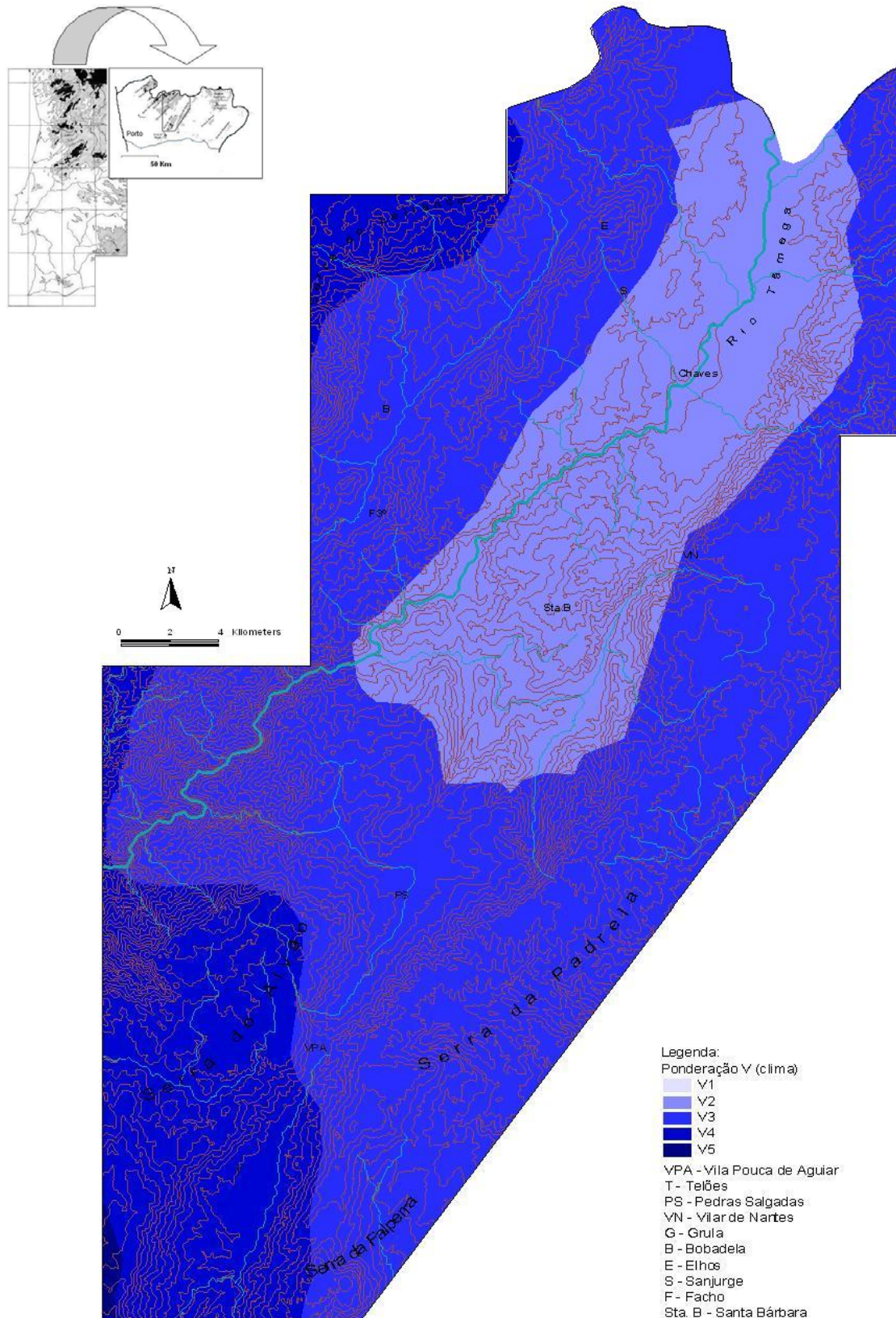


Fig. 107 Precipitação na área de estudo em função do Índice $I_{\text{climático}}$. O $I_{\text{climático}}$ resulta da fórmula $(\sum v_{Pmm} + v_{R>10} + v_{MDR}) / 3$ com base no recurso do comando *Union* da funcionalidade *Geoprocessing Wizard* que permite a união sucessiva de diferentes *Layers* temáticos.

O cálculo do valor v a partir do número de dias com precipitação superior a 10mm ($R \geq 10$)⁹⁴ e os máximos diários registados (MDR) resultam das fórmulas: $v_{R \geq 10} = R \geq 10 / 15$ e $v_{MDR} = MPD / 40$. A figura 108 compara os valores para cada posto meteorológico e udométrico da área de estudo.

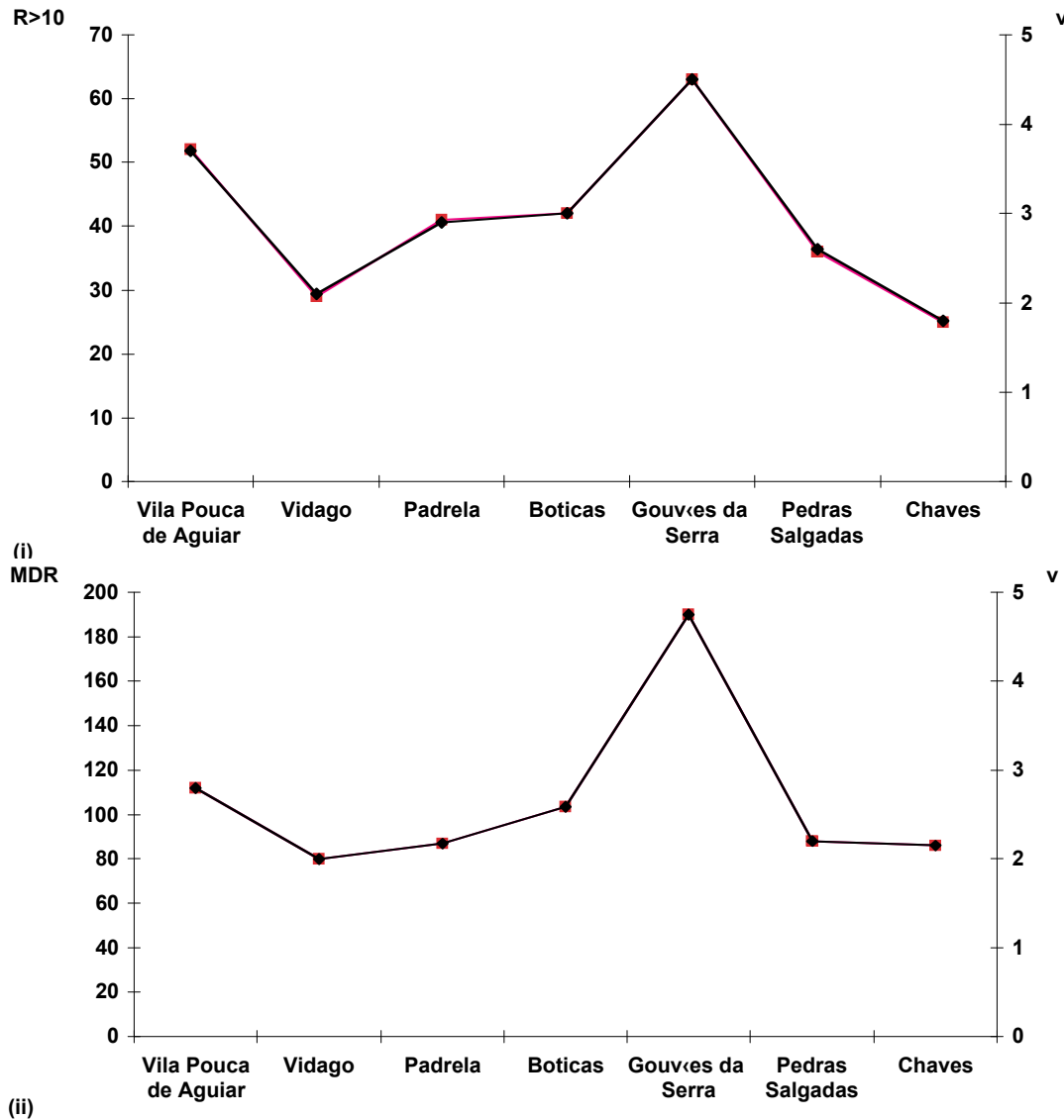


Fig. 108 (i) Relação entre os valores v (pontos) e os valores $R > 10$ (linha); (ii) relação entre os valores v (pontos) e os valores MDR.

A relação entre os valores de $R \geq 10$ e MDR obtidos a partir das diferentes estações meteorológicas e postos udométricos e os valores v estão expressos nos gráficos.

⁹⁴ Este elemento é particularmente importante para avaliar o impacto das chuvas convectivas em meses de Verão que se caracterizam por apresentar elevados valores de precipitação, sendo muito importantes na abertura de sulcos. A par com o $R \geq 10$, o elemento MPD pretende introduzir esta situação na elaboração do mapa de riscos final.

O parâmetro climático resulta da soma dos valores v obtidos da precipitação média anual (Pmm), do número de dias com mais de 10mm de precipitação ($R \geq 10$) e dos máximos diários registados (MDR), a partir da fórmula:

$$I_{\text{climático}} = (\sum v_{\text{Pmm}} + v_{R \geq 10} + v_{\text{MDR}}) / 3$$

Com este índice, procurou-se introduzir a variável “precipitação” na definição do índice de ravinamento, ao nível dos quantitativos pluviométricos anuais e intensidade.

3.2. Elementos geomorfológicos ($I_{\text{geomorfológico}}$)

Os elementos geomorfológicos incluem os parâmetros: declive, tipo de solo, AGUT e substrato rochoso.

3.2.1. Os declives

A recolha de informação para a construção dos modelos digitais de elevação (DEM) foi feita a partir de mapas de curvas de nível já existente, por análise fotogramétrica com base na estereoscopia de fotografia aérea⁹⁵.

A selecção de informação relevante para a construção do modelo digital de elevação (DEM) realizou-se através da rede irregular de triangulação (modelo TIN⁹⁶). Esta selecção podia ser elaborada em grelha GRID. Neste caso, a elevação seria feita a partir de pontos que constituem uma grelha justaposta sobre a carta de informação. A altitude de cada ponto é calculada com base no valor das curvas de nível mais próximo. A fidelidade do modelo é maior quanto mais fina seja a grelha.

⁹⁵ Os modelos de terreno podem ser elaborados também a partir de imagens de satélite em estereoscopia (S. Aronoff, 1989).

⁹⁶ Do inglês *Triangulated Irregular Network*.

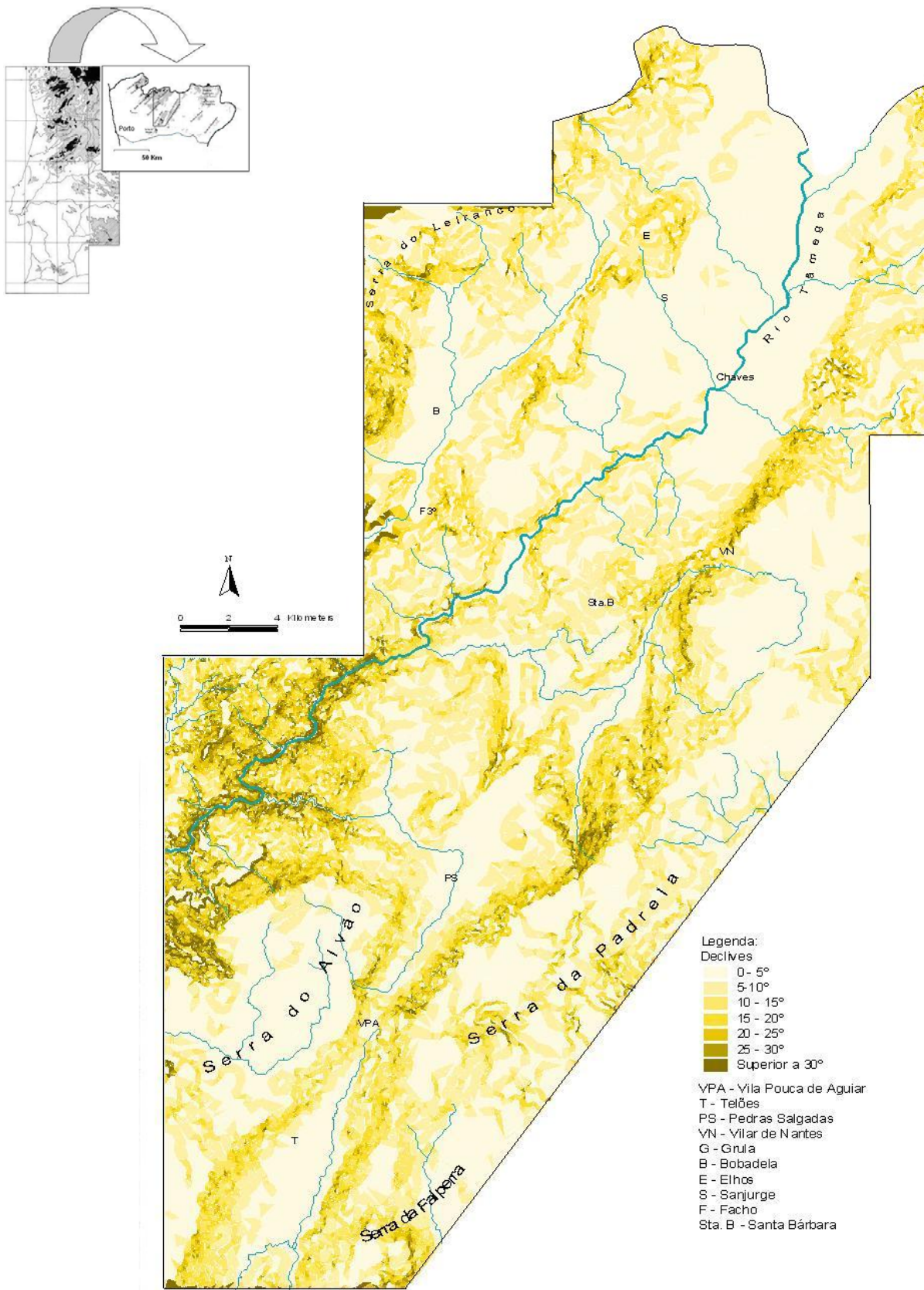


Fig. 109 Mapa de declives da área de estudo.

A selecção de informação relevante para a construção do modelo digital de elevação (DEM) foi feita a partir da rede irregular de triangulação (modelo TIN) a partir das cartas militares à escala 1/25 000.

No modelo TIN a produção é feita a partir de um conjunto de pontos elevados irregularmente espaçados. Uma rede de lados de triângulos é ajustada a estes pontos. As posições das coordenadas e das elevações de três pontos formando os vértices de cada faceta triangular são usadas para calcular cada um dos parâmetros do terreno tal como os declives e a exposição (S. Aronoff, 1989).

Ao contrário do método GRID, os pontos utilizados correspondem, em teoria, às altitudes efectivas, não dependendo de extrapolações. É a distância das curvas de nível que dita o grau de fidelidade da informação construída a partir do modelo.

A digitalização da informação é fundamental na obtenção de mapas de declives. Eventuais erros de digitalização resultam obviamente em erros na cartografia final, e são maiores quanto menor for a escala⁹⁷.

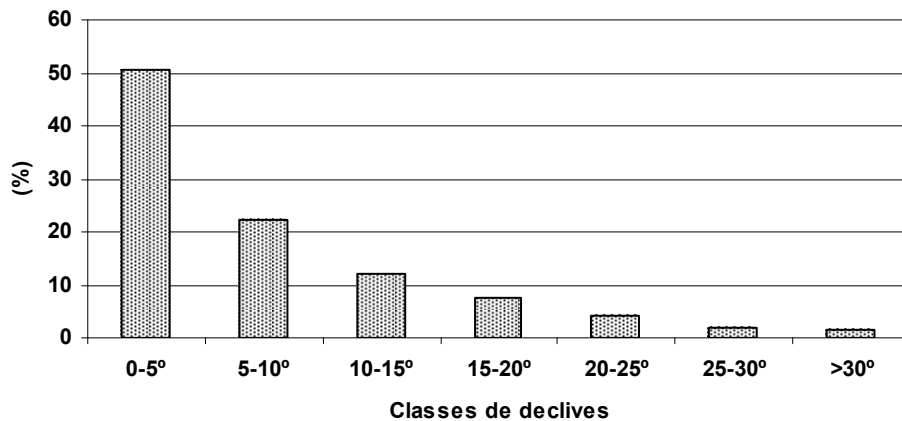


Fig. 110 Percentagem da área em função do declive.

Nos mapas 1/25 000 há uma maior generalização sobretudo nas classes de declives maiores (C. Bateira, 2001). A utilização do método TIN resultou em mapas de declives com maior aderência do modelo à realidade do que com o método GRID, uma vez que este depende não só da distância atribuída à grelha de cálculo no terreno, mas sobretudo da relação desta com a escala do mapa.

⁹⁷ Um erro de 1mm na digitalização num mapa à escala 1/5 000 resulta num erro real de 5m, num mapa de escala 1/25 000 o erro é de 25m, numa escala 1/50 000 o erro aumenta para 50m.

A confirmação no terreno da informação cartográfica é fundamental. Só desta forma, eventuais erros poderão ser corrigidos, e principalmente, no que respeita à escolha de escala e das classes de declive poderá concluir-se se respondem ao nosso objectivo.

A área de estudo caracteriza-se pela predominância de declives baixos, que correspondem principalmente às depressões e aos planaltos. Os declives grandes encontram-se nas vertentes da Padrela e Alvão, que põem em contacto os planaltos com as depressões, e a NW do Minheu, no encaixe do Tâmega.

O declive assume-se como o parâmetro mais importante no desenvolvimento dos ravinamentos, não só pelo facto de ser o elemento que melhor correlação apresenta com as áreas onde as ravinas são mais extensas e profundas, como pela forma como interfere conjugado com outros elementos.

3.2.2. Tipo de solo

Para os efeitos em causa, o tipo de solo deverá considerar-se a partir da sua permeabilidade, podendo assumir quatro valores, valorizando os solos que favorecem o escoamento superficial face aos que favorecem as infiltrações:

- Solos tipo A (elevada permeabilidade) – Apresentam baixo potencial de escoamento directo e elevadas intensidades de infiltração, mesmo quando completamente humedecidos. Incluem principalmente areias profundas com drenagem boa ou excessiva.
- Solos tipo B (permeabilidade média) – Apresentam potencial de escoamento directo abaixo da média e intensidades de infiltração moderadas quando completamente humedecidos. Incluem solos medianamente profundos, de textura moderada fina a grosseira, medianamente drenados.

- Solos tipo C (permeabilidade baixa) – Apresentam potencial de escoamento directo acima da média e baixa intensidade de infiltração quando completamente humedecidos. Incluem solos com camadas impermeáveis subjacentes de textura moderadamente fina.
- Solos tipo D (permeabilidade muito baixa) – Apresentam um potencial de escoamento directo elevado e intensidade de infiltração muito baixa quando completamente humedecidos. Incluem solos com substratos impermeáveis a pouca profundidade.

Na área de estudo, encontram-se solos do tipo B e C. Predominam os cambissolos húmicos, associados a rochas eruptivas, com permeabilidade média (B). Ainda incluídos nos solos do tipo B, surgem na área de estudo *rankers* e, ainda, circunscritos a uma área muito reduzida, luvisolos rodocrómicos [figura 93]. Os solos tipo C, de permeabilidade baixa, correspondem aos cambissolos associados aos metassedimentos, e em áreas de má drenagem, caso das depressões. Na tabela 25 estabelece-se a relação entre os diferentes tipos de solo, a sua permeabilidade e o valor v:

PARÂMETRO	Caracterização do tipo de solo	Tipo	Valor (v)
Tipo de solo	<i>Cambissolo (xistos)</i>	B	2
	<i>Cambissolos (Granito)</i>	C	4
	<i>Fluviosolos rodocrómicos</i>	C	2
	<i>Rankers (xistos)</i>	B	2
	<i>Rankers (granito)</i>	C	4

Tabela 25 Os vários tipos de solo na área de estudo e a sua correspondência com a classe e valor v atribuído para a o cálculo do índice $I_{\text{ravramento}}$.

Os valores v atribuídos estão relacionados com a permeabilidade dos solos. Os solos do tipo C apresentam menor permeabilidade, automaticamente têm menor

capacidade de infiltração (I_s), aumentando assim a escorrência (E_d). Os solos do tipo B apresentam maior permeabilidade e, por consequência, diminuem a escorrência (E_d).

3.2.3. AGUT

O AGUT, variável anteriormente analisada, é importante na análise dos ravinamentos, uma vez que define a profundidade do solo. Quanto mais profundo for o solo, maior será a quantidade de água que armazena. Os solos superficiais perdem grande proporção de água por evaporação e, quando as chuvadas são intensas, podem ficar demasiado cheios e perder água por escorrência.

O AGUT é um elemento variável, uma vez que depende da ocupação do solo e do tipo de solo. Alteração ao nível do uso e ocupação do solo implicam uma alteração do valor. Na área de estudo, os valores da AGUT e a correspondência com o valor v estão representados no quadro:

AGUT (mm)	Valor (v)
1-62.5	1
62.5-120	2
120-180	3
180-250	4
>250	5

Tabela 26 Valores do AGUT (mm) e os valores (v) correspondentes utilizados para o cálculo do $I_{\text{ravinamento}}$.

Quanto maior for o valor AGUT maior é o valor v , uma vez que aumentam em potência as perdas de solo, originando ravinas potencialmente mais profundas e em menor número.

3.2.4. Geologia (I_{geologia})

Relativamente ao parâmetro geologia analisam-se as características litológicas principalmente na relação escoamento directo (E_d) / infiltração (I_s). Este assunto já foi analisado para a construção do índice de infiltração. Os granitos são mais vulneráveis à

alteração química, mercê da sua textura granular e das suas juntas; os xistos de textura fina favorecem a escorrência.

Os mantos de alteração resultam da desagregação das rochas granitóides, de textura grosseira e são dotados de uma elevada permeabilidade. Por outro lado, são causa e consequência da alteração, auto-alimentando-se, principalmente nas áreas de menor declive.

	Rocha	Valor (v)
Rochas granitóides	GC	4
	GVG	4
	GVPA	4
	GPS	4
	GGs	4
	GGs	4
M	M	2
RS	RS	5

Tabela 27 GC – granito de Chaves; GVG – granito de vale das Gatas; GVPA – granito de Vila Pouca de Aguiar; GPS – granito de Pedras Salgadas; GGS – granito de Gouvães da Serra; M – metassedimentos; RS – aluviões e/ou depósitos puperficiais.



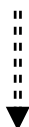
O valor **v** atribuído a cada classe dependente das características litológicas e varia entre 2 e 5.

3.3. Ocupação e uso do solo ($I_{uso\ do\ solo}$)

Foram definidos 5 valores **v** a partir da ocupação e uso do solo. O valor **v** de 1 engloba duas unidades de ocupação do solo, espaços agrícolas e áreas florestais. Ao nível dos espaços agrícolas, correspondem a áreas de regadio, localizadas preferencialmente nas depressões, correspondendo a planícies de aluvião, e, nas cumeadas das serras, em áreas de declive quase sempre inferior a 5°.

Ao nível das áreas florestais, correspondem a florestas com cobertura entre 30 e 50%, ou superior a 50%, com forte protecção do solo.

O valor v 2 inclui duas áreas de ocupação e uso do solo: florestas entre 10 e 30% de cobertura e ocupação arbustiva pobre e herbácea. Nestas áreas, a protecção do solo é menor, resultante de um equilíbrio biostático em deterioração. Contudo, a existência de vegetação herbácea funciona como escudo de protecção à abertura de sulcos. As infiltrações superam a escorrência.

Valor (V)	Ocupação e uso do solo	Resiliência	Declives
1	Floresta com ocupação entre 30-50% ou superior a 50%. Áreas agrícolas: culturas de regadio.	 <p><i>Perda da capacidade de adaptação do sistema: perda crescente de solo e capacidade produtiva. Redução das infiltrações e aumento da escorrência.</i></p>	 <p>Aumento da influência dos declives na definição do valor V</p> <p>⋮</p> 
2	Florestas entre 10-30% de cobertura vegetal. Áreas de ocupação arbustiva pobre com vegetação herbácea.		
3	Florestas com cobertura vegetal inferior a 10%, degradadas. Perda do equilíbrio bio geofísico.		
4	Áreas incendiadas. Áreas agrícolas: culturas de sequeiro (época de sementeiras) com solo exposto.		
5	Pedreiras e minas a céu aberto. Capacidade de resiliência comprometida.		

Quadro 14 Análise dos valores v utilizados para o cálculo do $I_{uso\ do\ solo}$ relacionados com o uso e ocupação do solo.

O valor v 3 corresponde a áreas de floresta com cobertura inferior a 10% ou florestas degradadas, com solos expostos. A susceptibilidade à formação de ravinamentos é elevada, quer devido à exposição dos solos, quer devido à presença de ravinas já instaladas. Esta classe incorpora também todas as áreas agrícolas sem qualquer tipo de protecção do solo por vegetação herbácea ou arbustiva, caso das vinhas, com cobertura vegetal inferior a 10%, ou pomares e olivais. O risco de desenvolvimento de ravinamentos em áreas com o valor v 3 depende muito do declive onde estas áreas se encontram.

O valor v 4 inclui áreas de ruptura do equilíbrio biogeofísico, como áreas de incêndio. A protecção dos solos é escassa ou mesmos nula, assim como a capacidade de infiltração.

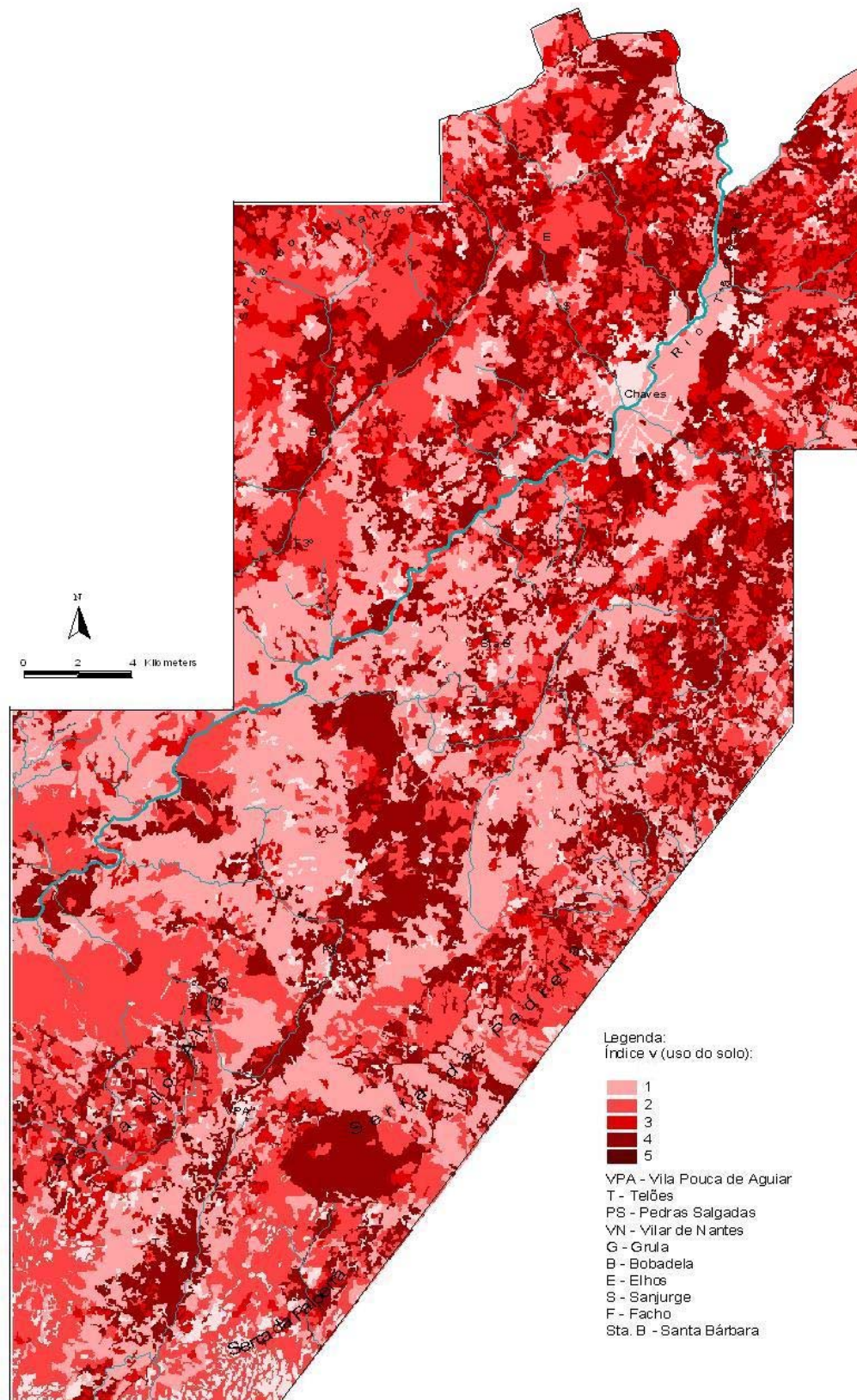


Fig. 111 Valores v atribuídos ao índice $I_{\text{uso do solo}}$ com base nas características do uso e ocupação do solo na área de estudo.

Após o uso do solo aumenta a área de terreno na v , por isso, acelera a erosão e formação de ravinas. A existência de material mobilizável vai facilitar a ocorrência de ravinamentos. Estas áreas deverão ser alvo de medidas de forma a mitigar os processos erosivos, muito em particular os ravinamentos, tais como (i) evitar a perturbação dos terrenos por viaturas, (ii) planear as áreas desnudadas pelas minas e/ou pedreiras ou pela acumulação de desperdícios através de plantações de superfícies aerodinamicamente enrugadas, (iii) tratar os desperdícios nocivos, enterrando-os ou diluindo-os, como já mencionado anteriormente.

O cálculo do índice geomorfológico resulta da fórmula:

$$I_{\text{geomorfológico}} = v_{\text{declive}} \frac{(v_{\text{tipo de solo}} + v_{\text{AGUT}} + v_{\text{geologia}})}{3}$$

O índice que define o grau de risco de ravinamento resulta principalmente dos factores condicionantes deste processo geomorfológico:

$$I_{\text{ravinamento}} = I_{\text{climático}} + I_{\text{uso do solo}} + I_{\text{geomorfológico}}$$

O valor do índice $I_{\text{ravinamento}}$ varia entre 3 e 15. A correspondência entre os valores obtidos e a legenda do mapa está apresentada na tabela 28:

$I_{\text{ravinamento}}$	Risco
1-3	Baixo
3-6	Médio baixo
6-9	Médio
9-12	Médio alto
12-15	Elevado

Tabela 28 Os valores resultantes do índice $I_{\text{ravinamento}}$ e a legenda do mapa de riscos de ravinamento.

A utilização deste índice permite obter um escalonamento de áreas mais ou menos favoráveis ao aparecimento de ravinas. Não elimina automaticamente uma área que apresente um parâmetro, ou um índice, com um valor (v) baixo. A cartografia final para toda a área estudada está representada no mapa da figura 112.

3.4. Cartografia do risco de ravinamento

A construção do mapa de risco de ravinamento para a área de estudo, partindo dos factores fundamentais na génese e evolução das ravinas, constitui uma importante ferramenta para o ordenamento do território, sendo este, um privilegiado campo de acção da Geografia. A propósito, Michel Philipponeau, na sua já clássica obra, *Géographie et Action*, publicada em Paris, em 1960, afirmava que “o ordenamento do espaço constitui o campo mais amplo das aplicações da Geografia”, acrescentando logo que, “é neste domínio que o geógrafo pode manifestar plenamente as suas qualidades essenciais: o de sentido de síntese e o sentido do espaço” (M. Philipponeau, 1960). Este princípio incentivou-nos à produção de cartografia, nomeadamente, à construção de um mapa de risco.

A inexistência de grandes formas ligadas às movimentações em massa, levou-nos, por isso, a dar prioridade às formas ligadas a movimentações individuais, muito em especial às ravinas, formas mais nítidas pela sua extensão e pelo grau de permanência temporal, mas também pelas implicações que o seu estudo tem no conhecimento global da evolução do relevo.

3.4.1. Validação dos resultados obtidos

Elaborada a cartografia das áreas de maior e menor risco de ravinamento [figura 112], importa testar a aderência do modelo desenvolvido por nós com a realidade, avaliando assim a sua adequação e utilidade. Naturalmente que este confronto entre o mapa final produzido para a área de estudo e a análise da realidade seria muito difícil de se concretizar para toda a área, dada a sua dimensão. Assim, foi escolhida uma área

amostra, na qual se procedeu a uma análise mais pormenorizada. Inevitavelmente, o trabalho de campo foi algo indispensável, numa primeira fase, para a escolha das variáveis a serem introduzidas para a construção do mapa e, numa segunda fase, para a compar

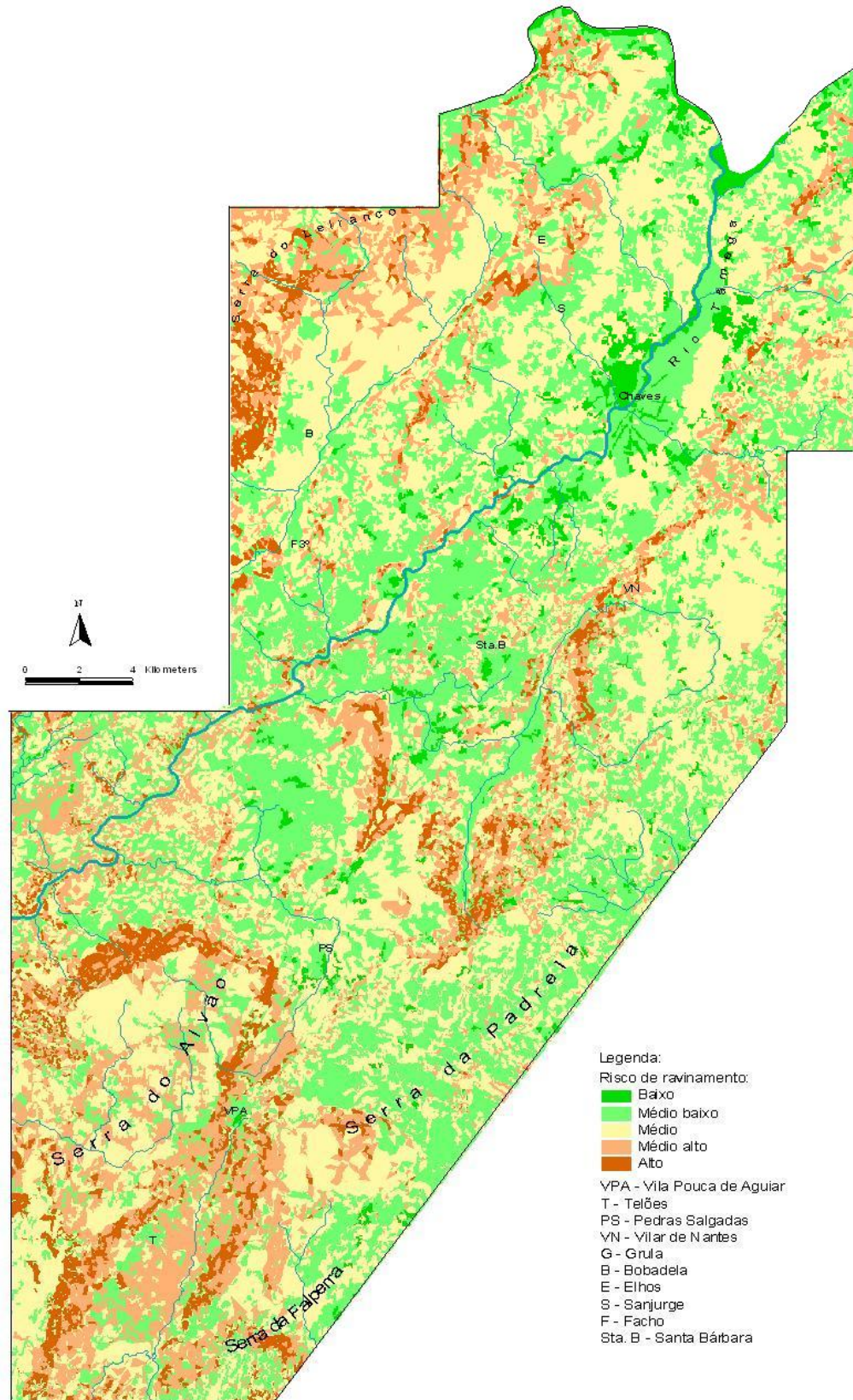


Fig. 112 Mapa de riscos de ravinamento na área de estudo.
O $I_{\text{ravinamento}}$ resulta da fórmula: $I_{\text{ravinamento}} = I_{\text{climático}} + I_{\text{uso do solo}} + I_{\text{geomorfológico}}$.

3.4.2. Análise de uma área-amostra

A área-amostra escolhida corresponde à vertente Norte da serra do Alvão, ficando compreendida entre as povoações de Pensalvos e Parada de Monteiros, na margem direita do rio Avelames [figura 113]. A área é talhada na sua maioria sobre o Granito de Pedras Salgadas (GPS) e sobre os metassedimentos incluídos na formação pelito-grauváquica.

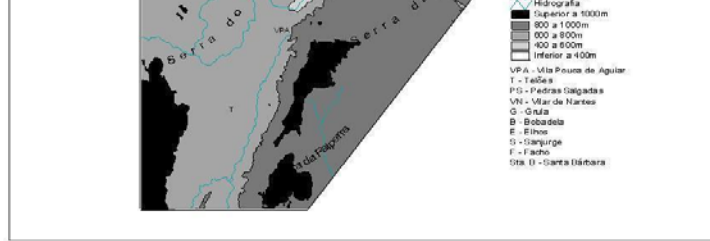


Fig. 113 Mapa de localização dos ravinamentos estudados na área de estudo. A trama indica a situação da area-amostra estudada.

Entendidos como formas de erosão do solo, os ravinamentos surgem com uma certa importância dentro da denominada área-amostra, onde se podem observar ravinas de várias dimensões e em fases diferenciadas de instalação. Progridem visivelmente em cada chuvada forte e respondem às sucessivas alterações de ocupação e uso do solo. Este facto constitui desde já um obstáculo à validade da cartografia elaborada, uma vez que a alteração do uso do solo implica uma actualização sistemática.

Neste sentido, para uma verdadeira utilidade da cartografia final desenvolvida, é necessária uma sistemática actualização das variáveis não permanentes incluídas no sistema, nomeadamente, o uso e ocupação do solo.

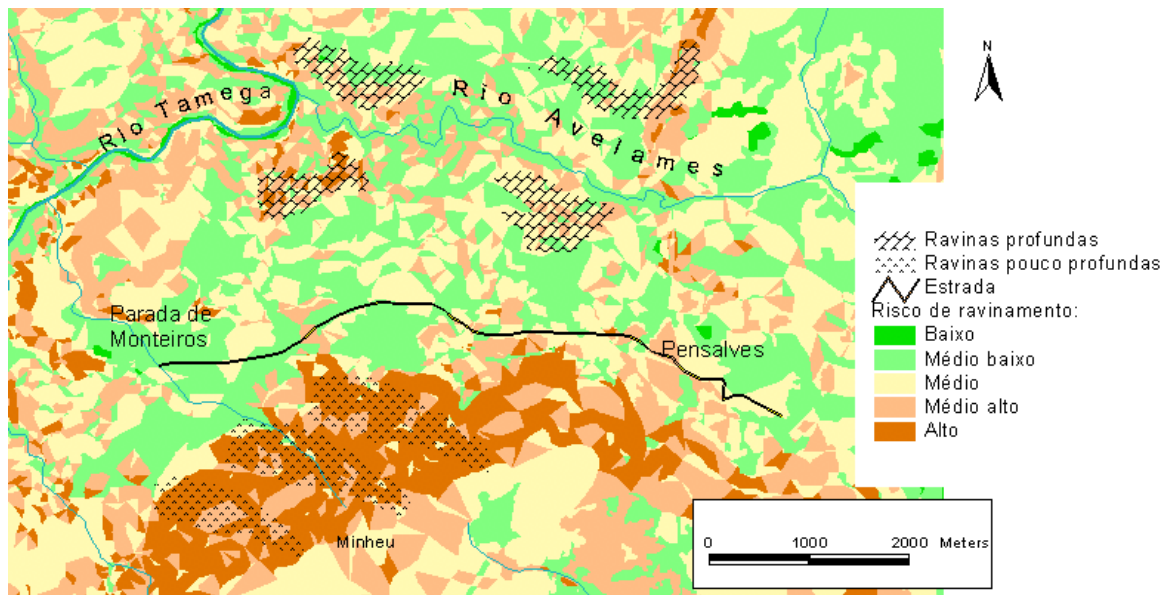


Fig. 114 Mapa de risco de ravinamento e localização das ravinas na area-amostra.

A ausência de vegetação é um factor decisivo na formação das ravinas. Esta proporciona o aumento de escorrência, contribuindo não só para a perda de solo por

escorrência laminar e difusa, como também, para a concentração e conseqüente formação de ravinas. Por outro lado, a profundidade das ravinas é facilitada pela presença de material pouco coeso, por onde estas vão evoluindo. Na área-amostra, o material rochoso corresponde a depósitos de vertente, de espessura variada, e mantos de alteração.

Durante muito tempo, cobertos por vegetação, os depósitos de vertente estão, em certos locais, a ser desmantelados rapidamente por ravinas que se instalaram a favor da linha de maior declive das vertentes, onde a vegetação desapareceu. Curiosamente algumas dessas ravinas instalaram-se, ao que parece, sobre o entulhamento resultante de anteriores ravinas. Este facto é observável principalmente nos sectores de maior declive, por vezes superior a 30°, na vertente Norte da serra do Alvão [estampa 24].

São na sua maioria ravinas pouco profundas e em grande número. Nas várias deslocações ao terreno, ficou-nos a impressão de que o frio actual, nos Invernos mais rigorosos, será responsável pela gelifracção das rochas localmente, ainda que apenas nos sectores sombrios e a altitudes superiores a 1000 metros, onde a acção do ciclo gelo-degelo poderá contribuir para a desagregação progressiva das rochas. Os gelifractos funcionam como carga passível de ser transportada pelas ravinas.

Esta análise levanta um problema relacionado com o substrato rochoso. As dificuldades postas à compreensão dos ravinamentos pelas características litológicas não podem ser inteiramente solucionadas com o estudo da bibliografia e solucionadas inteiramente com o recurso à cartografia geológica.

Estudos de campo confirmam o papel do regolito para a compreensão da génese e evolução das ravinas. Surgem, tanto na área de estudo, como na área-amostra, sobre rochas granitóides e sobre metassedimentos. Mas é a presença de material pouco coeso, como depósitos de vertente ou mantos de



Est. 24 Formação de ravinas em áreas sem vegetação próximo de Parada de Monteiros.

alteração, ou, em alguns casos, material rochoso e solo resultante do remeximento pelo Homem aquando da reflorestação, que constitui o conjunto de elementos fundamentais para a presença e evolução das ravinas.

No entanto, a problemática da destruição do coberto vegetal como anteriormente o referimos, é fundamental para a génese das ravinas, à qual corresponde a fase de instalação. O desaparecimento de vegetação oferece os sulcos às águas de escorrência segundo linhas de maior declive, que se transformam em canais de concentração de drenagem, aumentando o risco de erosão. No mapa de risco por nós elaborado, tal corresponde geralmente às áreas de risco mais elevado, consideradas como de risco médio-alto e alto.

Mais uma vez a problemática dos incêndios é fundamental na compreensão da dinâmica do território e no binómio escoamento interno/escoamento superficial.

Ravinas em grande número surgem em sectores da vertente de declives elevados, superiores a 30°, que sofreram incêndios. Isto é observável nos sectores da vertente NW da serra do Alvão, já próximo de Parada de Monteiros. São, na sua maioria, ravinas pouco profundas, que raramente ultrapassam meio metro de profundidade, uma vez que, sem material pouco coeso, deixam de progredir em profundidade. No entanto, contribuem decisivamente para a perda de solo e ainda para o entulhamento de pequenos valeiros, que, por vezes, em períodos de forte precipitação, chegam a atingir a estrada, como podemos observar na estrada que liga Pensalvos a Parada de Monteiros, constituindo uma situação de perigo para o trânsito automóvel.



Est. 25 Material transportado por uma ravina na estrada que liga as povoações de Pensalvos a Parada de Monteiros. Parte do material tinha sido retirado da estrada após a queda de uma forte chuvada do dia 23 para 24 de Janeiro de 2009 pelos bombeiros que nos relataram a situação de perigo.

A investigação das condições meteorológicas que podem facilitar a eclosão e o desenvolvimento dos incêndios florestais são naturalmente muito importantes para o

ordenamento do território (F. Rebelo, 1981; L. Lourenço, 1991, 1994, 1995). Todos os estudos sobre esta temática são fundamentais e decerto contribuirão para a problemática do risco de ravinamento.

Inúmeros estudos têm demonstrado a dimensão deste problema e como este interfere com outros riscos (L. Lourenço, 1988a; 1988b). Chuvadas intensas que se verifiquem pouco tempo após os incêndios são factor catalizador para a formação ou reactivação de ravinas nas vertentes atingidas e contribuem para o aumento de transporte de carga sólida.

Se o Homem pouco ou nada poderá fazer no respeitante às características climáticas que, na área de estudo, e em particular na área amostra, são muito diferenciadas, quer ao nível dos valores dos quantitativos anuais, quer ao nível da intensidade, o seu papel é também muito diminuto no que toca ao declive das vertentes e ao material rochoso. Poderá, no entanto, lutar contra o desaparecimento total da vegetação das áreas mais sensíveis. Algum tempo após os incêndios, faz-se a reflorestação. A preparação dos solos, removendo solo e rocha, contribui para a presença de material pouco coeso susceptível de sofrer ravinamento. Posteriormente, a escolha de espécies de má adaptação poderá ser responsável pela formação de ravinas.



Est. 26 Ravinas pouco profundas numa área reflorestada na vertente Norte da Serra do Alvão.



Est. 27 Ravina profunda numa area reflorestada a Norte do rio Avelâmes.

A profundidade das ravinas é variável e depende, mais uma vez, da espessura do rególito. Na área-amostra, é nas vertentes regularizadas por formações superficiais que encontramos as ravinas de maior dimensão e as mais heterométricas, podendo variar entre o meio metro e os dois metros.

Depois de instaladas, a recuperação do solo exige, geralmente, assistência técnica, e mesmo que a vertente vá, tendencialmente, recuperar a estabilidade, com a presença de uma nova chuvada as ravinas continuarão a evoluir, como pudemos comprovar após o acompanhamento de algumas ravinas.

A presença de material pouco coeso resultante do remeximento do solo, que terá facilitado a instalação da ravina numa fase inicial, e a presença de depósito de vertente, contribuem para a formação de ravinas de grande dimensão (superiores a 2 metros).



Est. 28 Ravina numa área reflorestada, na vertente Norte da serra do Alvão. Note-se que o material é constituído por depósito de vertente.



Est. 29 Parede lateral de uma ravina próxima. Também ela terá evoluído a partir da abertura de sulcos aquando do processo de reflorestação. A profundidade é superior a um metro. A presença de depósitos, tal como na ravina anterior, permite o seu aprofundamento. Embora, actualmente a vertentes esteja regularizada por vegetação, arbustiva e herbácea, depois de instaladas, a recuperação destas ravinas exige uma actuação.

Num estudo sobre ravinas a problemática dos declives é sempre colocada e, naturalmente, esta variável foi considerada na cartografia final⁹⁸. A presença de ravinas profundas em sectores com diferentes declives assim o confirma.

As ravinas apresentam-se com uma ligação muito nítida aos declives, podendo afirmar-se que a velocidade de escorrência aumenta na razão directa do ângulo da vertente, embora só até certo ponto, pois que o seu efeito erosivo será menor à medida que este ângulo se aproxima da vertical (A. Strahler, 1979). Por outro lado, o declive influi na presença de depósitos de vertente, assim como na sua espessura.

Na área-amostra, os depósitos de vertente de maior espessura encontram-se geralmente em declives médios, pelos 12-20°. São eles que apresentam as ravinas mais profundas. Assim, os declives influenciam a competência da escorrência, como, antes já tinham influenciado, a distribuição e as características das formações superficiais, nomeadamente ao nível da espessura [estampas 30 e 31].



Est. 30 e Est. 31 Ravinas profundas numa área pastoril, próximo da povoação de Parada de Monteiros.

Os declives superiores a 20° correspondem a áreas onde se verifica uma perda generalizada de solo por escorrência, nos declives médios. Entre os 12 e os 20°,

⁹⁸ Para a construção do mapa final de risco de ravinamentos [figura 112] foram atribuídos valores v de 1 a declives entre 1° e 8°, 2 entre 8° e 16°, 3 entre 16° e 24°, 4 entre 24° e 32° e 1 para declives superiores a 32°.

correspondem a áreas onde, embora se encontrem menos ravinas, estas são mais profundas, dependendo, todavia, da existência de formações superficiais. Nestes sectores concentra-se a escorrência de múltiplas ravinas. Aqui, a destruição da cobertura vegetal, pode originar imediatamente a formação de ravinas, como é o caso das áreas pastoris.

Os animais, ao destruírem o coberto vegetal, aumentam o risco de ravinamento. Muito próximo da povoação de Parada de Monteiros, a Nordeste desta povoação, é possível observar ravinas de profundidade superior a um metro. A presença de um manto de alteração granítico fornece material pouco coeso, susceptível de sofrer ravinamento.

Os declives, que aqui não ultrapassam os 20°, não impedem, todavia, a formação de ravinas. Muitas encontram-se num estado de evolução que justifica medidas de correcção.

3.4.3. A problemática da escala

À escala de 1/25 000 não é possível avaliar o impacto da construção de infra-estruturas, como barreiras e taludes, na génese e evolução das ravinas. Permite, todavia, uma análise geral das áreas de maior ou menor risco de ravinamento, útil na gestão e ordenamento do território, e, mesmo, na definição de técnicas de correcção das áreas de maior risco.

No entanto, a construção de infra-estruturas, fundamentais à vida actual do Homem, é também um factor de modificação do ambiente que interfere na dinâmica do território com consequências ao nível da erosão. Dentro desta temática, a construção de estradas e caminhos rurais têm forte impacto,



especialmente, devido à construção de barreiras e taludes artificiais, interferindo na dinâmica do escoamento. Forçosamente ausentes no mapa de risco elaborado, são inúmeros os exemplos observados na área-amostra, pelo que consideramos pertinente a inclusão neste capítulo.

O aparecimento de barreiras e taludes artificiais interfere na dinâmica dos processos morfogenéticos, podendo fazer surgir alguns e acelerar outros, nomeadamente, os ravinamentos. De facto, várias foram as ravinas que surgiram directamente relacionadas com a concentração da escorrência ligada aos caleiros construídos para canalizar águas pluviais de estradas. Na estrada que liga as povoações de Pensalvos e Parada de Monteiros, é possível observar alguns casos, como o que está representado na estampa 32, próximo de Parada de Monteiros.

A abertura de caminhos florestais pode também originar ravinamentos, principalmente em vertentes regularizadas por formações superficiais. Vários são os exemplos, muito próximo da área de estudo, na serra do Marão (A. Pedrosa, 1993), bem como na nossa área de estudo e, em particular, na área-amostra. As estampas 33 e 34 correspondem a fotografias tiradas a um caminho florestal, incluído na área-amostra, após forte chuvada⁹⁹. O remeximento do material rochoso e, por outro lado, a concentração da drenagem, permitem a instalação de um canal que, alimentado pela escorrência associada a uma elevada queda pluviométrica, contribuiu para a instalação de ravinas, como é o caso das observadas na área-amostra.



Est. 33 e 34 Pequenas ravinas observadas num caminho florestal, na vertente Norte da serra do Alvão, próximo do rio Avelâmes.

A construção de habitações pode, também, em alguns casos, ter impacto na formação de ravinas. Em áreas de forte declive, a construção de uma habitação implica uma terraplanagem e a criação de um talude e barreiras artificiais nas vertentes. Deste modo, a queda de chuvas intensas pode provocar nestas áreas, a formação de ravinas. Vários estudos o têm demonstrado como os de A. Pedrosa (1993) para a serra do Marão, embora não tenhamos qualquer exemplo na área-amostra.

3.5. Síntese e conclusão

Ao longo deste exercício de reflexão sobre as questões ligadas aos riscos geomorfológicos e, em particular, ao risco de ravinamento, e à utilização de Sistemas de Informação Geográfica, para a sua modelização e cartografia, chegamos a algumas conclusões que importa agora sistematizar.

A primeira, é a muito conhecida e discutida ideia de que a formação de ravinas, ainda que ligada a aspectos naturais como o declive, a geologia ou as características climáticas, têm também na sua génese o papel do Homem, nomeadamente, pela sua influência no desaparecimento total da vegetação das áreas mais sensíveis, assim como no descuido que oferecem às águas de escorrência os sulcos segundo linhas de maior declive, que se transformarão em canais de concentração de drenagem.

Na área de estudo, as áreas de maior risco, de declives médios entre os 10 e os 20°, com presença de material passível de ser transportado, pouco coeso, como depósitos de vertente e mantos de alteração, são áreas onde a actuação do Homem deve ser muito cuidada, e onde a existência de cobertura vegetal é fundamental para a diminuição do risco de formação de ravinas. O esquema da figura 115 é um modelo teórico desenvolvido por nós, das áreas

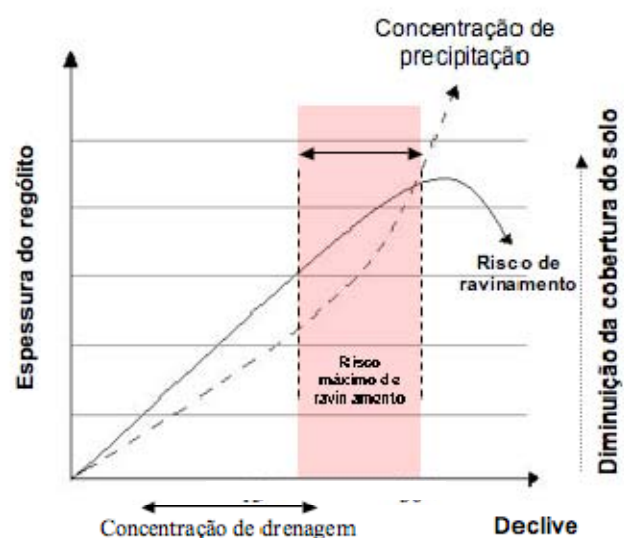


Fig. 115 Proposta de modelo teórico de definição das áreas de risco de ravinamento.

de risco de ravinamento. Em alguns casos, consideramos que as ravinas encontradas necessitam de medidas de correcção.

No que diz respeito à utilização de Sistemas de Informação Geográfica na criação de modelos explicativos da distribuição espacial de ravinas, verificou-se, apesar de todas as limitações e dúvidas anteriormente referidas, que são uma ferramenta com interesse, e mesmo, potencialidade para uma primeira aproximação à cartografia de risco.

Alguma subjectividade e a conseqüente dificuldade na selecção dos factores a tratar e na atribuição empírica ou quantitativa das ponderações pode ser em parte ultrapassada, ou pelo menos mitigada, com um bom conhecimento da dinâmica das vertentes e do processo, e através de um paciente trabalho de campo. A comparação da cartografia final com o observado na área-amostra, passível de ser analisada com maior pormenor, revelou uma certa convergência, o que parece abrir boas perspectivas para uma extrapolação a áreas mais vastas.

Por outro lado, os ravinamentos, de per si, podem ser considerados como um processo que, apesar da sua contribuição directa para a perda de solos agrícolas, no seu conjunto, pode ser considerado um risco de menor importância. No entanto, frequentemente, os ravinamentos associam-se a deslizamentos ou a desabamentos (F. Rebelo, 1994; A. Pedrosa, 1993). Por vezes, o material transportado pelas ravinas deposita-se em áreas de maior interesse económico, destrói produções mais rentáveis ou ainda, atinge rios e ribeiros que, em ponta de cheia, transportarão maior quantidade de carga sólida do que anteriormente. Neste sentido, investir numa política de ordenamento e planeamento do território como forma de mitigar os riscos ditos naturais, deve incluir as ravinas não só como processo morfogenético, mas também como risco.

SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O actual trabalho procurou contribuir para a compreensão da evolução geomorfológica da área de estudo. O conhecimento desta evolução permitiu, ainda, responder a uma necessidade urgente de reflectir e reequacionar o papel da capacidade da ciência e da tecnologia na prevenção e mitigação das consequências de actividades físicas do território, assim como o peso das acções do Homem na dinâmica do território.

Importa reter a importância da tectónica na morfologia da área de estudo, muito condicionada pelo acidente desligante Ourense-Bacia da Lousã no seu sector Régua-Chaves-Verin. A falha de orientação predominantemente NNE-SSW movimentou-se com uma forte componente direita até ao final do Vestefaliano (Carbónico superior). Entre o Estefaniano (Carbónico superior) e o Pérmico inferior, a falha passou a ter um movimento de componente esquerda importante. Posteriormente ao início do Triásico superior, desligamentos paralelos à falha foram reactivados como falhas distensivas (J. Baptista, 1998). Entre o Eocénico e o Miocénico inferior ocorre a compressão Pirenaica, reactivando os sistemas de falhas NE-SW e NNE-SSW, em falhas normais e/ou em desligamentos transtensivos (?), com uma componente normal importante. A partir do Miocénico superior ocorre a compressão Bética, reactivando os segmentos em escadaria de direcção NNE-SSW.

Apesar da importância que os movimentos hercínicos tiveram na área de estudo, sem dúvida que as actuais formas de relevo estão relacionadas com movimentos mais recentes. No final do Miocénico, a direcção das tensões máximas da Península Ibérica seriam de NNW-SSE. Durante o Quaternário, a colisão entre a Península Ibérica e a África passa a ter características diferenciadas consoante a zona de colisão: no mar, plataforma continental ou no sector continental (área de Gibraltar). Na área de estudo, movimentos recentes geram novas falhas e reactivam falhas herdadas. São geradas ainda

falhas inversas num regime compressivo, falhas normais em regime distensivo e numerosas falhas com estilos variados, mas que reflectem o regime de desligamento com taxas de desligamento de 0,2 e 0,1mm/ano (J. Baptista, 1990; 1998).

Tivemos oportunidade de verificar, através de cortes geológicos, o papel da tectónica no surgimento de diferentes níveis aplanados, quase sempre recortados por pequenos blocos, limitados por falhas, encontrando-se frequentemente tombados. Associados ao desligamento surgem portanto falhas de componente horizontal e sub-horizontal que promovem estiramentos entre estes níveis, geralmente basculados, na maioria das vezes para NE, sendo, no entanto, frequente encontrarem-se pequenos blocos que mergulham para SW, definindo um quadro estrutural francamente complexo, controlado por falhas de diferentes naturezas, associado ao desligamento. A influência da tectónica está ainda bem marcada na rede hidrográfica, principalmente na direcção do escoamento, na definição de sectores rectilíneos dos cursos de água, dissimetria dos vales, bem como na existência de deflexões, capturas e na incipiente hierarquização da rede hidrográfica.

Também a natureza das rochas é um factor importante na explicação de algumas formas de relevo. Nas rochas granitóides surgem alvéolos que aí se desenvolvem, independentemente da sua forma, tamanho e altitude a que se encontram. No entanto, embora as rochas granitóides justifiquem a sua génese (A. Godard, 1977), tivemos oportunidade de demonstrar que eles se encontram relacionados muitas vezes com a existência de falhas e fracturas. Por exemplo, o conjunto de alvéolos Sapiões-Boticas é condicionado pela falha do Leiranco. A falha terá facilitado o aumento da meteorização da rocha, fundamentalmente durante o Terciário (A. Ferreira, 1978; A. Cordeiro, 1992) e, por outro lado, permitido o encaixe do Terva e o alargamento do vale.

Estas rochas são também responsáveis pela grande quantidade de *tors*, que na área de estudo se vêem na maioria das vezes em vertentes que recentemente sofreram incêndios. Na génese dos *tors* está imbricada a alternância de períodos de biostasia e de rexistasia. Em períodos de biostasia, a meteorização avançaria em profundidade, principalmente orientada pelas diáclases e principalmente nas vertentes em equilíbrio

geodinâmico. A ocorrência de incêndios introduz alterações na relação infiltrações/escorrência e na capacidade de armazenamento de água no solo.

Com as vertentes desprotegidas de vegetação, a perda de rególito faz-se por escorrência, culminando na grande maioria das vezes na formação de ravinas e na regularização das vertentes por blocos, maioritariamente, de natureza granitóide e heterométricos.

O estudo de perfis de meteorização na área de estudo vem demonstrar uma tendência, já evidenciada por alguns autores, de que as condições climáticas necessárias à explicação dos *tors* não são muito específicas (A. Ferreira, 1979). Actualmente, verifica-se, ao mesmo tempo, um processo de meteorização em profundidade dos granitos em determinados sectores das vertentes e fases de remoção do rególito noutras. Neste particular, a influência do Homem na degradação do coberto vegetal, contribui, ainda que indirectamente, para o aparecimento de *tors*.

Às rochas granitóides estão ainda associados mantos de alteração. Estes contribuem para o aumento das infiltrações e da humidade, uma vez que são dotados de uma elevada permeabilidade. Funcionam, utilizando duas expressões de A. Godard (1977), como “esponjas” ou “pensos húmidos” que favorecem a meteorização das rochas adjacentes. No período estival, o desenvolvimento dos perfis de alteração é acelerado pela acção combinada da humidade e do calor.

A análise de alguns perfis de alteração permitiu inferir sobre as principais alterações químicas, mineralógicas e granulométricas do avanço da meteorização na área de estudo, assim como o papel das discontinuidades litológicas no avanço da meteorização, nomeadamente a existência de falhas, fracturas e diaclases. O avanço da meteorização é acompanhado por uma perda da coesão da rocha, uma crescente porosidade da mesma, traduzido no aumento da fracção silto-argilosa da matriz do perfil, fruto da degradação preferencial das plagioclases e das biotites, conferindo uma textura porosa à rocha. Em nenhum dos perfis analisados a fracção silto-argilosa ultrapassou, no entanto, os 10% da fracção total. A fracção arenosa reflecte, por vezes, a textura inicial

da rocha e a fracção superior a 4mm incorpora, por vezes, pedaços de rocha não desagregada.

Verifica-se que com o avanço da meteorização, a granulometria torna-se gradualmente mais calibrada, evidenciando uma crescente homogeneização do perfil de alteração.

O granito em W3 corresponde ao granito medianamente alterado (MeA), observado no perfil do Souto. A rocha apresenta um aspecto mais ou menos fresco, compacta, bastante resistente. Alguns minerais apresentam perda de brilho e cor inicial, especialmente as biotites, que apresentam, muitas vezes, um anel de cor ferruginosa, indicando a presença de óxidos de ferro como sinal de alteração. A meteorização inicia-se, principalmente, pelos planos de macla e de clivagem, sendo a plagioclase e a biotite particularmente sensíveis em oposição ao quartzo e à moscovite, mais resistentes.

O granito em W4 corresponde ao granito muito alterado (muA). O avanço da meteorização é evidenciado, principalmente, pela decomposição dos feldspatos, que se esboroam quase sempre com os dedos, ainda que, por vezes, com alguma dificuldade, desenvolvendo uma estrutura porosa algo incipiente, observada pelo aumento da percentagem silto-argilosa na matriz do perfil.

Nos perfis de Sapelos e Sapiões, o granito encontra-se totalmente decomposto (W5). Apresenta uma textura muito porosa, acompanhada do aumento da percentagem da fracção silto-argilosa na matriz dos perfis. Os minerais micáceos vão apresentando uma crescente esfoliação. O quartzo surge mais baço, por vezes, acompanhado por uma auréola de sílica amorfa, com fracturação, tal como a moscovite. Os feldspatos apresentam-se muito alterados, sendo possível observar ainda, megacristais deste material embutidos na matriz dos perfis. A meteorização tende a homogeneizar a massa do solo.

Do ponto de vista mineralógico da fracção lítica, verifica-se que o avanço da meteorização reflecte-se no aumento da percentagem da caulinite e redução da montmorilonite. A passagem W3 para W4 é acompanhada por um processo de bissialitização, com desenvolvimento, em especial, da montmorilonite nas fracções mais

finas dos perfis. O avanço W4 para W5 é acompanhado por um processo de monossilitização, verificando-se um aumento da caulinite. Em nenhum perfil se observou a presença considerável de gipsite, sugerindo um processo de alitização.

Através da análise química por fluorescência de raios X determinou-se o teor de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 das diferentes amostras colhidas nos perfis analisados. De um modo geral, verifica-se que a meteorização envolve, numa primeira fase, a perda de elementos alcalinos e alcalino-terrosos e numa fase posterior, a perda gradual de silício e a acumulação de sesquióxidos. O Al_2O_3 regista ganhos com o avanço da meteorização, resultado da alteração da rocha, principalmente da plagioclase e da biotite, contribuindo para retenção daquele óxido, nos produtos da meteorização. Este facto terá contribuído para o aumento de minerais, como a caulinite, na fracção argilosa da matriz dos perfis. Os ganhos maiores registam-se em W5, e os menores, em W3, sugerindo uma relação directa com os diferentes estados de meteorização. Verificam-se ainda ganhos de K_2O com o avanço da meteorização. Este poderá estar relacionado principalmente com a maior resistência do feldspato potássico em relação às plagioclases, aumentando assim a sua percentagem relativa nos perfis.

Os elementos que mais perdas registam com o avanço meteórico são o CaO e o MgO . As perdas de SiO_2 mais elevadas registam-se no perfil de Sapelos, e poderão estar relacionadas com acção da tectónica. As falhas poderão funcionar como goteiras, aumentando a infiltração e percolação das águas, favorecendo, deste modo, a remoção deste elemento. O comportamento do Fe_2O_3 é irregular. Na análise macroscópica observa-se quase sempre a presença de oxidação em torno das biotites, com bastante evidência no granito W3 (perfil do Souto) e W5 (perfil de Sapiões). No entanto, o comportamento deste elemento relacionado com os diferentes estados de meteorização do granito não é claro.

Infelizmente não foi possível relacionar o comportamento químico-mineralógico e granulométrico dos perfis de alteração com a rocha sã, devido ao número de perfis estudados. Numa análise geral, podemos definir 3 grupos de rochas granitóides na área de

estudo: (i) Plutão de Vila Pouca (PVP), (ii) granito de Chaves (GC), integrado nos granitos sin D3 e (iii) o granito de Vale das Gatas (GVG), sin D3.

Partindo do pressuposto que a capacidade de meteorização está relacionada com as características específicas de cada rocha e do material que a constitui, principalmente as suas características físicas, químicas e mineralógicas, definiu-se uma escala de alterabilidade, com base em parâmetros químico-mineralógicos, definida com base em índices de alterabilidade mineralógica e química.

O Plutão do Vale das Gatas (GVG) é o mais resistente. Constitui um plutão alongado de orientação NW-SE, ocupando uma área aproximada de 50 km², com uma idade radiométrica (K/Ar) das biotites aproximada de 311 Ma (A. Matos & P. Ferreira, 1991). Trata-se de um granito de grão médio a grosseiro, de duas micas, anisotrópico e porfiróide (A. Matos & P. Ferreira, 1991).

O granito de Chaves (GC) ocupa principalmente a parte Norte da área de estudo, surgindo alguns enclaves de granitos equivalentes, na superfície fundamental da serra do Alvão, em Minheu, e na vertente ocidental da serra da Padrela próximo de Vrea de Bornes, estando amplamente representado na área de estudo. Trata-se de um granito alcalino, de grão médio a grosseiro, de duas micas ou essencialmente moscovítico.

Existem importantes variações nas características deste granito. Surge, por vezes, com grão médio de tonalidade azulada, essencialmente biotítico, porfiróide contendo alguns megacristais de feldspato dispersos, de tamanho acima da média. Mostra-se bastante resistente à meteorização, com valores próximos do granito do Vale das Gatas (GVG).

O Plutão de Vila Pouca (PVP) é definido por três tipos de granitos com diferenças, ainda que pequenas, ao nível da susceptibilidade face à meteorização. O granito de Gouvães da Serra (GGS), o menos representativo do Plutão de Vila Pouca (PVP), é o que se mostra mais resistente à meteorização. Este granito surge na bordadura

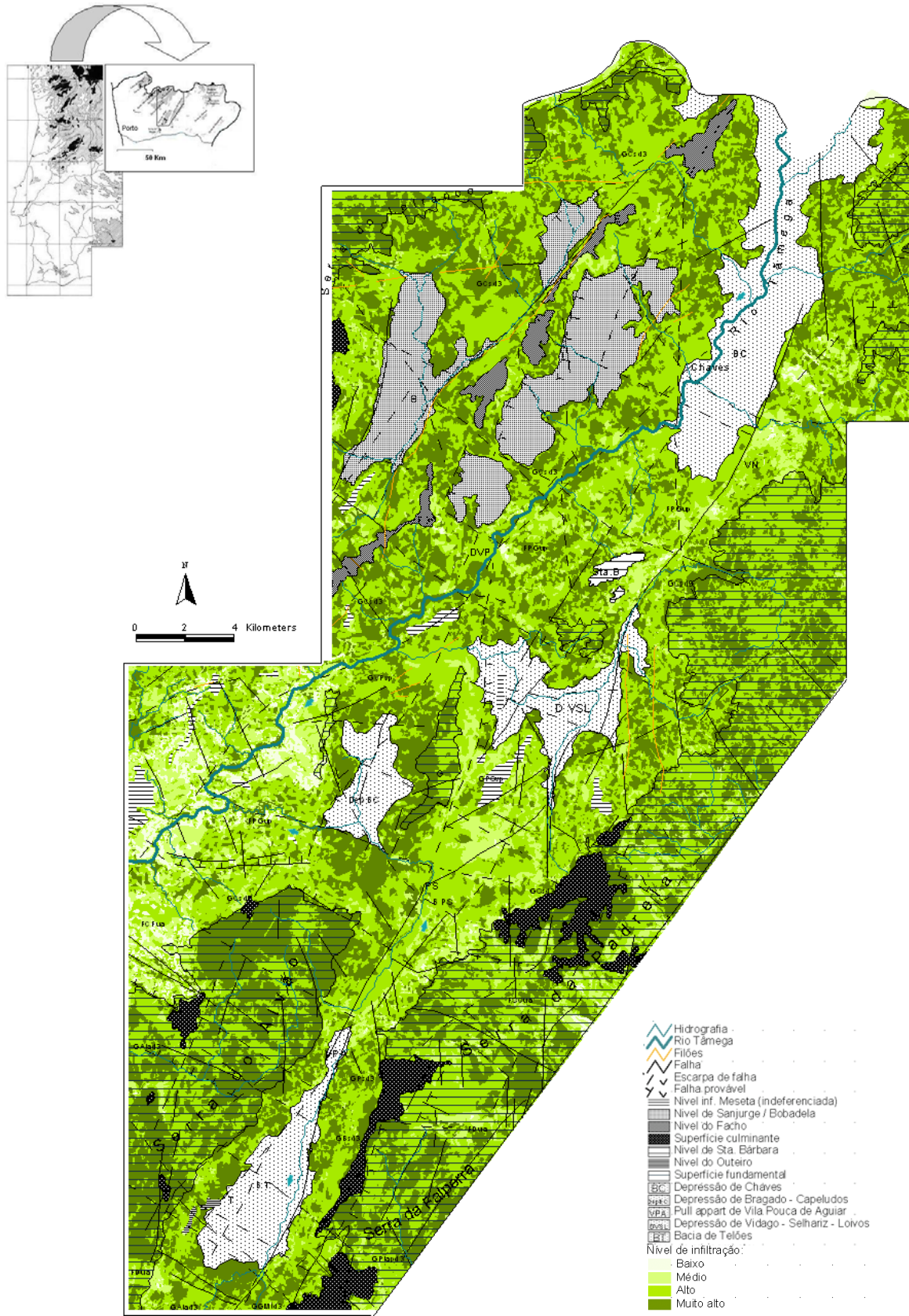
sul, assentando discordantemente com os granitos sin D3, contactando por falha a SSW com o granito de Vila Pouca (GVPA).

O granito de Pedras Salgadas (GPS) ocupa a parte central do Plutão de Vila Pouca (PVP), mostrando características leucocratas, grão médio a fino, por vezes, porfiróide. O contacto com o granito de Vila Pouca (GVPA) é feito por uma falha de direcção N20° a N-S no sector leste, e a Sul por uma falha de direcção N20°. Nos restantes sectores, a passagem é feita de forma gradual, não ocorrendo uma passagem brusca de uma fácies para outra. Apresenta megacristais de feldspato potássico, com presença de episienitização, sendo o complexo filoniano de pouca importância, essencialmente formado por filões quartzosos (H. Silva, 2000). Caracteriza-se, ainda, por uma forte homogeneidade, quer ao nível da cor, quer da textura, o que é facilmente observado no terreno, interrompida apenas por áreas de forte fracturação, associadas a espessas camadas de alteração. Apresenta uma susceptibilidade à alteração muito próxima da do granito de Gouvães da Serra (GGS).

O granito de Vila Pouca (GVPA) é o mais representativo do Plutão de Vila Pouca (PVP). Trata-se de um granito pós-tectónico porfiróide de grão médio, caracterizado pela presença de enclaves microgranulares tonalíticos e granodioritos, acompanhado frequentemente de filões com orientação NNE-SSW, coincidente com a fracturação principal. Da análise químico-mineralógica pode-se concluir que é o mais vulnerável dos granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), graças, principalmente, à maior heterogeneidade mineralógica e aos valores mais elevados de biotite e de plagioclase.

Com base no recurso ao SIG procurou-se avaliar o nível de infiltração das vertentes na área de estudo [figura 116]. O processo de infiltração encontra-se no nível de separação entre a precipitação e a recarga. A infiltração profunda (Ip), refere-se à quantidade de água que passa abaixo da zona sujeita à evapotranspiração (ETR),

enquanto que a infiltração superficial (I_s), se refere à quantidade de água que entra no solo por efeito da precipitação. Procurou-se então obter um índice de infiltração ($I_{infiltração}$), que permitisse ordenar as áreas em função da facilidade de infiltração, obtendo assim



A capacidade de infiltração de uma vertente depende de vários factores como o

Fig. 116 Níveis de infiltração obtidos a partir do índice $I_{\text{infiltração}}$, representado sobre o quadro morfo-estrutural.

acção das vertentes, assim como, as características geológicas. A forma de construir o mapa que representa o índice de infiltração ($I_{\text{infiltração}}$) inclui três parâmetros que se obtive a partir da seguinte fórmula:

$$I_{\text{infiltração}} = I_{\text{tipo de solo}} + I_{\text{AGUT}} + I_{\text{declive}}$$

Importante na morfologia da área de estudo e ainda nos processos actuais, foi a acção do frio ao longo do Quaternário. Vários autores têm demonstrado a importância do frio, referindo-se aos processos que lhe estão associados ao longo do Quaternário e que podem explicar algumas formas e depósitos em Portugal. Antes de propor um modelo evolutivo para a área de estudo, procuramos descrever as características de alguns depósitos que consideramos mais significativos no estudo da evolução geomorfológica no decurso do Quaternário.

Os depósitos estudados foram seleccionados em função das suas características, que poderiam contribuir para o aprofundamento do conhecimento sobre o Quaternário na área de estudo. O recurso a outros depósitos, estudados por outros autores, acabou por ser importante para o esclarecimento de alguns problemas levantados e para a localização cronológica de algumas formas e depósitos encontrados.

A localização da vertente Norte da serra do Alvão, corresponde a uma situação próxima do limite das neves permanentes, que estaria a cerca dos 1200 metros de altitude (Daveau & Devy-Vareta, 1985; S. Daveau, 1971; 1978; 1980), o que leva a admitir que a

vertente estivesse na idade glacial do Würm III, numa situação de manutenção de neve e formação de gelo com alternância sazonal de gelo-degelo, características muito próprias das zonas periglaciares. É neste contexto que se desenvolvem, nas vertentes, formas consideradas periglaciares, como nichos de nivação, formas que encontramos próximas dos 1000m de altitude, à saída de Pensalvos, em direcção a Minheu.

A génese estará relacionada com acumulação imóvel de neves nos períodos mais frios, e cuja evolução atenuada, pode ser observada actualmente, com a manutenção de neve durante vários dias.

Na vertente Norte da serra do Alvão encontram-se depósitos de idade Quaternária. A génese do nível inferior de Pensalvos e do nível inferior do depósito de Parada de Monteiros verificou-se muito provavelmente em condições climáticas crio-higróticas. A percentagem mais elevada da fracção silto-argilosa da matriz dos depósitos e o aumento da percentagem da caulinite na fracção argilosa permite pensar que os valores de precipitação seriam abundantes.

A análise micromorfológica não permite afirmar que o gelo tenha tido influência no transporte dos materiais ao longo das vertentes. O mecanismo de transporte do material seria efectuado muito provavelmente a partir de solifluxões. Também a alternância de níveis com maiores ou menores quantidades de argila e de gelifracos de dimensão variada poderá estar relacionada, com as características das vertentes, nomeadamente ao nível do declive, exposição e material rochoso, mas também com a existência de vegetação a regularizar sectores das vertentes. Sectores com maior quantidade de vegetação seriam eficazes na retenção do solo, áreas mais desprotegidas seriam as que se caracterizavam por uma dinâmica de vertente mais activa.

A subida progressiva das temperaturas e da humidade terá sido fundamental para a regularização das vertentes por vegetação adaptada a um solo do tipo “ranker”, como as gramíneas, principalmente no andar supra-florestal, evoluindo posteriormente para uma possível floresta aberta. Assim, o paleossolo encontrado, seria o culminar de uma evolução climática que, progressivamente, facilitaria a presença de solo e vegetação.

O surgimento de um novo nível a fossilizar o paleossolo encontrado, nível superior do depósito de Pensalvos, estaria relacionado com um agravamento das condições climáticas, muito provavelmente com a diminuição progressiva da humidade.

A gelifracção das rochas seria mais intensa, favorecida por uma maior desprotecção das vertentes, sob condições de um clima de características crioxerótico. Embora sem indicadores cronológicos seguros, é natural que este período corresponda a um episódio frio, que parece estar ligado ao desaparecimento brutal de pólenes arbóreos, e à recorrência dos pólenes herbáceos, cerca dos 12 000-11 000 BP.

O paleoravinamento encontrado no depósito de Pensalvos poderá indicar que, durante o período de acumulação dos materiais, provavelmente no período mais frio do Würm III, terá havido períodos mais frios e secos, alternados com períodos mais húmidos, hipoteticamente menos frios, e com maiores quantidades de precipitação que favoreciam a escorrência e levariam à formação de ravinamentos.

Imediatamente sobre este nível encontrado no depósito, surge um nível superior, com características periglaciares, solifluxivo, correspondendo ao depósito de Soutelo de Matos e ao nível superior do depósito de Parada de Monteiros. Trata-se de calhaus e de blocos de grandes dimensões, geralmente de natureza granitóide e quartzosa, dispostos de forma caótica, envolvidos por uma grande quantidade de matriz terrosa.

A fracção silto-argilosa é muito abundante e ao nível da mineralogia da fracção argilosa, a caulinite é o mineral que predomina. É possível ainda verificar duas variantes, uma que parece estar associada a um movimento mais lento e outra, que se sobrepõe, que faz supor uma movimentação mais rápida, caracterizada pela presença de grandes bolsadas preenchidas por clastos heterométricos.

A análise destes depósitos demonstra a necessidade de existência de ciclos de gelo-degelo que permitissem a fragmentação da rocha, mas que também significassem uma grande necessidade de água, certamente associada à fusão das neves, que contribuiria para o desencadear de movimentações em massa, semelhantes a *escoadas de*

lama de grandes proporções, principalmente em vertentes de maior declive ou em sectores de confluência de cursos de água.

O clima teria provavelmente características marcadamente continentais. Com a subida da temperatura, ocorreria a fusão das neves, coincidindo com a época do ano onde ocorreriam os principais movimentos em massa. No Inverno, haveria muito frio e gelifracção das rochas. Durante a movimentação de material ao longo das vertentes, terá ocorrido a inclusão de material de outros depósitos de vertente anteriores, nomeadamente dos depósitos de vertente estratificados que se haviam formado na última fase do Würm.

Os incêndios que recentemente ocorreram na vertente Norte da serra do Alvão terão sido também, indirectamente, responsáveis pela remoção de parte das alterites, que correspondem à matriz de depósitos e aos produtos da meteorização dos granitos. A regularização das vertentes em determinados sectores com rocha desagregada e de dimensão variada está ligada também à acção do frio e aos processos a ele ligados, que ainda hoje ocorrem, ainda que de forma moderada, nomeadamente a formação de *pipcrakes* em vertentes sombrias e de maior altitude.

A dinâmica actual mostra-se complexa, já que os factores e os intervenientes são diversos. Quando os agentes intervenientes são de ordem natural, inter-relacionam-se diversos factores, cuja importância relativa varia espacialmente, o que tem implicações nos processos morfogénicos activos.

O Homem, por seu lado, tem cada vez maior influência como factor e agente interveniente na actuação dos processos morfogénicos. O seu papel pode inserir-se na dinâmica dos ecossistemas de que, aliás faz parte, ou pode assumir um papel de ruptura do equilíbrio existente, modificando a dinâmica dos processos erosivos.

Em qualquer ecossistema, a energia, o anidrido carbónico, a água e os nutrientes são absorvidos e transportados através de uma rede ramificada na qual as vertentes, os solos, a flora, a fauna e o Homem mantêm relações auto-estabilizadoras e interdependentes.

O ecossistema pode desviar-se da posição de equilíbrio em resposta a variações externas. Este desvio tende a voltar ao estado original, ou oscilar com regularidade em torno deste, quando a pressão for aliviada. Ao modo como isto ocorre dá-se o nome de *resiliência* (C. Holling, 1973).

Variações excessivas ou inabituais podem, no entanto, atirar o sistema tão longe do seu estado original, ou induzir flutuações tão violentas, que ele não consiga alcançar um novo equilíbrio. Em linguagem ecológica mais familiar, o equilíbrio alcançado num ecossistema através de uma evolução de longo prazo é o seu *clímax*. Os sistemas em processo de retorno ao clímax encontram-se em várias fases *sucessionais* e os pontos de equilíbrio atingidos após perturbações são os *disclímaxes* (A. Warren, & J. Maizels, 1992).

A ideia de resiliência inclui de certa forma a ideia de risco. As grandes chuvadas exercem efeitos mínimos nos solos e nas plantas dos sistemas próximos do clímax, mas lesionam gravemente os que se encontram numa fase sucessional. Se a erosão destruir solos nutritivos e com elevada capacidade de retenção de água, o retorno ao clímax, ou em fase de forte aproximação, pode ser lento ou mesmo impossível. Numa perspectiva económica e produtiva, os ecossistemas mais próximos do clímax traduzem-se ainda por uma maior capacidade produtiva e com menos aplicações económicas para manter a produtividade a longo prazo.

No actual trabalho, analisamos as áreas com maior ou menor risco de ravinamento.

A formação de ravinas, a par das ondulações dos terrenos, solos pedregosos ou outras manifestações, são indicadores e sinais sérios de ruptura do equilíbrio dinâmico de uma vertente. Após a formação de ravinas, a recuperação do solo é, em geral,

dispendiosa, e requer, na sua maioria, assistência técnica. Assim, a definição das áreas de maior ou menor risco de ravinamento assume especial importância.

Para determinar as áreas de maior ou menor risco de ravinamentos, criou-se um índice que avalia o risco de ravinamento ($I_{\text{ravinamento}}$). Este índice procura, por um lado, juntar os diferentes parâmetros que interferem na formação de ravinas (conceito que aproveita uma ferramenta do Sistema de Informação Geográfica (GIS) e que permite a sobreposição de diferentes níveis de informação para uma determinada área) e, por outro lado, ordenar as áreas em função do risco de ravinamento, permitindo obter uma uniformização dos valores para diferentes áreas.

A dimensão da área e a disponibilidade da informação em formato digital levou-nos a optar por uma produção cartográfica à escala 1/25 000. A necessidade do reconhecimento exaustivo de adaptação do modelo escolhido à realidade foi fundamental para a construção do modelo e para a selecção dos diferentes parâmetros.

O índice $I_{\text{ravinamento}}$ resulta da soma de três parâmetros:

(i) Elementos climáticos ($I_{\text{climático}}$) que resultam da fórmula:

$$I_{\text{climático}} = (\sum v_{\text{Pmm}} + v_{\text{R}\geq 10} + v_{\text{MDR}}) / 3$$

(ii) Elementos geomorfológicos ($I_{\text{geomorfológico}}$) que resultam da fórmula:

$$I_{\text{geomorfológico}} = v_{\text{declive}} \frac{(v_{\text{tipo de solo}} + v_{\text{AGUT}} + v_{\text{geologia}})}{3}$$

(iii) Uso e ocupação do solo.

O valor que avalia o grau de risco de ravinamento de uma área resulta da fórmula:

$$I_{\text{ravinamento}} = I_{\text{climático}} + I_{\text{uso do solo}} + I_{\text{geomorfológico}}$$

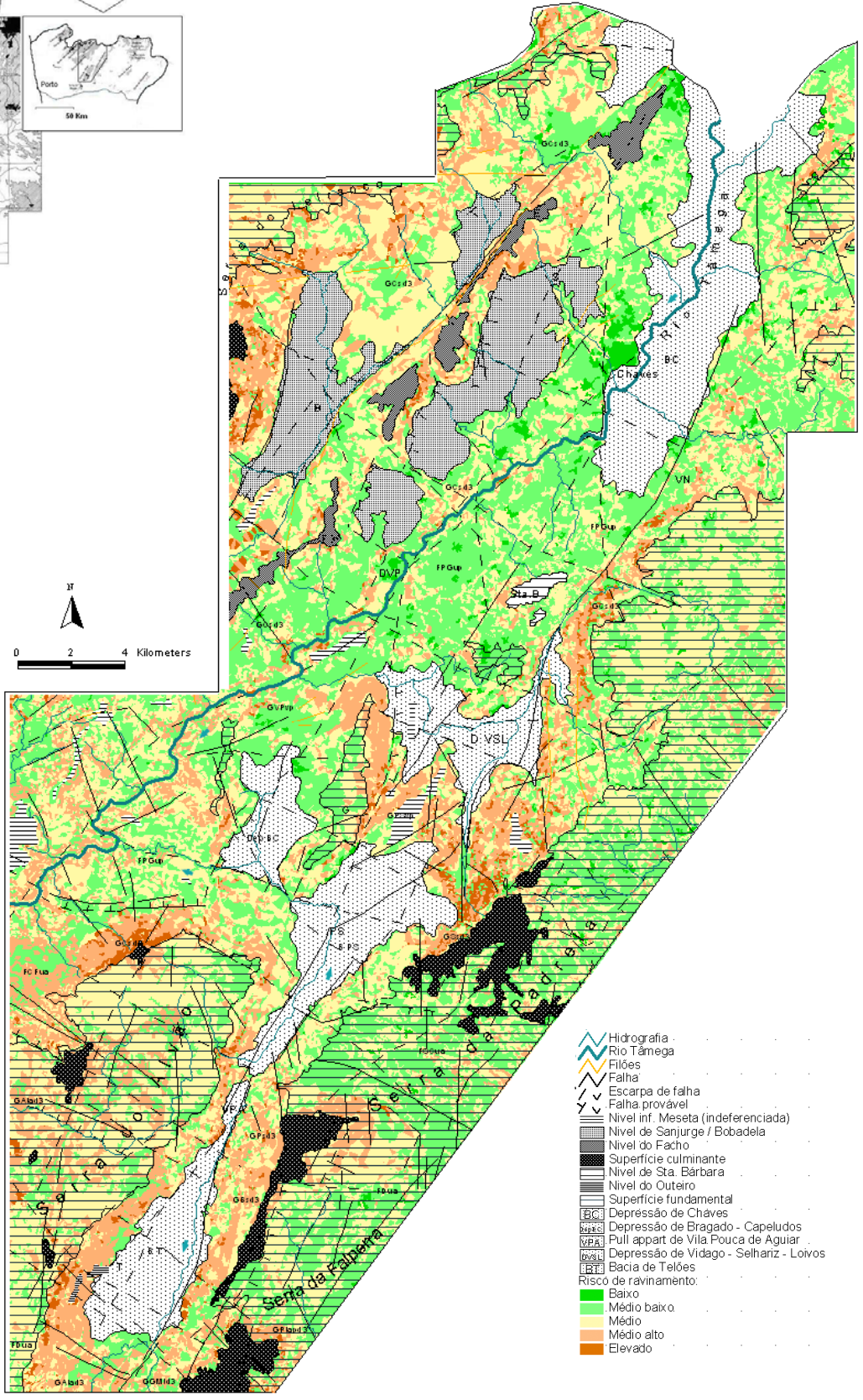
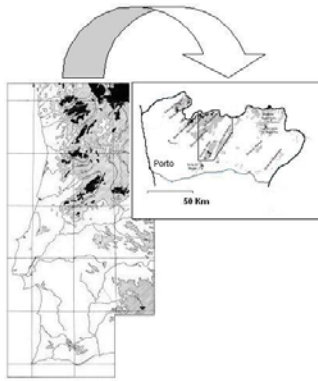
Na área de estudo, as ravinas assumem maior importância sobre os mantos de alteração e vertentes regularizadas por depósitos em vertentes, recentemente, incendiadas. A escorrência assume particular importância na limpeza do rególito e no desenvolvimento de canais por onde evoluem as ravinas.

Nas áreas agrícolas, e, em especial, nos campos agrícolas de cultura extensiva de sequeiro, ocorrem importantes modificações ao nível da superfície do solo e da cobertura. No primeiro caso, o remeximento do solo está principalmente relacionado com a lavra, no segundo, relacionado com as fases de crescimento das culturas, havendo momentos, após a plantação, em que o solo estará completamente exposto, contrastando com uma fase posterior, onde o mesmo poderá estar protegido. É neste período que o risco de formação de ravinas é maior.

O desenvolvimento do SIG obrigou-nos à recolha de informação a diversos níveis: no terreno, por levantamento directo das características do meio físico e no gabinete, com recurso à cartografia disponível e fotografia aérea. Exigiu ainda um conhecimento aprofundado da área de estudo e dos processos geomorfológicos, de forma a tornarmo-nos mais críticos em relação ao fluxo de trabalho, assim como relativamente às funções e às relações introduzidas no sistema, de forma a obter a cartografia final. No entanto, de forma a testar o modelo, foi necessário definir uma área-amostra, que corresponde à vertente Norte da serra do Alvão, numa área compreendida entre as povoações de Pensalvos e Parada de Monteiros, na margem direita do rio Avelames [figura 114]. Assim se exigia, de forma a validar o modelo, que, posteriormente, foi alargado à totalidade da área, ainda que se coloque a problemática da escala.

À escala de 1/25 000 não é possível avaliar o impacto da construção de infra-estruturas, como barreiras e taludes, na génese e evolução das ravinas. Esta escala permite, no entanto, uma análise geral das áreas de maior ou menor risco de ravinamento, útil no ordenamento e gestão do território, e, mesmo, na definição de técnicas de correcção das áreas de maior risco.

A cartografia de riscos de ravinamentos, o último objectivo deste trabalho, deve ser entendida como uma ferramenta, importante, também na avaliação da actuação do Homem sobre o meio físico, e na reflexão do papel da capacidade da ciência e da tecnologia na prevenção e mitigação das consequências da sua actividade.



- Hidrografia - Rio Tâmega
- Filões
- Falha
- Escarpa de falha
- Falha provável
- Nivel inf. Meseta (indeferenciada)
- Nivel de Sanjurge / Bobadela
- Nivel do Facho
- Superfície culminante
- Nivel de Sta. Bárbara
- Nivel do Outeiro
- Superfície fundamental
- Depressão de Chaves
- Depressão de Bragado - Capeludos
- Pull appart de Vila Pouca de Aguiar
- Depressão de Vidago - Selhariz - Loivos
- Bacia de Telões
- Risco de ravinamento:
- Baixo
- Médio baixo
- Médio
- Médio alto
- Elevado

GVGsd3 - granito de Vale das Gatas sin tectónico; GBsd3 - granito de Borbela sin tectónico D3; GPsd3 - granito de pisões sin tectónico D3; GCsd3 - granito de Chaves sin tectónico D3; GSsd3 - granito de Serapicos sin tectónico D3; GAtd3 - granito de Abadim tardi a pós tectónico D3; GPtd3 - granito porfiróide tardi a pós tectónico sin D3; GPsPv - granito de Pedras Salgadas plutão de Vila Pouca; GVPpv - granito de Vila Pouca de Aguiar plutão de Vila Pouca; FSCua - formação de Santos e Curros unidade autóctone; FCFua - formação de Campanhó Ferradosa unidade autóctone; FDua - formação da ferradosa unidade autóctone; FGua - formação quartzítica unidade autóctone; FPGup - formação pelito grauváquica unidade parautóctone; VPA - Vila Pouca de Aguiar; T - Telões; PS - Pedras Salgadas; VN - Vilar de Nantes; G - Grulha; B - Bobadela; E - EIHos; S - Sanjurge; F - Facho; SB - Santa Bárbara.

A vulnerabilidade das sociedades face aos riscos naturais, não dependem apenas

Fig. 117 Risco de ravinamento obtido a partir do índice $I_{\text{ravinamento}}$, representado sobre o quadro morfo-estrutural. Organizações do grupo, da facilidade de acesso ao conhecimento e a inovação, das infra e supra-estruturas bem como da capacidade financeira, reflectindo as suas características socio-demográficas e o estado civilizacional.

BIBLIOGRAFIA

- AIRES-BARROS, L. (1971) – *Alteração e alterabilidade das rochas ígneas*, LNEC, Lisboa, p.57.
- ALCOFORADO, Maria João (1997) – *Climat et Société à Lisbonne*, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, Vol.10, p.75-83.
- ALCOFORADO, Maria João (1999) – *Variacões climáticas do passado: chave para o entendimento do presente? Exemplos referentes a Portugal (1675-1715)*, Territorium, 6, Coimbra, p.19-30.
- ALMEIDA, Fernando (1982) – *Novos dados geotermométricos sobre as águas de Chaves e de S. Pedro do Sul*, Comunicações SGP, Vol.68, Fasc.2, p.179-190.
- ALVES, M. (1995a) – *Materiais Plio-Quaternários do Alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do rio Lima e região de Alvarães*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, p.277.
- ALVES, M. (1995b) – *Terraços fluviais do Alto Minho: bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães*, Memórias do Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto, 4, p.395-399.
- ALVES, M. (1996) – *O Plio-Quaternário das bacias do rio Lima e rio Neiva. Minho, NW de Portugal*, in *Dinámica y Evolución de Médios Cuaternarios*, A. Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds), Santiago de Compostela, Spain, p.261-272.
- AMARAL, Ilídio do (1968) – *As inundações de 25/26 de Novembro de 1967 na região de Lisboa, Finisterra*, 3 (5), p.79-84.
- ANDRADE, E. (1988) – *Evolução paleogeográfica do território continental Português*, Geonovas, Vol.10, Lisboa, p.53-68.
- ARAÚJO, M. (1991) – *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral da Região do Porto*, Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto, p.534.
- ARENAS *et al* (1988) – *Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes*, Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II Congreso de Geología de España, Granada, p.75-84.
- ARONOFF, S. (1989) – *Geographic information system: a management perspective*, WDL Publications, Ottawa, p.294.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1975) – *Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitutions des conditions de la déformation*, Tectonophysics, Vol.25, nº1/2, p.139-171.
- ASSUNÇÃO, T. & BRAK-LAMY, J (1949) – *Algumas rochas eruptivas da região de Chaves*, Boletim Sociedade Geológica de Portugal, Vol.VIII, p.107-120.

- ASSUNÇÃO, T. (1962) – *Rochas graníticas do Minho e Douro*, Serviços Geológicos de Portugal, Memórias nº10, Nova Série, Lisboa.
- AYDIN *et al* (2000) – *A review of igneous and metamorphic saprolites*, Journal of Nepal Geological Society, 22, 11–16.
- AYDIN, A. & EGELI, I. (2001) – *Stability of slopes cut in metasedimentary saprolites in Hong Kong*, Bull. Eng. Geol. Env., 60, 315–319.
- AYDIN, A. (2006) – *Stability of saprolitic slopes: nature and the role of field scale heterogeneities*, Natural Hazards and Earth System Sciences, European Geosciences Union.
- AZEVEDO, T. (1998) – *Formações vermelhas continentais na sequencia meso-cenozóica da Cadeia da Arrábida*, Comunicações do IGM, Lisboa, 84 (1), A115-A118.
- BAILLY, A. (Coord.) (1996) – *Risques Naturels, Risques de Sociétés*, Paris Economica, p.103.
- BAPTISTA *et al* (1993) – *Tectónica e geomorfologia da região de Pedras Salgadas – Vidago e as nascentes minerais associadas*, Comunicações da XVII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Évora, 20-24 Setembro, Vol.I, p.125-139.
- BAPTISTA *et al* (1997) – *Evolução tectónica da zona de falha Penacova-Régua-Verin*, in Comunicações da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, UTAD, Vila Real, p.27-30.
- BAPTISTA, J. (1990) – *Estudo neotectónico preliminar de um troço de linha de fractura Penacova-Régua-Verin (Peso da Régua – Vila Pouca de Aguiar)*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, UTAD, Vila Real, p.107.
- BAPTISTA, J. (1998) – *Estudo neotectónico da zona de falha Penacova-Régua-Verin*. Dissertação de Doutoramento, Vila Real, Secção de Geologia da Universidade de Trás-os- Montes e Alto Douro, poli copiado, pág. 344.
- BARROS *et al* (1991a) – *Contribuição da geoquímica isotópica para a compreensão do sistema de alimentação superficial do aquífero geotérmico de Chaves*, Memórias e Notícias, Fasc.112, p.227-238.
- BARROS *et al* (1991b) – *Elemental and isotopic geochemistry in the hydrothermal área of Chaves, Vila Pouca de Aguiar*, Environmental Geology, Vol.25, Fasc.4, p.232-238.
- BARROS *et al* (1994) – *Utilização de isótopos ambientais em estudos hidrogeológicos – o caso da inter-relação entre as águas meteóricas locais e os recursos geotérmicos da região de Chaves*, Estudos, Notas e Trabalhos, Vol.36, p.53-66.
- BARROS *et al* (1995) – *Nota preliminar sobre a geoquímica das águas termais de Chaves*, Geociências – Revista da Universidade de Aveiro, Vol.6, Fasc.1/2, p.59-69.
- BARROSO (1993) – *Estudo das características geológicas e do comportamento geotécnico de um perfil de intemperismo em leptinito*, Rio de Janeiro, Dissertação de mestrado, IGEO-UFRJ.

- BATEIRA, C. *et al* (1998) – *Escoamento torrencial e processos geomorfológicos na bacia da Povoação (S. Miguel Açores). As cheias de 14 de Dezembro de 1996*, Territorium, 5, p.5-24.
- BATEIRA, C. & SOARES, L. (1997) – *Movimentos de massa no Norte de Portugal. Factores da sua ocorrência*, Territorium, 4, p.63-77.
- BAYNES & DEARMAN (1978) – *The relationship between the microfabric and the engineering properties of weathered granite*, Bull., IAEG, 18, p.191-197.
- BEGONHA, A. (1989) – *Alteração das rochas graníticas do Norte e Centro de Portugal. Uma contribuição*, Dissertação de Mestrado apresentado à Universidade Nova de Lisboa, Porto, p.249.
- BIROT, Pierre (1945) – *Sur la morphologie de Traz-os-Montes. Vallée supérieure du Tâmega*, Bull. de l'Association de Géographes Français, n°173-174, Nov.-Déc., Paris, p.108-120.
- BIROT, Pierre (1949) – *Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional*, Rapport Comm. Cart. Surf. Aplan., UGI, Congrès Int. Géogr., Lisboa, p.9-116.
- BLAIKIE, Pier *et al* (1994) – *At risk – natural hazards, people's vulnerability and disasters*, Routledge, London, p.284.
- BRAGA, M. (1988) – *Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do rio Cavado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização*, Braga, Dissertação de Doutoramento apresentada na Universidade do Minho, p.325.
- BRANDÃO *et al* (1978) – *Controle estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio no antiforma de Chaves-Miranda do Douro (Trás-os-Montes oriental)*, Comunicações SGP, Vol.63, p.171-178.
- BRIFFA *et al* (1998) – *Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years*, Nature, 393, p.450-455.
- BRINK, A. (1960) – *Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, Northern Portugal*, Comum. Serv. Geol. Portugal, Vol.43, p.143.
- BRUNSDEN, D. (1984) – *Mudslides*, Brunnsden & Prior (eds.), Slope Instability, John Wiley & Sons, Chichesters, p.363-418.
- CABRAL J. (1988) – *Introdução à neotectónica*, Geonovas, n.10, Lisboa, p.55-65.
- CABRAL, J. (1989) – *An example of intra-plate neotectonic activity, Vilarica Basin, northeast of Portugal*, Tectonics Vol.8, n°2, p.285-303.
- CABRAL, J. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*, Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, p.435.
- CABRAL, J. (1995) – *Neotectónica em Portugal Continental*, Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, n°31, Lisboa, p.265.

- CAILLÈRE & HÈNIN (1963) – *Minéralogie des Argiles*, Ed. Masson et Cie, Paris.
- CALVO *et al* (1993) – *Up-to-date Spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*, Rev. Soc. Geol. España, 6 (3-4), p.29-40.
- CAPELO, Jorge (1996) – *Esboço da Paisagem Vegetal da Bacia Portuguesa do rio Guadiana*, Silva Lusitana, nº especial, 13-64, Lisboa,
- CARRARA *et al* (1995) – *GIS technology in mapping landslide hazard*, in CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (ed.) – *Geographical information system in assessing natural hazard*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, p.135-175.
- CARVALHO, G. (1967) – *Alteração das rochas*, Textos e Documentos de apoio ao ensino, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, p.10.
- CARVALHO, G. (1987) – *Alteração das rochas*, Textos e documentos de apoio ao ensino, Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências, p.21.
- CÁTEDRA de EMÉRITOS COMUNIDADE VALENCIANA (2008) – *Reflexiones sobre el Cambio Climático*, València, Generalitat Valenciana, p.89.
- CHALINE, J. (1985) – *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*, Paris, Doin, p.366.
- CHAMLEY, H. (1967) – *Possibilité d'utilisation de la cristallinité dun mineral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sediments recents*, C. R. Acad. Sci. Paris, 265, p.184.
- CHIGIRA, M. (2006) – *Mirco-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999*, Hiroshima Prefecture, Japan, Engineering Geology, 59, 219– 231.
- CHOFFAT (1917) – *La ligne de dépressions Régua-Verin et ses sources carbonatée. Remarques et considération*, Comun. Da Com. Do Ser. Geol. Portugal, Lisboa, t.XII, p.35-69.
- CLAVEROL, M. & SUÁREZ, V. (1987) – *El lineamento tectónico Nazaré (W de Portugal) – Luarca (NW de España) y su implicación méfalo genética (Macizo Hespérico)* in Geología de los granitoides e rocas asociadas des Macizo Hespérico), Libro de Homenaje A. L. C. García de Figueroa, Editorial Rueda, p.447-455.
- COMITÉ INTERMINISTÉRIEL DE L'ÉVALUATION DES POLITIQUES PUBLIQUES (1997) – *La prévention des risques naturels*, Paris, La documentation Française, p.702.
- CONDON *et al* (1969) – *Soil erosion and pasture degeneration in Central Australia*, Jl. of the Soil Conservation Service of New South Wales, 25, 47-92, 161-182, 225-250, 295-321.
- COQUE, Roger (1977) – *Geomorphology*, Armand Colin, Paris, p.430.
- CORDEIRO, A. Rochette (1986a) – *Evolução de vertentes na serra da Freita*, Coimbra, (Poli copiado).

- CORDEIRO, A. Rochette (1986b) – *Nota preliminar sobre formas e formações periglaciares na serra da Freita*, Cadernos de Geografia, 5, IGE, Coimbra, p.161-172.
- CORDEIRO, A. Rochette (1990) – *O depósito de Varzielas (serra do Caramulo): contribuição para o estudo do Tardiglacial Wurmiano em Portugal*, Caderno de Geografia, nº9, IEG, Coimbra, 49-59.
- CORDEIRO, A. Rochette (1992a) – *O Homem e o meio no Holocénico Português. Paleo-ambientes e erosão*, Mediterrâneo, nº1. p.89-109.
- CORDEIRO, A. Rochette (1992b) – *Alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal, Génese e tipologia*, Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Porto.
- CORDEIRO, A. Rochette (1995) – *A provável evolução paleoclimática do Pleistocénico final no Centro litoral de Portugal (montanhas Ocidentais)*, Actas da 3a Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, p.38-48.
- CORDEIRO, A. & REBELO, F. (1996) – *Carta Geomorfológica do Vale do Côa a juzante de Cidadelhe*, Cadernos de Geografia, 15, p.11-33.
- COSTA *et al* (1985) – *Slides in saprolites from gneissic rocks with relict slip surfaces, the B.N.E.D.E.S. case history*, Proc. 1st Int. Conf. on Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, 2, 49–55.
- COSTA *et al* (1989) – *Fabric and engineering properties of saprolites and laterites*, Proc. 12th Int. Conf. SMFE, 4, 2763–2476.
- COSTA, J. (1984) – *Physical Geomorphology of Debrys Flow*, in Development and applications of geomorphology, Ed. John E. Costa e P. Jay Fleisher, Springer-Verlag, New York, p.268-317.
- COUDÉ-GAUSSEN, G. (1981) – *Les serres de Peneda et do Gêres*, Mem. CEG, nº5, Lisboa, p.254.
- COWLAND & CARBRAY (1988) – *Three cut slope failures on relict discontinuities in saprolitic soils*, Proc. 2nd Int. Conf. on Geomechanics in Tropical Soils, 1, 253–258, Conf. on SMFE, II, 591–597.
- CUNHA, L. & CRAVIDÃO, F. (2001) – *Território, urbanización y calid medioambiental: una triologia incompatible?*, Actas do II Encuentro Internacional de Estudios Urbanos, La Habana.
- CUNHA, L. & DIMUCCIO, L. (2002) – *Considerações sobre riscos naturais num espaço de transição. Exercícios cartográficos numa área a Sul de Coimbra*, Territorium, Coimbra, p.37-53.
- CUNHA, L. (1986) – *As “buracas” das serras calcárias de Condeixa-Sicó*, Cadernos de Geografia, nº5, Coimbra, p.139-150.
- CUNHA, L. (1988) – *As serras calcárias de Sicó-Condeixa-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*, Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Coimbra.

- CUNHA, P. (1992) – *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*, Dissertação de Doutoramento, Departamento de Ciências da Terra, Fac. Ciência Tecnologia da Universidade de Coimbra, p.262
- DAGORNE, A. & DARS, R. (1999) – *Les risques naturels*, Nice, Sophia-Antipolis, p.128.
- DAUPHINÉ, A. (2001) – *Risques et Catastrophes. Observer-Spatialiser-Comprendre-Gérer*, Armand Colin, Paris, p.288.
- DAVEAU, S. & DEVY-VARETA, N. (1985) – *Gélifraction, nivation, et glaciation d'abride la serra da Cabreira*, Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Vol.1, Lisboa, p.75-84.
- DAVEAU, S. (1971) – *La glaciation de la serre da Estrela*, Finisterra, Vol.11, CEG, Lisboa, p.5-40.
- DAVEAU, S. (1973) – *Quelques exemples d'évolution Quaternaire des versants au Portugal*, Finisterra, Vol.15 (VIII), CEG, Lisboa, p.5-47.
- DAVEAU, S. (1977) – *Precipitação (Média Anual). II: Dias de Precipitação (Média Anual), mapas na escala de 1:500 000*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, p.2.
- DAVEAU, S. (1978) – *Le périglaciaire d'altitude au Portugal*, Colloque sur la périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords, Association Géographique d'Alsace, Strasbourg, pp.63-78.
- 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 Universidade de Lisboa*, Lisboa, p.13-37.
- DAVEAU, S. (1986) – *L'époque glaciaire au Portugal. Problèmes méthodologique*, Actas I Jornadas de Estudos do Norte de Portugal-Aquitânia, CENPA, Porto, p.183-191.
- DAVID, J. (1976) – *Drenagem de estradas, caminhos-de-ferro e aérodromos. Estudo hidrogeológico. Determinação de caudais de ponto da cheia em pequenas bacias hidrográficas*, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, SH-DHF.
- DECOURT J. & PAQUET, J. (1986) – *Geologia. Objectos e Métodos*, Coimbra, Livraria Almedina, p.450.
- DERRUAU, M. (1974) – *Précis de Géomorphologie*, 6^a ed. Paris, Masson, p.453.
- DOULERS, C. & VIDAL-NAQUET, P. (1987) – *Vers une gestion probabiliste du risque*, in *La société vulnérable, évaluer et maîtriser les risques*, Presses d'École Normale Supérieur, Paris, p.399-406.
- ELHAÏ, H. (1968) – *Biogéographie*, Paris, Armand Colin, p.404.
- ELLENBERGER, F. & TAMAIN, G. (1980) – *Hercynian Europe. Episodes*, I, Special Issue, 26th International Geological Congress, Paris, p.22-27.
- ESCORZA, C. (1977) – *Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el limite Cámbrico-Ordovícico y las fases sardicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas*, *Estudios Geol.*, 33, p.57-80.

FALCÃO (1984) – Factores geológicos e características do intemperismo – condicionantes das propriedades mecânicas de solos residuais, Tese de Mestrado, PUC, Rio de Janeiro.

FARIAS *et al* (1985) – *Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central*, IX Reunión Oeste Peninsular, Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciên. Univ. Porto, n. °1, Porto, pp.411-431.

FAUGÉRES, Lucien (1990) – *La dimension des faits et la théorie du risque*, Le risque et la Crise, Malta, Foundation for International Studies, p.31-60.

FEIO, Mariano (1951) – *A depressão da Régua – Verin*, Comunicação, Serviços Geológicos de Portugal, 32, 1, p.181-222.

FERREIRA *et al* (1992) – *Formas e depósitos glaciários e periglaciários da serra do Gêres-Xurés (Portugal;Galiza): levantamento cartográfico*, Cuadernos do Laboratório Xeologico de Laxe, O Castro, nº17, p.121-135.

FERREIRA *et al* (1993) – *Termas de Chaves: I – As bases tectónicas e litoestratigráficas para a modelação física e química do sistema hidrotermal*, A geologia da engenharia e os recursos geológicos – recursos geológicos e formação, Vol.2, p.277-294.

FERREIRA, A. Brum (1978) – *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*, Memórias do Centro de Estudos Geográficos da Fac. Letras da Universidade de Lisboa, nº4, p.374.

FERREIRA, A. Brum (1979) – *Os mantos de alteração e o modelado das regiões graníticas: ideias recentes e orientações de pesquisas*, Notas e Recensões, Finisterra, CEG, V. XIV, nº 28, Lisboa, p.218-244.

FERREIRA, A. Brum (1980) – *Surfaces d’aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal)*, Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, Paris, Vol.22, Fasc.1, p.51-62.

FERREIRA, A. Brum (1984) – *Mouvements de terrain dans la région au Nord de Lisbonne. Conditions morphostructurales et climatiques*, Mouvements de terrain, Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M. (Paris), 83, p.485-494.

FERREIRA, A. Brum (1985) – *Influência de climas frios na morfogénese da região a Norte de Lisboa*, Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, nº1, Lisboa, p.85-103.

FERREIRA, A. Brum (1986) – *A depressão de Chaves-Verin. Novas achegas para o seu conhecimento geomorfológico*, *in* Estudos em homenagem a Mariano Feio (Coord. R. S. Brito), Universidade Nova de Lisboa, p.199-222.

FERREIRA, A. Brum (1991) – *Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach*, Z. Geomorph. N. F. Berlin, Stuttgart, Suppl.-Bd. 82, p.73-85.

FERREIRA, A. Brum (1992) – *Geomorfologia e Ambiente. Contributo metodológico*, Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Porto, p.1075-1080.

FERREIRA, A. Brum (1993) – *Manifestações geomorfológicas glaciárias e periglaciárias em Portugal*, O Quaternário em Portugal: balanço e perspectivas, Edições Colibri, Lisboa, p.75-85.

FERREIRA, M. & OLIVEIRA, A. (1995) – *Prospecção hidrogeológica em Vrea de Bornes (Vila Pouca de Aguiar)*, Recursos Hídricos, Vol.16, Fasc.2, Lisboa, p.3-11.

FERRER-GIJÓN, M. (1987) – *Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas*, in Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, p.175-192.

FLAGGEOLLET, J. (1977) – *Origine des Reliefs, Altérations et Formations Superficielles: Contribution à l'étude Géomorphologique des Massifs Anciens Cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-ouest*, Sciences de la Terre, Mémoire n°35, Nancy, p.461.

FOUTOURA J. & PEREIRA, A (2001) – *Estudo petrográfico na região de Serraquinhos-Chaves (norte de Portugal)*, Terra – Magazine de Geologia, Junho, p.3-8.

GABERT, P. & VAUDOUR, J. (Coord) (1999) – *Risques Naturels*, Aux-en-Provence, Éditions du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, p.159.

GALAN, E. (1985) – *Les arcillas como indicadores paleoambientales*, Bol. Soc. Esp. De Mineralogia, 9, p.11-22.

GARDUÑO, M. (1992) – *Tecnologia e desertificação*, in Desertificação: causas e consequências, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, p.501-678.

GARMENDIA, M. (1989) – *Dynamiques des végétations tardiglaciaire et holocène du Centre-nord des l'Espagne de après les analyses pollinique*, Thèse en science spécif. Paléoécologie de l'Université des l'Aix Marseille III.

GAUSSEN, H. (1968/1969) – *L'Indice xerothémique au Portugal*, Bol. Soc. Port. CiEn. Naturais, 12, 2ª série, Lisboa, p.137-248.

GEEL, B. van (1978) – *A Paleocological study of holocene peat sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollens spores and macro-and-microscopic remains off ungi, algae, cromophytes and animals*, Review of Paleobotany and palynology, n°25, p.1-200.

GEIGER, R. (1990) – *Manual de microclimatologia: o clima da camada de ar junto ao solo*, 2ªed., Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, p.556.

GEORGE, Pierre (1974) – *Dictionnaire de la Géographie (2e. éd.)*, Paris, PUF, p.451.

GODARD A. (1966) – *Morphologie des socles et des massifs anciens: les «tors» et les problème de leur origines*, Revue Géographique de l'Est, t.VI, n° 1-2, p.153-170.

- GOLDICH, S. (1938) – *A study in Rock Weathering*, Journal of Geology, p.17-58.
- GOMES, Celso (1988) – *Argilas: o que são e para que servem*, Fundação Calouste Gulbenkian, p.457.
- GOMES, M. & NEIVA, A. (1991) – *Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern)*, Separata da Revista Chemical Geology, Vol.89, p.305-327.
- GOMES, M. (1989) – *Geoquímica dos granitóides e seus minerais da região de Telões – Vilarinho de Samardã*, Tese de Mestrado, UTAD, Vila Real, p.152.
- GOMES, M. (1990) – *Contribuição dos encaves no estudo petrogenético dos granitóides de Telões (Vila Pouca de Aguiar)*, Vol.76, p.125-140.
- GOUDIE, A. (1979) – *Environmental change*, Clarendon, Press Oxford.
- GRADE, José & MOURA, A. Casal (1982) – *Bacia de Chaves. Estudo prospectivo dos seus corpos argilosos*, Geonovas – Revista da Associação Portuguesa de Geólogos, Vol.1, Fasc.3, p.79-84.
- GRADE, José & MOURA, A. Casal (2000) – *Granitos e rochas similares de Portugal*, IGM, Lisboa.
- GRIM (1968) – *Clay Mineralogy*, Ed. McGraw-Hill Book Co., New York.
- GRIMSHAW & BENN (1971) – *The Chemistry and Physics of Clays*, E. Benn, London.
- GROVE (1998) – *Global impact of the 1789-93 El Niño*, Nature, 393, p.318-319.
- GUILLIEN *et al* (1978) – *Les climats et les hommes en Europe et en Afrique septentrional des 28 000BP à 10 000BP*, Bull. Assoc. Fr. Étud. Quaternaire, 4(15), p.187-193.
- GUIMARÃES, G. (1987) – *O povoamento mediaval da terra de Arouca – contribuição para a elaboração da sua carta arqueológica*, Actas das Ias Jornadas de História e Arqueologia do Concelho de Arouca, Arouca, p.59-76.
- HANSEN, M. (1984) – *Strategies for classification of landslides*, Brunsten & Prior (eds.), Slope Instability, John Wiley & Sons, Chichesters, p.1-25.
- HENCHE & McNICHOLL (1995) – *Engineering in weathered rock*, Quarterly J. Engineering Geology, 28, 253–266.
- HOLLING, C. (1973) – *Resilience and stability of ecological systems*, Ann. Rev. Ecol Syst., 4, p.1-24.
- IEAG (1981) – *Rock and Soil Description and Classification for Engineering Geological Mapping*, Bull., IAEG, Essen nº24, p.235-274.
- IGLÉSIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980) – *Shear zones in the Iberian Arc*, J. Struct. Geol., Vol.2, nº1/2, p.63-68

IGLÉSIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981) – *Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain*, Comunc. Serv. Geol. Portugal, t.67(1), p.85-87.

IRFAN & WOODS (1988) – *The influence of relict discontinuities on slope stability in saprolitic soils*, Proc. 2nd Int. Conf. on Geomechanics in Tropical Soils, 1, 267–276.

ISRM (1980) – *Rock characterization testing and monitoring*, ISRM Suggested Methods, Edition ET Brown.

JÉRÉMINÉ, E. (1954) – *Eucrie de Chaves (Portugal)*, Bol. Soc. Geol. Portugal, Vol.XI, Fasc.2/3, p.127-138.

JORDA, M. (1986) – *Le Dryas récent: une crise morpho climatique majeure dans les Alpes Française du Sud*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Vol.XV, Krakow, p.11-28.

JOUSSAUNE & GUIOT (1999) – *Comment réconcilier modèles numériques et données?*, La Recherche, n°311, Junho, p.54-59.

JULIVERT *et al* (1974) – *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/100 000. Memoria explicativa*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p.113.

KERVEN, George-Yves (1995) – *Elementos fundamentais das ciências cindinicas. Compreender e prever acidentes os acidentes, catástrofes e perigos*, Lisboa, Instituto Jean Piaget, p.171.

KERVERN, Georges-Yves & RUBISE, Patrick (1991) – *L'Archipel du Danger, Introduction aux Cindyniques*, Paris, Economica, p.444.

LADURIE, E. (1983) – *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris.

LAGASQUIE (1985) – *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientales des Pyrénées françaises*, Édit. du CNRS, Paris, p.374.

LAUTENSACH, H. (1937) – *Portugal auf Grund eigener Reisen und der Literatur*, 2^a parte, Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungs-Heft 230, Gotha, p.22-23.

LEFORT, J. & RIBEIRO, A. (1980) – *La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-Armoricain*, Bull. Soc. Géol. France, 7, t.XXII, n°3, p.455-462.

LÉONE, F. (1996) – *Concept de vulnérabilité appliqué a l'évaluation des risques générés par des phénomènes de mouvements de terrain*, Tese de Doutorado em Geografia (Riscos Naturais), apresentada à Universidade Joseph Fourier, en Grenoble, Documents du BRGM, n°250, Orléans, p.286.

LIMA, J. Rego (1892) – *Reconhecimento geo-hidrológico de Chaves*, Imprensa Nacional, Lisboa, p.57.

LOURENÇO, J. & MATOS, A. (1995) – *Granito hercínicos sin-orogénicos como marcadores cinemáticos da falha de Vila Real (Vila Pouca de Aguiar, norte de Portugal)*, Memórias e Notícias, Fasc.119, p.55-62.

- LOURENÇO, Luciano (1988a) – *Incêndios florestais entre Mondego e Zêzere no período de 1975 a 1985*, Cadernos de Geografia, 7, Coimbra, p.181-189.
- LOURENÇO, Luciano (1988b) – *Tipos de tempo correspondentes aos grandes incêndios florestais ocorridos em 1986 no Centro de Portugal*, Finisterra, Lisboa, 23, 46, p.251-270.
- LOURENÇO, Luciano (1989) – *O rio Alva. Hidrogeologia, Geomorfologia, Climatologia, Hidrologia*, Coimbra, Instituto de Estudos Geográficos.
- LOURENÇO, Luciano (1991) – *Uma fórmula expedita para determinar o índice meteorológico de risco de eclosão de fogos florestais em Portugal Continental*, Cadernos Científicos sobre Incêndios Florestais, 2, P.3-63.
- LOURENÇO, Luciano (1994) – *Risco de incêndio florestal em Portugal Continental*, Informação Florestal, 4, p.22-32.
- LOURENÇO, Luciano (1995) – *Prosepe – Projecto de sensibilização da população escolar. Actividades desenvolvidas e em curso*, Territorium, 2, p.70-72.
- LOURENÇO, Luciano (1996) – *Serras de Xisto do Centro de Portugal, Contribuição para o seu conhecimento geomorfológico e geoecológico*, Tese de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra.
- LOURENÇO, J. (1997) – *Um estudo geológico da bacia de Telões*, Tese de equivalência a Mestrado, Secção de Geologia da UTAD, Vila Real, p.122.
- LOWE, J. & WALKER, M. (1984) – *Reconstruction quaternary environments*, New York Longman, p.389.
- LUCAS, J. (1962) – *La transformation des minéraux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias*, Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorraine, 23, p.202.
- LUPTON, Deborah (1999) – *Risk*, Routledge, London.
- MACIAS *et al* (1980) – *Origen y distribución de la gipsita en Galicia*, An. Edaf. Y Agrobiol., 39, p.1533-1563.
- MANN *et al* (1998) – *Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries*, Nature, 392. P.779-787.
- MARQUES, J. (1993) – *As águas termais e minerais de Chaves, Vilarinho da Raia, Vidago e Pedras Salgadas. Uma perspectiva global; aplicação geotérmica*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Instituto Superior Técnico, Lisboa, p.148.
- MARTIN, Pierre (1998) – *Ces risques que l'on dit naturels*, EDISUD, p.256.

MARTINS *et al* (1997a) – *Evolução geoquímica dos granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos do quadrângulo Vieira do Minho-Moreira de Rei-Vila Pouca de Aguiar-Boticas. Estudo comparativo*, Actas IX Semana de Geoquímica, IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Braga, p.87-90.

MARTINS *et al* (1997b) – *Geocronologia U-Pb e Geoquímica isotópica Rb-Sr dos maciços graníticos tarditectónico de Vieira do Minho e pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (norte de Portugal)*, in Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Evolução Geológica do Maciço Ibérico e seu enquadramento Continental, Reunião Anual do PIGC-376, Laurentia-Gondwana-Baltica Connections, UTAD, Vila Real, p.115.

MARTINS, H. & NORONHA, F. (1991) – *Geoquímica e petrologia dos granitóides biotíticos pós-tectónicos da região de Vila Pouca de Aguiar*, Geociências – Revista da Universidade de Aveiro, Vol.6, Fasc.1/2, p.1-15.

MARTINS, H. & SILVA, H. (1998) – *Zonalidade e processos de instalação dos granitóides biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar, Abordagem multidisciplinar*, Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Com. Inst. Geol. Min. 84, 1:B31-B34, Lisboa.

MARTINS, H. (1989) – *Contribuição para o conhecimento dos granitóides biotíticos da região de Vila Pouca de Aguiar*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, UTAD, Vila Real, p.94.

MARTINS, H. (1998) – *Geoquímica e petrogénese de granitoides tardi-tectónicos e pos-tectónicos – Implicações metodológicas*, Tese de Doutoramento, UTAD, Vila Real, p.288.

MARTONNE, Emmanuel de (1953) – *Traité de Géographie Physiques*, trad. Port., Paorama da Geografia, vol.1, Lisboa, Edições Cosmos.

MASON *et al* (1996) – *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologie*, Paris, Les Editions Villes et Territoire, p.100.

MASSAD & TEIXEIRA (1985) – *Deep cut on saprolitic soils conditioned by relict structures*, Proc. 1st Int. Conf. on Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, 2, 381–391.

MATOS, A. Vilela & FERREIRA, Portugal (1991) – *Condicionamentos estruturais e peribatolíticos na geoquímica do granito de Vale das Gatas (norte de Portugal)*, Fasc.111, p.15-38.

MATTE, P & RIBEIRO, A (1975) – *Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibero-Armoricain*, C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., Sér.D, Vol.25, Paris, p.2825-2828.

MATTE, P (1968) – *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*, Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44, p.1-128.

MENDES J. & BETTENCOURT, M. (1980) – *Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e da classificação climática de Portugal continental*, O clima de Portugal, Fasc. XXIV, Lisboa, Inst. Nac. Met. Geofísica, p.282+5p.

MILLOT, Georges (1979) – *Clay*, Scientific American, vol.240, nº4.

MIRANDA, António Mouraz (1986) - *Contribuição para o conhecimento da evolução mineralógica e geoquímica da meteorização no maciço eruptivo de Sintra*, Estudos, Notas e Trabalhos, D.G.G.M, Tomo. 28, pp.3-86.

MOREIRA *et al* (1992) – *Cartografia das anomalias gravimétricas e magnéticas em Trás-os-Montes (Chaves – Vila Real)*, Física'92, 8ª Conferência Nacional de Física, e 2º Encontro Ibérico para o Ensino da Física, Sociedade Portuguesa de Física, Livro de Resumos, Vila Real, p.433-434.

MOURA *et al* (2000) – *Granitos e rochas similares de Portugal*, Instituto Geológico e Mineiro, Ministério da Economia, p.179.

MOURAZ A. (1986) – *Contribuição para o conhecimento da evolução mineralógica e geoquímica da meteorização no Maciço Eruptivo de Sintra*, Estudos, Notas e Trabalhos, DGGM, 7, 28, p.3-86.

NIKIFOROVA, K. & ALEKSEEV, M. (1997) – *International Geological Correlation Program, Project 41: "Neogene / Quaternary Boundary"*, in *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*, Ed. Van Couvering, World and Regional Geology, Cambridge University Press, 9, p.3-12.

NIR, Dov (1983) – *Man, a geomorphological agent. An introduction to Antropic Geomorphology*, Jerusalem, Keter Publishing House, p.165.

NONN, H. (1966) – *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*, Thèse Lettres, Pub. Fac. Lettres Univ. Strasbourg.

NORONHA *et al* (1979) – *Essai de la corrélation des phases des déformations hercyniennes dans le Nord-ouest Péninsulaire*, Bol. Soc. Geol. Portugal, Vol.21, Fasc. 2/3, p.227-237.

OLIVEIRA *et al* (1997) – *Cartografia automática da vulnerabilidade de aquíferos com base na adaptação do método DRASTIC*, Relatório final LNEC, Relatório 60/97-GIAS, Lisboa, p.535.

OLIVEIRA, A. (1995) – *Hidrogeologia da região de Pedras Salgadas*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, UTAD, Vila Real, p.230.

OLLIER, C. (1975) – *Weathering*, 2ª ed. Longman Group Limited, London, p.304.

PAIS, J. (1989) – *Evolução do coberto vegetal em Portugal no Neogénico e no Quaternário*, Lisboa, Comunicação Serviços Geológicos de Portugal, T75, p.67-72.

PANIZZA, M. (1990) – *Geomorfologia applicata al rischio i all impatto ambientali. Um isempio nelli dolomiti (Itália)*, Teruel, Actas da 1ª Reunion Nacional de Geomorfologia, Vol.1, p.1-16.

- PASINI, G. & COLALONGO, M. (1997) – *The Pleistocene boundary-stratotype at Vrica, Italy*, in *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*, Ed. Van Couvering, World and Regional Geology, Cambridge University Press, 9, p.15-45.
- PEDROSA, A. *et al* (1995) – *Covelo do Gerês. Contributo para o estudo dos movimentos em massa no Norte de Portugal*, Territorium, 1, p.21-32.
- PEDROSA, A. *et al* (2001) – *Metodologia para o estudo dos ravinamentos*, Metodologias de Estudo de Processos de Erosão, FLUP, Porto, p.85-98.
- PEDROSA, A. (1989a) – *As vertentes na área de São Miguel-o-Anjo*, Revista da Fac. Letras Univ. Porto, 1ª série, Vol.5, Porto, p.83-171.
- PEDROSA, A. (1989b) – *Importância do frio na evolução das vertentes na área de São Miguel-o-Anjo*, Cadernos de Geografia, 8, IEG, Coimbra, p.199-207.
- PEDROSA, A. (1993) – *Serra do Marão: Estudo de geomorfologia*, Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.
- PEDROSA, A. & MARQUES, B. (1994) – *Man's action and slope erosion. A case study in Tâmega Basin*, Territorium, 1, p.35-41.
- PEIXOTO (1987) – *As variações do Clima e o Ambiente. O Homem, o clima e o ambiente*, II Secretaria de Estado do Ambiente, Lisboa.
- PENNING-ROUSELL & FORDHAM (Edited by) (1994) – *Floods across Europe. Flood hazards assessment, modelling and management*, Middlesex University Press, London, p.214.
- PEREIRA *et al* (2000a) – *Carta geológica de Portugal folha 2 à escala 1/200 000*, Instituto Geológico e Mineiro, Ministério da Economia, Lisboa.
- PEREIRA *et al* (2000b) – *Estratigrafia e interpretação da paleogeográfica do Cenozóico continental do Norte de Portugal*, Ciências da Terra (UNL), Lisboa, 41, p.73-84.
- PEREIRA, D. & AZEVEDO, T. (1991) – *Origem e evolução dos depósitos de cobertura da região de Bragança*, Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra, 112 (A), p.247-265.
- PEREIRA, D. & AZEVEDO, T. (1993) – *Depósitos de preenchimento das depressões associadas ao acidente de Bragança-Manteigas, no sector a norte do Douro (Trás-os-Montes, Portugal)*, Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra 183-190.
- PEREIRA, D. & AZEVEDO, T. (1995) – *Evolução Quaternária do graben da Vilarça (Trás-os-Monte, NE de Portugal)*, Cuadernos do Laboratório Xeológico de Laxe, Corunha, Espanha, 20, p.123-137.
- PEREIRA, D. & BRILHA, J. (2000) – *Mineralogia da fracção argilosa da formação de Vale Álvaro (Bragança NE de Portugal)*, Ciências da Terra (UNL), 14, p.83-88.

- PEREIRA, D. & CUNHA, P. (1999) – *Aspectos geológicos e geomorfológicos do Cenozóico da região de Lagroiva-Vilariça (NE de Portugal): implicações na interpretação da elaboração da paisagem regional*, Encontros de Geomorfologia (comunicações), Universidade de Coimbra, p.53-60.
- PEREIRA, D. (1997) – *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental NE de Portugal*, Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, p.341.
- PEREIRA, D. (1999a) – *O registo sedimentar em Trás-os-Montes oriental nas proximidades do limite Neogénico-Quaternário*, Estudos do Quaternário (APEQ), 2, p.27-40.
- PEREIRA, D. (1999b) – *Terciário de Trás-os-Montes Oriental: evolução geomorfológica e sedimentar*, Comunicações do Instituto Geol. e Mineiro, Lisboa, 86, p.213-226.
- PEREIRA, Eurico (1985) – *Ciclo hercínico e o sector entre Douro e Minho (Deduções baseadas na paleogeografia da Península Ibérica)*, Mem. Fac. Ciên. De Lisboa, Serv. Geol. Portugal, p.155.
- PEREIRA, Eurico (1988) – *Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica – Evolução Geodinâmica*, Geonovas, Vol.10, Lisboa, p.13-35.
- PFISTER (1999) – *Le puzzle climatique des historiens*, La Recherche, n°311, Junho, p.64-68.
- PHILIPPONEAU, Michel (1960) – *Géographie et Action*, Armand Colin, Paris.
- PIMENTEL, N. (1997) – *Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar*, Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, p.381.
- PINTO, M. (1985) – *Carboniferous granitoides of Portugal: Some geochemical and geochronological aspects*, Na. Fac. Ciên. Porto, Suppl., Vol.64, p.15-33.
- POUQUET, Jean – *L'érosion des sols*, Paris, PUF, 3 ed., p.126
- PRIEM *et al* (1984) – *Rb-Sr geochronology of Variscan granitoides in the tin-tungsten province of Northern Portugal: a progress report*, Terra Cognita, 4, p.212-213.
- PRIEM, H. & DEN TEX, E. (1984) – *Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the RB-Sr and U-Pb systematic of Palaeozoic granitoides: a review*, Phys. Earth Planet, Int., 35, p.121-130.
- PYLE (1999) – *How did the summer go?*, Nature, 393, p.415-447.
- RAMOS, Catarina (1994) – *Condições Geomorfológicas e Climáticas das Cheias da Ribeira de Terra e do Rio Maior (Bacia Hidrográfica do Tejo)*, Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.
- RAPOSO, A. (1998) – *Breve nota sobre a tragédia da Ribeira Quente (S. Miguel Açores) ocorrida na madrugada de 31 de Outubro de 1997*, Territorium, 5, p.73-74.
- RAPP *et al* (1972) – *Soil erosion and sedimentation in four catchments near, Dodoma (Tanzania)*, Geografiska Annaler, 54A, p.255-318.

REBELO *et al* (1986) – *Sobre a origem e a evolução actual dos ravinamentos em calcários margosos na área de Condeixa*, Actas IV, Colóquio Ibérico de Geografia, Coimbra, p.875-882.

REBELO, Fernando & GANHO, Nuno (1998) – *As inundações do Outono de 1997 no Sul de Portugal*, Territorium, 5, p.25-30.

REBELO, Fernando & PEDROSA, António (1989) – *Novas observações sobre os depósitos relacionados com o frio na área de Valongo - São Miguel-o-Anjo (arredores do Porto)*, Actas de la II Reunion del Cuaternário Ibérico, Madrid.

REBELO, Fernando (1975) – *Serras de Valongo – Estudo geomorfológico*, suplementos de “Biblos”, n.º9, Universidade de Coimbra, p.194.

REBELO, Fernando (1977) – *A acção humana como causa de desabamentos e deslizamentos – análise de um caso concreto*, Biblos, 57, p.629-644.

REBELO, Fernando (1981) – *Condições de tempo favoráveis à ocorrência de incêndios florestais. Análise dos dados referentes a Julho e Agosto de 1975 na área de Coimbra*, Biblos, 56, p.653-673.

REBELO, Fernando (1982) – *Considerações metodológicas sobre o estudo dos ravinamentos*, Comunicações, II Colóquio Ibérico de Geografia, Lisboa, CEG, p.339-350.

REBELO, Fernando (1985) – *Contribuição para o conhecimento do modelado periglacial de baixa altitude em Portugal*, Actas da 1ª Reunião do Quaternário Ibérico, Vol.1, Lisboa, p.121-139.

REBELO, Fernando (1986) – *Modelado periglacial de baixa altitude em Portugal*, Cadernos de Geografia, nº5, Coimbra, p.127-137.

REBELO, Fernando (1994) – *Do ordenamento do território à gestão dos riscos naturais. A importância da Geografia Física salientada através de casos de estudos seleccionados em Portugal*, Territorium, Coimbra, nº1, p.7-15.

REBELO, Fernando (1995) – *Os conceitos de risco, perigo e crise e a sua aplicação ao estudo dos grandes incêndios florestais*, Biblos, Coimbra, 71, p.511-527.

REBELO, Fernando (1997) – *Risco de crise e inundações rápidas em espaços urbanos. Alguns exemplos portugueses analisados a diferentes escalas*, Territorium, nº4, p.29-47.

REBELO, Fernando (1999a) – *A aplicabilidade da Geografia Física aos estudos ambientais salientada através de exemplos portugueses recentes*, Territorium, Coimbra, nº6, p.61-63.

REBELO, Fernando (1999b) – *A teoria do risco analisada sob uma perspectiva geográfica*, Cadernos de Geografia, nº18, Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, p-3-13.

REBELO, Fernando (2001) – *Riscos Naturais e Acção Antrópica*, Imprensa da Universidade, Coimbra, p.274.

- REBELO, Fernando (2003) – *Riscos Naturais e Acção Antrópica, Estudos e Reflexões*, Imprensa da Universidade, Coimbra, 2ª Ed. Revista e Aumentada, p.286.
- REBELO, Fernando (2007) – *O risco de sedimentação na laguna de Aveiro: Leitura actual de um texto de Amorim Girão (1922)*, Territorium, nº14, Coimbra, p.63-69.
- REBELO, Fernando (2008) – *Um novo olhar sobre os riscos? O exemplos das cheias rápidas (flash floods) em domínio mediterrâneo*, Territorium, nº15, Coimbra, p.7-14.
- REICHE (1950) – *A survey of weathering process and products*, New Mexico, New Mexico University, Publ. Geology.
- RIBEIRO *et al* (1995) – *Unidades litoestratigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar. Sua validação como unidade litogeoquímicas*, in F. Sodré Borges & M. Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados, Mem. Mus. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Porto, Vol.4, Porto, p.361-366.
- RIBEIRO *et al* (1943) – *Depósitos detríticos da bacia do Cávado (nota preliminar)*, Bol. Soc. Geol. Portugal, III, p.87-94.
- RIBEIRO *et al* (1979) – *Introduction à la géologie général du Portugal*, Publ. Serv. Geol. Portugal.
- RIBEIRO *et al* (1999) – *The role of fluid evolution in Au enrichment in Vila Pouca de Aguiar área, Portugal*, in C. Stanley *et al*, Eds, Mineral Deposits: Processes to Processing, Balkema, Rotterdam, p.1029-1032.
- RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1995) – *Geomorfologia tectónica de Trás-os-Montes Oriental*, 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica da Sociedade Geológica de Portugal, 9-10 de Março, Fac. Ciên. Univ. Lisboa (resumo).
- RIBEIRO, A. & IGLÉSIAS, M. (1985) – *Flake tectonics in the NW Iberia Variscides*, Terra Cognita, EUG III, Strasbourg.
- RIBEIRO, A. (1974) – *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*, Mem. Serviços Geológicos de Portugal, nº24, p.168.
- RIBEIRO, A. (1984) – *Néotectonique du Portugal*, in Livro de homenagem a Orlando Ribeiro, 1º volume, Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, p.173-182.
- RIBEIRO, A. (1981) – *Apontamentos de Geologia Estrutural Elementar*, Ass. de Estudantes da FCUL, Lisboa.
- RIBEIRO, A. (2002) - *Soft Plate and Impact Tectonics*, Springer-Verlag.
- RIBEIRO, A. (1988) – *A tectónica Alpina em Portugal*, Geonovas, Nº10, Lisboa, p.9-11.

- RIBEIRO, M. & RIBEIRO, A. (1982) – *Nouvelles données sur le vulcanisme bimodal de l'unité Centro-Transmontaine dans la région de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental)*, V Semana de Geoquímica, Sumários, Aveiro.
- RIBEIRO, M. (1986) – *Geologia e petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros*, Tese, Universidade de Lisboa, p.202.
- RIVAS-MARTINEZ *et al* (1990) – *La vegetation del sur de Portugal (Sado, Alentejo y Algarve)*, Itinera Geobotanica, Léon, vol.3, p.5-126.
- ROXO, Maria José (1994) – *A Acção Antrópica no Processo de Degradação de Solos. A Serra de Serpa e Mértola*, Tese de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Ciências Humanas e Sociais da Universidade Nova de Lisboa.
- SANTOS, J. G. (2002) – *Movimentos de vertente na área de Peso da Régua: análise e avaliação multi-critério para o zonamento de hazards em ambiente SIG*, Territorium, nº 9, Coimbra.
- SANTOS, J. G. (1997) – *Instabilidade de vertentes e riscos de movimentos de terreno. O exemplo da área Vila Seca-Lamas (a Sul de Coimbra)*, Territorium, 4, p.79-98.
- SANTOS, L. (1995) – *Estudo de um perfil de alteração do granito do Porto*, Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, Porto, p.167.
- SCHUMM, S. (1969) – *A geomorphic approach to erosion control in semi-arid regions*, Trans. Amer. Soc. Agric. Engineers, 12, p.60-68.
- SEDDOH, F. (1973) – *Altération des Roches Cristallines du Morvan (granites, Granophyres, Rhyolites). Étude Minéralogiques, Géochimiques et Micromorphologique*, Mémoire Géol. Univ. Dijon, nº1, p.377.
- SEQUEIRA *et al* (1997) – *A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central)*, Com. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, 83, p.95-126.
- SILVA, Helena (1993) – *Características magnéticas dos granitóides biotíticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Fac. Ciên. Univ. Porto, Porto, p.130.
- SILVA, Helena (1995) – *Características magnéticas dos granitóides biotíticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar*, Gaia – Revista de Geociências – Museu Nacional de História Natural, Fasc.11, p.75-76.
- SILVA, Helena (1997) – *Utilização da anisotropia da susceptibilidade magnética no estudo petrofísico de rochas. Aplicação ao plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar*, Geólogos – Departamento de Geologia da Univ. do Porto – Fac. Ciências, Fasc.1, p.15-22.
- SILVA, Helena (1998) – *Análise microestrutural dos granitos do maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar*, Geólogos – Departamento de Geologia da Univ. do Porto – Fac. Ciências, Fasc.2, p.33-36.

- SILVA, Helena (2000) – *O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar – estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação*, Tese de Doutoramento, Fac. Ciências da Univ. Porto, p.314.
- SMITH, K. (1996) – *Environmental hazards. Assessing risks and reducing disasters*, London, Routledge, p.389.
- SOARES, L. (1992) – *As serras de Campelos e Margotos. Contributo para um estudo de morfologia granítica*, Coimbra, Dissertação de Mestrado em Geografia Física, FLUC, Coimbra, (policopiado).
- SOUSA, L. & PIRES, C. (1998) – *A influência da fracturação das rochas ornamentais. O caso do granito de Pedras Salgadas (Vila Real, norte de Portugal)*, Cuadernos do Laboratório Xeológico de Laxe, Vol.23, p.59-69.
- SOUSA, L. (1995) – *O granito de Pedras Salgadas como recurso: contribuição para a sua valorização e gestão integrada*, Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, p.202.
- STRAHLER, Arthur (1979) – *Geografia Física*, Barcelona, Ómega, p.767.
- SUEOKA, T. (1988) – *Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering index*, Proc 2nd International Conference on Geomechanics in Tropical Soils, Singapore, 12–14 December 1988 VI, p. 55–61. Publ Rotterdam, A. A. Balkema.
- SUGUIO, K. (1980) – *Rochas sedimentares*, Edgard Blücher, São Paulo, p.500.
- TARDY, Y. (1969) – *Géochimie des altérations. Étude des arenés et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*, Mém. Serv. Géol. Alsace Lorraine, Strasbourg.
- TEIXEIRA *et al* (1969) – *Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 5-C (Barcelos)*, Serv. Geol. Portugal, Lisboa, p.49.
- TEIXEIRA *et al* (1980) – *Introdução à geologia de Portugal*, Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, p.475.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) – *Introdução à geologia de Portugal*, Instituto Nacional de Investigação Científica, p.475.
- TEIXEIRA, C. (1944) – *Tectónica Plio-Pleistocénica do Noroeste Peninsular*, Bol. Soc. Geol. Portugal, 4, I-II, p.19-41.
- TEIXEIRA, C. (1948) – *A depressão de Chaves (Génese e evolução)*, Bol. Museu. Min. Geol. Univ. Lisboa, nº 15-16, 5ª série, p.35-46.
- TEIXEIRA, C. (1974) – *Notícia explicativa da folha 6B-Chaves (c/carta)*, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, p.35.
- TEJWANI *et al* (1975) – *Soil and water conservation research 1956-1971*, Indian Council of Agricultural Research, New Delhi.

- TRICARD, Jean (1960) - *Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique*, Builetyn peryglacjalny, n°15, p.313-327.
- TRICARD, Jean (1968) – *Géomorphologie structurale – Précis de géomorphologie*, T.II, Sedes, Paris, p.345.
- TRICARD, Jean (1990) – *Dangers et risques naturelles et technologiques*, Annales de Géographie, Paris, p.565.
- UBEDA, Xavier & SALA, Maria (2001) – *Estudios de procesos erosivos en las Cordilleras Costero Catalanas. Áreas de actuación y metodologías utilizadas*, Metodologias de Estudo de Processos de Erosão, FLUP, Porto, p.56-67.
- VALADAS, Bernard (1984) – *Les hautes terres du massif Central Français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, Vol. I, II, Université de Paris I, Paris.
- VEYRET, Yvette & PECH, Pierre (1997) – *L'Homme et l'Environnement*, Paris, PUF, Collection Premier Cycle, 2e édition corrigée, p.423.
- VEYRET-MEKDJIAN, Yvette (1999) – *Géo-environnement*, Paris, SEDES, p.159.
- VEYRET-MEKDJIAN, Yvette (2001) – *Géographie dès Risques Naturels*, Paris, Documentation Photographie, n°8023, p.63.
- VILLEVIELLE, Adelin (1997) – *Les risques naturels en Méditerranée. Situation et perspectives*, Paris, Economica, Les Fascicules du Plan Bleu, 10, p.160.
- VERMEULEN *et al* (1993) – *A method for estimating aquifer recharge in DRASTIC vulnerability mapping*, Comunicação apresentada ao Seminário “Águas subterrâneas e Ambiente, Associação Portuguesa de Recursos Hídricos (APRH), Lisboa.
- VERMEULEN *et al* (1994) – *A method for estimating aquifer recharge in DRASTIC vulnerability mapping*, proceeding of the Second European Conference on Advances in Water Resources Technology and Management, Rotterdam, A. A. Balkema, European Water Resources Association, Lisboa.
- VILAÇA, R. (1988) – *Pastores e agricultores – suas origens*, Ediliber, Coimbra, p.68.
- VLIET-LANÖE, B. (1988) – *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Thèses de Doctorat d'Etat Mens Géographie, Univ. Paris I, tome 1 et 2, Caen, p.854.
- VIEIRA, Gonçalo (2004) – *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual*. Dissertação de Doutoramento em Geografia (área de especialização em Geografia Física), apresentada à Universidade de Lisboa, 724p. + 1 mapa.
- VIEIRA *et al* (2001) – *Daily minimum air temperatures in Serra da Estrela, Portugal, Finisterra*, 71, p.49-60.

WARREN, A. & MAIZELS, J. (1992) – *Mudança ecológica e desertificação*, in *Desertificação: causas e consequências*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, p.265-407.

WANNER (1998) – *How far do we understand decadal to century scale climate variability and change in the European Alps?*, in *Climate and Environmental Changes*, Abstracts of the Pré-Regional Conference of the Commission on Climatology (UGI), Lisboa, p.51-52.

WEN & AYDIN (2003) – *Microstructural study of a natural slip zone, quantification and deformation history*, *Engineering Geology*, 68, 289–317.

WESTEN, C. (1998) – *Hazards, vulnerability and risk analysis. Prediction of occurrences of slope instability phenomena through GIS based hazards zonation*, International Institute Aerospace Survey and Earth Science, Enschede.

WORRALL *et al* (1965) – *Clays, their nature, origin and properties*, Maclaren and Sons, London.

YIN, K. & YAN, T. (1988) – *Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks*, in BONNARD, C. (ed.), *Landslides, processing of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, 1988, Balkema, Rotterdam, 2, p.1269-1272.

YOUNG, Anthony (1972) – *Slopes*, Edinburgh, Oliver and Boyd, p.288.

ZAKHAROVA *et al* (2002) - *The estimation of the maximum amount of water available of evapotranspiration and the selection of runoff curve numbers for groundwater recharge assessment*, LNEC, Lisboa.

ZBYSZEWSKI, G. (1938) – *Observations sur un cas d'hydrologie souterraine dans le Nord du Portugal: le Bassin de Chaves*, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, Vol.XI, Fasc.3, Paris.

ZÊZERE, José & RODRIGUES, Maria (1991) – *Estudos e prevenção de riscos naturais*, Actas do 1º Congresso de Geografia Portuguesa, Lisboa, p.445-455.

ZÊZERE, José (1997) – *Movimentos de vertente e Perigosidade Geomorfológica na Região a Norte de Lisboa*, Lisboa, Universidade de Lisboa, p.575.

ZÊZERE, José (2001) – *Dinâmica de vertentes e perigosidade geomorfológica na área metropolitana de Lisboa*, Resumos do II seminário de Geologia Ambiental, Desprendimentos de Terra e Estabilidade de Vertentes, Braga, p.29-40.

-LISTA DE FIGURAS-

INTRODUÇÃO

Fig.1 Localização da área de estudo

I PARTE

GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

ENQUADRAMENTO GEO-ESTRUTURAL

- Fig. 2** Principais unidades litológicas presentes na área de estudo
- Fig. 3** Mapa geológico da área de estudo
- Fig. 4** Localização geotectónica da área de estudo (*adapt. Julivert et al, 1974*)
- Fig. 5** As variscides europeias e a sua estruturação geotectónica (Ellenberger & Tamain, 1980)
- Fig. 6** Mapa morfo-estrutural da área de estudo
- Fig. 7** Evolução da linha de fractura Régua-Chaves-Verin entre os 300 Ma e os 280 Ma, segundo J. Baptista *et al* (1993)

IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA

- Fig. 8** Serra Alvão. Corte geológico entre Sombra e Minheu
- Fig. 9** Serra Alvão (superfície fundamental). Corte geológico entre Sombra e o ponto cotado 935m
- Fig. 10** Cortes geológicos entre Facho e Salgueiros e entre Minheu e a bacia de Pedras Salgadas
- Fig. 11** Corte geológico entre Sombra – bacia de Telões – Roxo
- Fig. 12** Localização do corte geológico Roxo – Cerejeira
- Fig. 13** Serra da Padrela. Corte geológico entre Seixos Brancos e Seixedo
- Fig. 14** Serra da Padrela. Corte geológico entre Pico e Pereiró
- Fig. 15** Dissimetria do rio Curros
- Fig. 16** Serra da Falperra e da Padrela. Localização do corte geológico Roxo – Penedos Altos
- Fig. 17** Localização do corte geológico Miradouro – Padrela
- Fig. 18** Localização dos cortes geológicos Telégrafo – Miradouro e Capeludos – Alto dos Prados
- Fig. 19** Captura do rio Avelâmes à saída de Pedras Salgadas
- Fig. 20** Declives e encaixe dos rios Tâmega e Avelâmes no contacto com rochas metassedimentares
- Fig. 21** Altimetria e direcção de escoamento dos rios Corgo, Avelâmes e Mézio

- Fig. 22** Altimetria e direcção de escoamento do rio Tâmega
- Fig. 23** Localização do corte geológico entre a serra do Leiranco e Brunheiros
- Fig. 24** Depósitos do extremo sul da veiga de Chaves: interpretação das sondagens segundo J. Grade & A. Moura (1983) *extr.* A. Ferreira (1986)
- Fig. 25** Corte esquemático da bacia de Chaves, direcção E-W, segundo J. Grade & A. Moura (1983), *extr.* A. Ferreira (1986)
- Fig. 26** Enquadramento morfo-estrutural da depressão de Vilarinho de Paranhos
- Fig. 27** Localização do corte geológico Formigueiro – Fernandinho
- Fig. 28** Esboço morfo-estrutural do nível superfície da Bobadela
- Fig. 29** Corte geológico Leiranco – Sta. Bárbara
- Fig. 30** Possível evolução da depressão de Chaves a partir do Miocénio superior (*adapt.* de Feio 1951)
- Fig. 31** Mapa morfo-estrutural e declives da área de estudo

II PARTE

ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

- Fig. 32** Mapa de exposição de vertentes e de localização dos depósitos e do nicho de nivação – vertente norte da serra do Alvão
- Fig. 33** Evolução da fracção argilosa com a precipitação media anual (Birkland, 1974) citando Sherman, 1952
- Fig. 34** Histogramas granulométricos das amostras tratadas e respectivas curvas cumulativas. A correspondência entre os valores da escala ϕ e os milímetros da malha é a seguinte: -2 = 4mm; -1 = 2mm; 0 = 1mm; 1 = 0,5mm; 2 = 0,25mm; 3 = 0,125mm; 4 = 0,063mm
- Fig. 35** Análise da fracção argilosa por defracção dos raios X (Metodologia PA18RMIN) para o nível superior e inferior do depósito de Pensalvos
- Fig. 36** Diferenças mineralógicas da fracção argilosa entre o nível superior e inferior do depósito, em percentagem
- Fig. 37** Curva granulométrica do depósito de Soutelo de Matos
- Fig. 38** Análise mineralógica da fracção argilosa do depósito de Soutelo de Matos, em percentagem
- Fig. 39** Curvas granulométricas do depósito de Parada de Monteiros

Fig. 40 Análise mineralógica da fracção argilosa do depósito de Parada de Monteiros, em percentagem

Fig. 41 Coluna estratigráfica da vertente norte da serra do Alvão

MANTOS DE ALTERAÇÃO

Fig. 42 Diferentes tipos de perfis de meteorização em áreas graníticas de zonas temperadas
Adapt. A. Ferreira (1979)

Fig. 43 Localização dos perfis analisados

Fig. 44 Curvas granulométricas do granito em W3 e W4

Fig. 45 Perdas e ganhos mineralógicos de W4 face a W3 para a fracção 0,125mm e fracção silto-argilosa

Fig. 46 Análise mineralógica da fracção argilosa do granito em W3 e W4, em percentagem

Fig. 47 Variação da composição química relativamente à rocha sã

Fig. 48 Variação química entre W3 e W4

Fig. 49 Cálculo do índice de lixiviação β para W3 e W4

Fig. 50 Curva granulométrica do perfil de Sapiões

Fig. 51 Análise mineralógica das fracções 0,125mm e 0,063mm para o granito em W5, em percentagem

Fig. 52 Comparação mineralógica entre as diferentes fracções do granito em W5

Fig. 53 Variação química entre a rocha sã e o granito em W5

Fig. 54 Curvas granulométricas dos níveis superior e inferior do depósito

Fig. 55 Variação da composição mineralógica do nível inferior em relação ao superior do depósito para as fracções 0,125mm e silto-argilosa

Fig. 56 Análise mineralógica por defracção dos raios X da matriz inferior a 2μ dos depósitos superior e inferior

Fig. 57 Comportamento mineralógico do depósito segundo diferentes fracções granulométricas: 0,125mm, silto-argilosa e argilosa

Fig. 58 Curva granulométrica do perfil de Sapelos

Fig. 59 Análise mineralógica da fracção 0,125mm e da fracção silto-argilosa, em percentagem

Fig. 60 Variação mineralógica comparando os valores da fracção silto-argilosa com a fracção 0,125mm

Fig. 61 Comparação mineralógica da fracção argilosa com as fracções 0,125mm (A) e a fracção silto-argilosa (B)

Fig. 62 Comparação química entre a rocha sã e o granito em W5

- Fig. 63** Análise granulométrica dos perfis analisados
- Fig. 64** Comportamento da caulinite nos diferentes granitos em função da fracção granulométrica
- Fig. 65** Comportamento da montmorilonite e da caulinite nas diferentes amostras analisadas, a negro a caulinite e a cinza a montmorilonite
- Fig. 66** Comportamento mineralógico dos diferentes granitos em função da fracção granulométrica, valores em percentagem
- Fig. 67** Comportamento dos elementos Al₂O₃, K₂O, CaO e MgO nos diferentes granitos
- Fig. 68** Análise dos índices químicos de meteorização Ki e Kr
- Fig. 69** Comportamento dos elementos químicos SiO₂, Fe₂O₃, MnO, TiO₂, Na₂O e P₂O₅ para os diferentes granitos

III PARTE

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES

- Fig. 70** (i) Composição química média dos granitos alcalinos, calco-alcalinos e granodioritos segundo C. Assunção (1962) e (ii) composição química média para os granitos e granodioritos segundo J. Dercourt & J. Paquet (1986)
- Fig. 71** Principais afloramentos granitóides na área de estudo
- Fig. 72** Composição mineralógica do granito de Pedras Salgadas (GPS)
- Fig. 73** Composição química do granito de Pedras Salgadas (GPS), em valores percentuais
- Fig. 74** Valores máximos, mínimos e médios mineralógicos do granito de Gouvães da Serra (GGS)
- Fig. 75** Composição química do granito de Gouvães da Serra (GGS), em valores percentuais
- Fig. 76** Valores máximos, mínimos e médios mineralógicos do granito de Vila Pouca (GVPA)
- Fig. 77** Valores máximos, mínimos e média, obtidos a partir do cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógico (M) e da relação P/Fk para o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA)
- Fig. 78** (i) Comparação dos valores obtidos para **M** (Máximos, mínimos e média) dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Gouvães da Serra (GGS) e Pedras Salgadas (GPS); (ii) comparação dos valores obtidos a partir da relação **P/Fk** (máximos, mínimos e média) para os granitos de Vila Pouca (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS)
- Fig. 79** Correlação entre os valores de WPI e M para os granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP)

- Fig. 80** Composição mineralógica do granito de Chaves (GC)
- Fig. 81** Composição química do granito de Chaves (GC), em valores percentuais
- Fig. 82** Relação entre o WPI (índice potencial de meteorização) e o M (cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica) para o granito de Chaves (GC) e para o Plutão de Vila Pouca (PVP)
- Fig. 83** Relação entre o WPI (índice potencial de meteorização) e o índice M (cálculo de alterabilidade diferencial em função da composição mineralógica) para os granitos de Chaves (GC), Plutão de Vila Pouca (PVP) e granito de Vale das Gatas (GVG)
- Fig. 84** Composição química do granito de Vale das Gatas (GVG), em valores percentuais
- Fig. 85** (i) Comparação dos valores obtidos pela relação P/Fk para o Plutão de Vila Pouca (PVP), para o granito de Chaves (GC) e para o granito de Vale das Gatas (GVG); (ii) análise mineralógica do granito de Vale das Gatas (GVG)
- Fig. 86** Proposta de susceptibilidade das rochas granitóides estudadas na área de estudo em função dos aspectos texturais
- Fig. 87** Composição mineralógica dos granitoides em estudo
- Fig. 88** Relação entre os valores de quartzo (Q) + feldspato potássico (Fk) e os índices RSA, P/Fk, M e WPI (granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), granito de Chaves (GC) e granito de Vale das Gatas (GVG) (GVG)
- Fig. 89** Relação entre os valores de plagioclase (P) + feldspato potássico (Fk) e os índices RSA, P/Fk, M e WPI (granitos que constituem o Plutão de Vila Pouca (PVP), granito de Chaves (GC) e granito de Vale das Gatas (GVG)
- Fig. 90** Profundidade aproximada das raízes das plantas (r_p) em função da ocupação do solo
- Fig. 91** O solo e a topografia como condicionadores da facilidade de infiltração (*adapt. M. Oliveira et al, 1997*)
- Fig. 92** Valor AGUT (mm) para a área de estudo
- Fig. 93** Carta dos solos da área de estudo
- Fig. 94** Níveis de infiltração obtidos a partir do índice $I_{infiltração}$

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

- Fig. 95** Dimensão espacial e temporal dos riscos, adaptado de J. Zêzere, 2001
- Fig. 96** Uso e ocupação do solo na área de estudo: Elaboração com base nas cartas de uso e ocupação do solo à escala 1/25 000 produzidas pelo CNIG
- Fig. 97** As curvas indicam as relações da escorrência superficial com a precipitação média anual (Pmm) nos casos de áreas com coberto vegetal natural (A) e as áreas com terreno a nú (B) *Adapt. Shumm, 1969*

- Fig. 98** Análise do espaço florestal na área de estudo: Análise quanto ao tipo de floresta (folhosas / resinosas), grau de ocupação e áreas incendiadas
- Fig. 99** Espaços agrícolas: áreas de regadio e de sequeiro na área de estudo
- Fig. 100** Gráficos termo-pvliométricos das estações de Pedras Salgadas (i) e Chaves (ii) [linha tracejada valores de temperatura (T°C), linha contínua valores de precipitação (pmm)]
- Fig. 101** Rosas anemoscópicas de meses de Novembro a Fevereiro para as estações de Chaves (normais climatológicas 1951-80) (i); e Pedras Salgadas (normais climatológicas 1951-76)
- Fig. 102** Rosas anemoscópicas anuais para as estações de Chaves (normais climatológicas 1951-80) (i) e (ii) Pedras Salgadas (normais climatológicas 1951-76)
- Fig. 103** Gráficos de relação precipitação média mensal (Pmm) com máximos diários mensais (Pmm) para as estações de:
(i) Pedras Salgadas; (ii) Gouvães da Serra; (iii) Boticas; (iv) Padrela; (v) Vidago; (vi) Vila Pouca de Aguiar; (vii) Chaves
- Fig. 104** Uma área e toda a informação associada
- Fig. 105** O problema relacionado com os limiares R
- Fig. 106** Relação entre os valores de precipitação média anual (Pmm) (linha) e o risco ponderado (v) (pontos)
- Fig. 107** Precipitação na área de estudo em função do Índice $I_{climático}$. O $I_{climático}$ resulta da fórmula $(\sum v_{Pmm} + v_{R>10} + v_{MDR}) / 3$ com base no recurso do comando *Union* da funcionalidade *Geoprocessing Wizard* permite a união sucessiva de diferentes *Layers* temáticos
- Fig. 108** (i) Relação entre os valores v (pontos) e os valores $R > 10$ (linha); (ii) relação entre os valores v (pontos) e os valores MDR
- Fig. 109** Mapa de declives da área de estudo: A selecção de informação relevante para a construção do modelo digital de elevação (DEM) foi feita a partir da rede irregular de triangulação (modelo TIN) a partir das cartas militares à escala 1/25 000 **Fig. 110** *Percentagem das áreas em função do declive*
- Fig. 110** Percentagem da área em função do declive
- Fig. 111** Valores v atribuídos ao índice $I_{uso\ do\ solo}$ com base nas características do uso e ocupação do solo na área de estudo
- Fig. 112** Mapa de riscos de ravinamento na área de estudo: O $I_{ravinamento}$ resulta da fórmula:
$$I_{ravinamento} = I_{climático} + I_{uso\ do\ solo} + I_{geomorfológico}$$
- Fig. 113** Mapa de localização dos ravinamentos estudados na áreas de estudo. A trama indica a situação da área-amostra estudada.
- Fig. 114** Mapa de risco de ravinamento e localização das ravinas na área-amostra
- Fig. 115** Proposta de modelo teórico da definição das áreas de risco de ravinamento

SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

- Fig. 116** Níveis de infiltração obtidos a partir do índice $I_{\text{Infiltração}}$ representados sobre a análise morfo-estrutural
- Fig. 117** Risco de ravinamento obtido a partir do índice $I_{\text{ravinamento}}$ representados sobre a análise morfo-estrutural

-LISTA DE QUADROS-

I PARTE

GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

ENQUADRAMENTO GEO-STRUTURAL

- Quadro 1** Crono-estratigrafia das unidades metassedimentares na área de estudo
- Quadro 2** Rochas granitóides da área de estudo segundo C. Teixeira (1974); Matos & Pereira (1991); Gomes & Neiva (1991); H. Martins (1998); H. Silva (1998; 2000)

IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA

- Quadro 3** Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental no NE de Portugal, segundo E. Andrade, 1988; P. Cunha, 1992; Pereira & Cunha, 1999; D. Pereira, 1997; 1999a ; 1999b
- Quadro 4** Corte esquemático da bacia de Chaves (direcção E-W); sequência tipo *Adapt.* J. Grade & C. Mouro (1982) e A. Ferreira (1986)

II PARTE

ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

- Quadro 5** Cenozóico segundo a União Internacional de Ciências Geológicas (IUGC), proposto em 1989
- Quadro 6** Periodização convencional a partir do *Tardiglacial*: paleogeografia e paleoclimatologia com base nos estudos de B. Geel, 1978; A. Goudie, 1979; Coudé-Gaussen, 1981; J. Chaline, 1985; S. Daveau, 1971; 1973; 1980; 1986; M. Jorda, 1986; Peixoto, 1987; G. Guimarães, 1987; L. Cunha, 1988; Mann *et al*, 1998; Vliet-Lanoe, 1988; Rebelo & Pedrosa, 1989; M. Garmendia, 1989; M. Araújo, 1991; Ferreira *et al*, 1992; A. Cordeiro, 1986a; 1986b; 1990; 1992a; A. Ferreira, 1993; A. Pedrosa, 1993; Briffa *et al*, 1998; Joussane & Guiot, 1999; Pyle, 1999; M. Alcoforado, 1997; 1999; Wanner, 1998; Grove, 1998; Pfister, 1999; F. Rebelo, 1975; 1986; 2007
- Quadro 7** Correspondência entre as argilas e o seu significado climático *Adapt.* C. Gomes (1988)

MANTOS DE ALTERAÇÃO

- Quadro 8** Grau de alteração de um maciço rochoso (ISRM, 1980; IEEG, 1981)
- Quadro 9** Escala que consiste na identificação e descrição das fases de alteração da rocha em si (grau de coesão, textura e coesão) e dos minerais que a constituem
- Quadro 10** Índices químicos de meteorização (*adapt.* M. Miranda, 1986)
- Quadro 11** Relações moleculares como forma de avaliação do grau de meteorização (Falcão, 1984)

III PARTE

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES

- Quadro 12** Profundidade aproximada das raízes das plantas (r_p) em função da ocupação e uso do solo
adapt. M. Oliveira *et al* (1997) e H. Vermeulen (1993; 1994)

CARTOGRAFIA DE RISCOS DE RAVINAMENTO

- Quadro 13** Relação erosão e as principais manifestações no terreno. O aparecimento de ravinas ocorre nos índices de erosão mais elevados
- Quadro 14** Análise dos valores v utilizados para o cálculo do $I_{\text{uso do solo}}$ relacionados com o uso e ocupação do solo

-LISTA DE TABELAS-

II PARTE

ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

- Tabela 1** Correspondência entre os valores apresentados em milímetros (mm) e em ϕ
Tabela 2 Correspondência entre os valores granulométricos e a escala de Wentworth

MANTOS DE ALTERAÇÃO

- Tabela 3** Análise química da rocha sã e para os granitos em W3 e W4, em valores percentuais
Tabela 4 Cálculo de alguns índices de meteorização para W3 e W4
Tabela 5 Análise química de W5 e da rocha sã, em valores percentuais
Tabela 6 Resultados de alguns índices de meteorização para W5
Tabela 7 Análise química de W5, em valores percentuais
Tabela 8 Cálculo de alguns índices de meteorização para W5

III PARTE

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES

- Tabela 9** Valores obtidos a partir do cálculo do desvio padrão das diferentes amostras mineralógicas obtidas dos granitos de Vila Pouca (GVPA), granito de Pedras Salgadas (GPS) e granito de Gouvães da Serra (GGS)
Tabela 10 Divisão do parâmetro tipo de solo em classes e valor v a atribuir a cada
Tabela 11 Divisão do parâmetro AGUT em classes e valor v atribuído a cada
Tabela 12 Divisão do parâmetro topografia em classes e atribuição do valor v a cada
Tabela 13 Valores obtidos pelo $I_{\text{infiltração}}$ e legenda utilizada na cartografia do índice

CARTOGRAFIA DE RISCOS DE RAVINAMENTO

Tabela 14	Forma de classificação das ravinas, adaptado de Tejwani, <i>et al</i> (1975)
Tabela 15	Tabela de classificação Segundo o índice de Secura de Giacobbe
Tabela 16	Valor de ISG mensais obtidos para as estações metereológicas de Chaves e Pedras Salgadas
Tabela 17	Termotipos ocorrentes em Portugal continental
Tabela 18	Valores obtidos a partir do cálculo dos diferentes índices bioclimáticos
Tabela 19	Ombrotipos ocorrentes em Portugal continental
Tabela 20	Valores P, Pp e Io obtidos nas estações meteorológicas de Chaves e Pedras Salgadas
Tabela 21	Classificação bioclimática obtida nas estações meteorológicas de Chaves e Pedras Salgadas
Tabela 22	Classificação bioclimáticas obtida a partir dos índices EP_m , I_h , S e EP_m segundo Mendes & Bettencourt (1980)
Tabela 23	Índice xerotérmico de Bagnouls Gaussen
Tabela 24	Resultados obtidos para as estações de Chaves e de Pedras Salgadas do Índice Xerotérmico de Bagnouls Gaussen
Tabela 25	Os vários tipos de solo na área de estudo e a sua correspondência com a classe e valor v atribuído para a o cálculo do índice $I_{\text{ravinamento}}$
Tabela 26	Valores do AGUT (mm) e os valores (v) correspondentes utilizados para o cálculo do $I_{\text{ravinamento}}$
Tabela 27	GC – Granito de Chaves; GVG – granito de vale das Gatas; GVPA – granito de Vila Pouca de Aguiar; GPS – granito de Pedras Salgadas; GGS – Granito de Gouvães da Serra; M – metassedimentos; RS – aluviões e/ou depósitos de cobertura
Tabela 28	Os valores resultantes do índice $I_{\text{ravinamento}}$ e a legenda do mapa de riscos de ravinamento

-LISTA DE ESTAMPAS-

I PARTE

GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

ENQUADRAMENTO GEO-STRUTURAL

- Est. 1** Manto de carreamento – formação de Campanhó – Ferradosa e formação de carreamento maior paraúctone pelítico – grauváquica, próximo de Monteiros (serra do Alvão)
- Est. 2** Vista para a escarpa do Alvão. É possível observar o levantamento que corresponde ao Alto do Terreiro
- Est. 3** Formação da Carrica. A disposição de fácies é sub-horizontal
- Est. 4** Formação de Vila Pouca. São visíveis as 3 litofáceis da formação, provavelmente do Neogénico-Quaternário
- Est. 5** Vista da depressão Bragado – Capeludos a partir da serra do Alvão (Minheu)
- Est. 6** Superfície da Bobadela, em segundo plano a escarpa de falha da serra de Leiranco (NE-SSW)
- Est. 7** Em primeiro plano o antigo leito do Terva, limitado pelo bloco da Atalaia 2ª. Em plano de fundo, a escarpa da Bobadela, por onde encaixa o rio Terva

II PARTE

ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

- Est. 8** Depósito de Pensalvos. É possível observar um paleossolo a dividir os dois níveis do depósito e ainda a um paleoravinamento.
- Est. 9** Paleossolo do depósito de Pensalvos
- Est. 10** Depósito de Soutelo de Matos – depósito periglacial solifluxivo
- Est. 11** O depósito de Parada de Monteiros
- Est. 12** Nicho de nivação em degradação
- Est. 13** Heterogeneidade dos materiais constituintes do depósito de Soutelo de Matos
- Est. 14** Vertente norte da serra do Alvão regularizada por um depósito heterométrico
- Est. 15** Regularização da vertente por gelifractos resultantes de depósitos após o surgimento de um incêndio
- Est. 16** Desmantelamento de um pináculo rochoso corresponde a uma pequena auréola metamórfica de contacto por gelifracção das rochas

MANTOS DE ALTERAÇÃO

- Est. 17** Perfil do Souto
- Est. 18** Perfil de Sapiões. É possível observar no interior da caixa de falha, intrusões pegmatíticas de orientação concordante à falha
- Est. 19** A regularização do perfil de Sapelos pelo depósito, nível superior (cor mais avermelhada) e inferior
- Est. 20** Ao longo observa-se a crista quartzítica dissecada por um ravinamento
- Est. 21** Perfil de Sapelos

III PARTE

CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO

CARTOGRAFIA DE RISCOS DE RAVINAMENTO

- Est. 22** Vertente regularizada por blocos de natureza granitóides de dimensão variada no sector da vertente recentemente incendiada (escarpa oriental da serra do Alvão à saída de Vila Pouca
- Est. 23** Abertura de ravinas (vertente norte da serra do Alvão)
- Est. 24** Formação de ravinas em areas sem vegetação proximo de Parada de Monteiros
- Est. 25** Material transportado por uma ravina na estrada que liga as povoações de Pensalvos a Parada de Monteiros. Parte do material tinha sido retirado da estrada após a queda de uma forte chuvada do dia 23 para 24 de Janeiro de 2009 pelos bombeiros que nos relataram a situação de perigo
- Est. 26** Ravinas pouco profundas numa área reflorestada na vertente Norte da Serra do Alvão
- Est. 27** Ravina profunda numa area reflorestada a Norte do rio Avelâmes
- Est. 28** Ravina numa area reflorestada, na vertente Norte da serra do Alvão. Note-se que o material é constituído por depósito de vertente
- Est. 29** Parede lateral de uma ravina próxima, também ela terá evoluído a partir da abertura de sultos aquando do processo de reflorestação A profundidade é superior a um metro. A presença de depósitos, tal como na ravina anterior, permite o seu aprofundamento. Embora, actualmente a vertentes esteja regularizada por vegetação, arbustiva e herbácea, depois de instaladas, a recuperação destas ravinas exige uma actuação
- Est. 30 e 31** Ravinas profundas numa área pastoril, próximo da povoação de Parada de Monteiros
- Est. 32** Início de ravinamentos devido à concentração de drenagem pela estrada. Foto tirada perto de Parada de Monteiros

Est. 33 e 34 Pequenas ravinas observadas num caminho florestal, na vertente Norte da serra do Alvão, próximo do rio Avelâmes

-ÍNDICE-

-AGRADECIMENTOS-	1
RESUMO	I
ABSTRACT	III
RÉSUMÉ	V
LISTA DE ABREVIATURAS	0
INTRODUÇÃO GERAL	1
1.1. OBJECTIVOS.....	6
1.2. METODOLOGIA	7
1.3. ESTRUTURA DO TRABALHO.....	9
I PARTE	11
AS GRANDES LINHAS DA GEOMORFOLOGIA DA ZONA DE FALHA RÉGUA-CHAVES-VERIN	11
ENQUADRAMENTO GEO-ESTRUTURAL	13
1. BASES GEOLÓGICAS	19
1.1. A UNIDADE METASSEDIMENTAR	19
1.1.1. <i>Unidades metassedimentares autóctones e sub-autóctones (Marão – Douro inferior) [uMAsA]</i>	21
1.1.2. <i>Complexo de unidades parautóctones (carreamento maior) [uPAcm]</i>	23
1.2. AS ROCHAS GRANITÓIDES	25
1.2.1. <i>Os granitos sin tectónicos (D3) [sD3]</i>	25
1.2.2. <i>Tardi a pós tectónicos (D3) [tapD3]</i>	29
1.2.3. <i>O Plutão de Vila Pouca de Aguiar [PVP]</i>	29
2. O CICLO HERCÍNICO NA ZONA-CENTRO-IBÉRICA (ZCI) E NA SUB-ZONA-GALIZA-TRÁS-OS-MONTES (ZGTM)	32
3. A ÁREA DE FALHA RÉGUA-CHAVES-VERIN	37
3.1. O COMPORTAMENTO DA FALHA RÉGUA-CHAVES-VERIN.....	40
3.2. A NEOTECTÓNICA	43
IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA	45
1. A SERRA DO ALVÃO	47
1.1. A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL E A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA SERRA	50
1.1.1. <i>A superfície culminante da serra</i>	50
1.1.2. <i>A superfície fundamental da serra</i>	54
2. AS SERRAS DA FALPERRA E DA PADRELA	63
2.1. O CONTACTO ENTRE A SERRA DA FALPERRA E A SERRA DA PADRELA	64
2.2. A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA SERRA DA PADRELA	67
2.3. A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL DA SERRA	69
3. A DEPRESSÃO BRAGADO – CAPELUDOS	76
4. A ÁREA A OESTE DE CHAVES	83
5. SÍNTESE E CONCLUSÃO	95

II PARTE	103
ESTUDO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS.....	103
EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA RECENTE.....	105
1. INTRODUÇÃO	107
2. METODOLOGIA.....	120
2.1. A GRANULOMETRIA	122
2.2. ANÁLISE MINERALÓGICA DA FRACÇÃO ARGILOSA POR DIFRAÇÃO DOS RAIOS X.....	124
2.2.1. Grupo da caulinite	125
2.2.2. Grupo da montmorilonite.....	126
2.2.3. Grupo das ilites.....	126
2.2.4. Grupo dos interestratificados	127
2.2.5. As argilas como indicadores paleoclimáticos.....	127
2.2.6. Os minerais de argilas e o seu significado paleoclimático.....	129
3. ANÁLISE DOS DEPÓSITOS IDENTIFICADOS	132
3.1. O DEPÓSITO DE PENSALVOS.....	132
3.1.1. A génese do depósito.....	136
3.2. O DEPÓSITO DE SOUTELO DE MATOS.....	140
3.3. O DEPÓSITO DE PARADA DE MONTEIRO.....	143
4. SÍNTESE E CONCLUSÃO	146
MANTOS DE ALTERAÇÃO.....	155
1. INTRODUÇÃO	157
2. OBJECTIVOS E METODOLOGIA	162
2.1. METODOLOGIA	163
2.1.3. A fracção silto-argilosa e a análise mineralógica da fracção argilosa.....	167
3. ANÁLISE DOS PERFIS.....	171
3.1. PERFIL DO SOUTO	171
3.1.1. Características do granito em W3 e W4	172
3.2. PERFIL DE SAPIÕES	183
3.2.1. Características do granito em W5	184
3.3. PERFIL DE SAPELOS	192
3.3.2. As características do granito em W5	203
4. SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	211
4.1. CARACTERÍSTICAS DO GRANITO EM W3	211
4.2. CARACTERÍSTICAS DO GRANITO EM W4	211
4.3. CARACTERÍSTICAS DO GRANITO EM W5	211
4.4. CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS	212
4.5. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS.....	213
4.5.2. Feldspato sódico	215
4.5.3. Quartzo	216
4.6.1. Elementos com variação positiva.....	217
4.6.2. Elementos com variação negativa	218
4.6.3. Elementos com variação irregular.....	218
4.7. LINHAS GERAIS DA METEORIZAÇÃO.....	220

III PARTE.....	225
RISCO DE RAVINAMENTO.....	225
ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES.....	227
1. ROCHAS GRANITÓIDES.....	233
1.1. GRANITO DE PEDRAS SALGADAS (GPS).....	233
1.2. GRANITO DE GOVÃES DA SERRA (GGS).....	236
1.3. GRANITO DE VILA POUCA (GVPA).....	238
1.4. COMPARAÇÃO ENTRE OS DIFERENTES GRANITOS – DEFINIÇÃO DE UMA ESCALA DE ALTERABILIDADE PARA O PLUTÃO DE VILA POUCA (PVP).....	241
1.5. GRANITO DE CHAVES (GC).....	245
1.6. GRANITO DE VALE DAS GATAS (GVG).....	248
1.7. ASPECTOS QUÍMICO-MINERALÓGICOS E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DAS ROCHAS GRANITÓIDES.....	252
1.8. ALTERABILIDADE DAS ROCHAS GRANITÓIDES.....	254
2. O ÍNDICE DE INFILTRAÇÃO ($I_{\text{INFILTRAÇÃO}}$).....	260
2.1. O SOLO.....	260
2.2. QUANTIDADE MÁXIMA DE ÁGUA ARMAZENÁVEL NO SOLO E QUE PODE SER UTILIZADA PARA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO (AGUT).....	261
2.3. OCUPAÇÃO E TIPO DE SOLO.....	263
2.4. CARTOGRAFIA DO ÍNDICE DE INFILTRAÇÃO ($I_{\text{INFILTRAÇÃO}}$).....	266
2.4.1. <i>Tipo de solo ($I_{\text{tipo de solo}}$)</i>	267
2.4.2. <i>AGUT (I_{AGUT})</i>	267
2.4.3. <i>Topografia ($I_{\text{topografia}}$)</i>	269
2.4.4. <i>Considerações finais e conclusões</i>	269
CARTOGRAFIA DOS RISCOS DE RAVINAMENTO.....	273
1. ENQUADRAMENTO TEÓRICO.....	275
1.1. SEQUÊNCIA: RISCO, PERIGO E CRISE.....	278
1.2. CARTOGRAFIA DAS ÁREAS DE RISCO.....	281
2. UM RISCO GEOMORFOLÓGICO – A FORMAÇÃO DE RAVINAMENTOS.....	283
2.1. FACTORES QUE CONDICIONAM OS RAVINAMENTOS.....	285
2.1.2. <i>A ocupação e uso do solo</i>	286
2.1.3. <i>Espaços florestais e incêndios</i>	288
2.1.4. <i>Espaços agrícolas e pastoris</i>	292
2.1.5. <i>A topografia</i>	292
2.1.6. <i>Pedreiras</i>	294
2.1.7. <i>Características climáticas e bioclimáticas</i>	295
3. A CONSTRUÇÃO DO MAPA DE RISCO DE RAVINAMENTOS.....	305
3.2. ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS ($I_{\text{GEOMORFOLÓGICO}}$).....	311
3.2.1. <i>Os declives</i>	311
3.2.2. <i>Tipo de solo</i>	314
3.2.3. <i>AGUT</i>	316
3.2.4. <i>Geologia (I_{geologia})</i>	316
3.3. OCUPAÇÃO E USO DO SOLO ($I_{\text{USO DO SOLO}}$).....	317
3.4. CARTOGRAFIA DO RISCO DE RAVINAMENTO.....	321
3.4.1. <i>Validação dos resultados obtidos</i>	321
3.4.2. <i>Análise de uma área-amostra</i>	323
3.4.3. <i>A problemática da escala</i>	330
3.5. SÍNTESE E CONCLUSÃO.....	333
SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	335

BIBLIOGRAFIA	355
-LISTA DE FIGURAS-	379
-LISTA DE QUADROS-	386
-LISTA DE TABELAS-	388
-ÍNDICE-	393