

*Maria Isabel dos Santos Rosa Caetano Alves*

**MATERIAIS PLIO - QUATERNÁRIOS DO ALTO MINHO.**

**Produtos de meteorização e depósitos fluviais**

**na bacia do rio Lima e região de Alvarães.**



**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE DO MINHO  
BRAGA  
1995**

*Maria Isabel dos Santos Rosa Caetano Alves*

**MATERIAIS PLIO - QUATERNÁRIOS DO ALTO MINHO**

**Produtos de meteorização e depósitos fluviais**

**na bacia do rio Lima e região de Alvarães**

Dissertação apresentada à Universidade do Minho  
para obtenção do grau de Doutor em Ciências, na  
Área de conhecimento de Geologia.

**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA**

**UNIVERSIDADE DO MINHO**

**BRAGA**

**1995**

*Ao António, Helder e Cristina*

# ÍNDICE

<b>Resumo</b> .....	<b>VI</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>VIII</b>
<b>Agradecimentos</b> .....	<b>X</b>
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1 - Objectivos do trabalho .....	2
2 - Enquadramento geológico .....	3
3 - Trabalhos publicados sobre o sector estudado .....	5
4 - Métodos e técnicas utilizadas .....	6
4.1 - Procedimento geral .....	6
4.2 - Descrição sumária das técnicas utilizadas .....	7
<b>CAPÍTULO II - SEDIMENTOS PLIO-QUATERNÁRIOS</b> .....	<b>14</b>
1 - Descrição .....	14
1.1 - Depósitos na bacia do rio Lima .....	14
1.1.1 - Depósitos na margem direita .....	14
1.1.2 - Depósitos na margem esquerda .....	26
1.2 - Depósitos de Alvarães .....	34
1.2.1 - Depósitos entre Capareiros e Anha .....	34
1.2.2 - Outros depósitos de Alvarães .....	43
2 - Estudo analítico dos sedimentos .....	46
2.1 - Características texturais .....	46
2.1.1 - Análise dimensional e classificação textural .....	46
2.1.2 - Parâmetros estatísticos (Folk-Ward) .....	48
2.1.3 - Diagramas CM (Passega) .....	53
2.1.4 - Dimensão dos sedimentos: seu significado dinâmico .....	55



2.2 - Fracção grosseira (16 a 180mm) .....	57
2.2.1 - Distribuição dimensional .....	57
2.2.2 - Espectro litológico.....	58
2.2.2.1 - Espectro litológico total.....	58
2.2.2.2 - Espectro litológico da classe 22-32mm .....	61
2.2.3 - A influência de acréscimos locais .....	63
2.2.4 - Morfometria .....	64
2.2.4.1 - Índice de desgaste de 1ª ordem, $(2r_1/L) \times 1000$ .....	64
2.2.4.2 - Índice de achatamento, $(L+1)/2E$ .....	68
2.2.5 - Agente modelador e de transporte .....	70
2.2.6 - Influência do clima no espectro litológico e índice de desgaste .....	73
2.3 - Associações minerais .....	74
2.3.1 - Fracção densa ( $d > 2,89$ ) no intervalo 500-62 $\mu$ m .....	75
2.3.1.1 - Características gerais dos grãos .....	75
2.3.1.2 - Depósitos na bacia do rio Lima .....	76
2.3.1.3 - Depósitos de Alvarães .....	79
2.3.1.4 - Colúvios e rochas alteradas .....	84
2.3.1.5 - Resumo .....	84
2.3.1.6 - Variação da relação andalusite/turmalina e da frequência em minerais opacos .....	85
2.3.1.7 - Estabilidade relativa dos minerais .....	87
2.3.1.8 - Significado das associações de minerais pesados nos sedi- mentos .....	88
2.3.1.9 - Importância das associações de minerais pesados na indi- vidualização dos depósitos .....	90
2.3.2 - Fracção $< 2\mu$ m .....	91
2.3.2.1 - Estudo por difractometria de raios-X.....	91
2.3.2.2 - Estudo por espectrometria de infravermelhos.....	94
2.3.2.3 - Cristalinidade da caulinite e gibsite.....	99
2.3.2.4 - Microscopia electrónica .....	102
2.3.2.5 - A origem das associações minerais na fracção $< 2\mu$ m .....	105
3 - Litofácies e regime fluvial: depósitos de Alvarães .....	109
3.1 - Descrição das litofácies.....	109
3.2 - Elementos arquitecturais .....	115
3.3 - Modelo fluvial .....	117

4 - Redes de drenagem .....	119
4.1 - O traçado registado pelos depósitos .....	119
4.2 - Rios Lima e Neiva: bacias de drenagem actuais .....	122
4.3 - O paleorrio que depositou os sedimentos em Alvarães .....	125
4.4 - Condicionamento tectónico-geomorfológico da drenagem e caulini- zação .....	127
<b>CAPÍTULO III - MATERIAIS DISPONÍVEIS NOS INTERFLÚVIOS .....</b>	<b>133</b>
Introdução .....	133
1- Rochas graníticas .....	135
1.1 - Localização geomorfológica dos materiais .....	135
1.2 - Modificações na arquitectura da rocha .....	136
1.2.1 - Comportamento dos minerais .....	136
1.2.2 - Textura .....	137
1.2.3 - Densidade aparente .....	140
1.3 - Composição mineral: estudo por difractivometria de raios-X .....	141
1.3.1 - Rocha total .....	141
1.3.1.1 - Variação da frequência em micas, feldspatos e quartzo .....	143
1.3.1.2 - Relação feldspato potássico/plagioclase .....	145
1.3.2 - Fracção inferior a 2µm .....	146
1.3.2.1 - Associações minerais .....	146
1.3.2.2 - Distribuição das principais associações minerais .....	148
2 - Rochas silúricas metamorfizadas .....	153
2.1 - Características macro e microscópicas .....	153
2.2 - Textura .....	156
2.3 - Composição mineral: estudo por difractivometria de raios-X .....	158
2.3.1 - Rocha total .....	158
2.3.2 - Fracção inferior a 2µm .....	160
2.3.2.1 - Associações minerais .....	160
2.3.2.2 - Distribuição das associações minerais .....	162

2.4 - Meteorização dos micaxistos: resumo.....	163
<b>3 - Modificações geoquímicas nos materiais graníticos alterados .....</b>	<b>164</b>
3.1 - Variações relativas dos óxidos .....	166
3.1.1 - Perdas e ganhos segundo o cálculo isoaluminio .....	166
3.1.2 - Perdas e ganhos segundo o cálculo isovolumétrico .....	168
3.1.3 - Perdas e ganhos: algumas considerações sobre os resultados obtidos pelos cálculos isoaluminio e isovolumétrico .....	171
3.2 - Índices e diagramas de análise da evolução geoquímica na meteori- zação .....	173
3.2.1 - Índice de meteorização potencial (WPI), índice potencial (PI) .....	173
3.2.2 - Índice de Parker (IdPk) .....	173
3.2.3 - Diagramas de Chesworth .....	175
3.2.4 - Diagrama de Kronberg e Nesbitt.....	178
3.3 - Resumo .....	182
<b>4 - Os produtos de meteorização nos interflúvios .....</b>	<b>183</b>
<b>CAPÍTULO IV - CONCLUSÕES.....</b>	<b>187</b>
<b>1 - O registo paleoclimático .....</b>	<b>187</b>
1.1 - Meteorização e clima recentes .....	187
1.2 - Os sedimentos fluviais.....	189
1.2.1 - Litologia dos clastos grosseiros .....	189
1.2.2 - Composição mineral das areias .....	190
1.2.3 - Minerais dominantes na dimensão argila .....	190
1.2.4 - Efeitos diagenéticos sobre grãos de quartzo .....	192
1.2.5 - Arrefecimento climático: ambiente periglacial? .....	197
1.3 - Quadro paleoclimático .....	199
<b>2 - Depósitos de Alvarães e bacia do rio Lima: proposta cronológica .....</b>	<b>201</b>
2.1 - Pliocénico superior - Plistocénico inferior (T1) .....	201
Depósitos de Capareiros - Anha (Alvarães).....	201
Depósitos na bacia do rio Lima .....	204
Idade dos depósitos e paleoalteração: o limite inferior .....	204

2.2 - Plistocénico médio (T2 e T3) .....	208
2.3 - Plistocénico superior (T4) .....	213
2.3 - Holocénico .....	218
2.4 - Colúvios .....	220
3 - Enquadramento regional dos depósitos e alteração .....	220
4 - Conclusões .....	224
<b>Bibliografia .....</b>	<b>226</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>241</b>
Anexos ao capítulo I .....	242
Anexos ao capítulo II .....	244
Anexos ao capítulo III .....	262

## RESUMO

Esta tese estuda os depósitos fluviais na bacia do rio Lima, a jusante de Ponte da Barca, e os depósitos de Alvarães, situados a sul dos anteriores e na margem direita do rio Neiva.

Relativamente aos depósitos, além da descrição são apresentados os resultados e interpretações do seu estudo analítico desenvolvido sobre as características texturais dos sedimentos, morfometria e espectro litológico da fracção grosseira, associações minerais presentes na fracção densa e na fracção  $<2\mu\text{m}$  e exoscopia de grãos de quartzo. As observações de campo e respectiva interpretação geomorfológica permitiram o traçado dos paleovalves e nos depósitos de Alvarães o reconhecimento das litofácies e respectivo modelo fluvial.

Inclui-se a apresentação de uma proposta de cronologia relativa dos depósitos, bem como entre estes e as formações superficiais existentes nas vertentes. Por este motivo, parte do trabalho, é dedicado ao estudo da meteorização de rochas, de modo a obter uma visão geral dos processos e produtos gerados. O estudo da meteorização é aplicado às litologias mais abundantes na região, rochas graníticas e micaxistos pertencendo à faixa de metassedimentos silúricos, e inclui para os vários estádios de alteração observados as modificações da textura, densidade, comportamento dos principais constituintes minerais primários, assim como as associações minerais presentes na dimensão argila. Além da apreciação do comportamento geral destas litologias face às condições climáticas e geomorfológicas onde estão inseridas, foram ainda estudadas as modificações geoquímicas nos materiais graníticos alterados. Com este objectivo foram interpretadas as variações relativas dos óxidos, segundo os cálculos isoalúmino e isovolumétrico e aplicados índices e diagramas de meteorização, nomeadamente o índice de meteorização potencial (WPI), índice potencial (PI), índice de Parker, diagramas de Chesworth e diagrama de Kronberg-Nesbitt.

Foram identificados quatro terraços fluviais gerados durante o Pliocénico final ao Plistocénico Superior. A composição dos sedimentos dos depósitos fluviais e os aspectos exoscópicos observados em grãos de quartzo indicam que estes se formaram em duas situações climáticas distintas.

Os depósitos fluviais mais antigos são os de Alvarães, correlativos do depósito de terraço marinho de S. Félix (Póvoa de Varzim), formado durante a transgressão marinha no Plio-Plistocénico. Os depósitos de Alvarães resultaram do desmantelamento, no intervalo Pliocénico Superior-Plistocénico Inferior, da

cobertura superficial desenvolvida em condições climáticas que favoreceram a meteorização química das rochas. Idênticas às das regiões com clima tropical semiúmido. Esta interpretação é baseada no predomínio em clastos de quartzo, minerais densos resistentes e na composição da dimensão argila, onde abunda a caulinite associada a illite e goethite. A acumulação destes materiais ocorreu na dependência dum paleocorrio Homem-Neiva. As direcções de paleocorrentes indicam que a drenagem seguiu um percurso encaixado no relevo, condicionado por fracturas de orientação NW-SE, NE-SW e N-S, localizando-se a saída desta bacia na região de Anha. O sistema aluvial evoluiu dum regime misto, do tipo fluvio-lacustre, para um sistema fluvial entrançado em areia, fossilizando localmente alterites alóctones de composição mineral semelhante à dos depósitos fluviais. A caulinitização presente nestas alterites pode ter sido desenvolvida no decurso do Pliocénico Médio e/ou durante o Pliocénico Superior.

A composição dos depósitos de terraços fluviais do Plistocénico Médio é muito semelhante à dos depósitos anteriores. Eles foram alimentados pelos materiais exumados quer dos terraços mais antigos quer do soco alterado; além disso, são afectados por alterações pedogénicas, que suportam a ideia de que o clima se manteve igualmente favorável à meteorização química. Deste grupo fazem parte a maioria dos depósitos do rio Lima e afluentes na área estudada.

É durante o Plistocénico Superior que se desenvolveram as condições temperadas, que permitiram a hidrólise progressiva característica da arenização recente. Os depósitos de terraço do Plistocénico Superior possuem elevado conteúdo em clastos grosseiros de litologia alterável e uma composição diversificada na dimensão argila (vermiculite e Interestratificados 10-14<sub>v</sub>, gibsite e filossilicatos 1:1 de baixa cristalinidade). Estes depósitos formaram-se antes do máximo glacial nas Serras da Peneda e do Gerês, embora contenham sedimentos afectados pela morfogénese periglacial.

**ABSTRACT**

The subject of this dissertation is the study of the fluvial deposits of the Lima River basin, downstream Ponte da Barca, and also the Alvarães deposits, to the south on the right border of the Neiva River.

The information on the fluvial deposits includes their description and their analytical results. These interpreted the texture, grain size and lithological clast analysis, heavy and 2 $\mu$ m mineral associations, and quartz sand surface textures. The field work and geomorphological study allowed an accurate mapping of the drainage changes in general, and a description of the Alvarães facies model in particular.

A chronological proposal is included concerning the fluvial deposits and the slope surface formations. This chronology required a rock weathering study, providing a general view of the processes and materials produced. This weathering study was developed on the main regional lithologies, granitic rocks and micaschists as part of the silurian metasediments, and based on the secondary minerals found, textural, density and primary mineral changes in the different weathering stages. This allowed a better understanding of the general lithological changes under the regional climatic and geomorphological conditions. The geochemical changes were studied only on weathered granitic material. The results of the oxide relative changes obtained by Isotaluminium and Isovolumetric computations were compared. The weathering diagrams and indexes applied were weathering potential index (WPI), potential index (PI), Parker index, Chesworth diagrams and Kronberg-Nesbitt diagram.

Four fluvial terraces were formed during the Late Pliocene to Late Pleistocene. The composition of the fluvial deposits and the quartz sand surface textures indicate that those were accumulated in two distinct climatic environments.

The Alvarães fluvial deposits are the oldest ones and are synchronous with the S. Félix (Póvoa de Varzim) marine terrace deposits, accumulated during the Plio-Pleistocene Atlantic transgression. These fluvial deposits were a product of the surface cover exhumation, developed under climatic conditions propitious to chemical weathering, similar to the subhumid tropical climate regions. This idea is supported by the abundance of quartz clasts, resistant heavy minerals and of the clay size composition (a kaolinite, illite and goethite association). The Alvarães deposits are the Homem-Neiva paleoriver sediments. The paleocurrents direction show a drainage course following through the NW-SE, NE-SW and N-S relief

fractures, with the outlet basin at Anha area. The alluvial system changed from a mixed lacustrine-fluvial to a sandy braided fluvial system, locally covering the allochthonous saprolites whose composition is similar to that of the fluvial deposits. The kaolinization of these saprolites may have been developed in the Middle Pliocene and/or during Late Pliocene.

The Middle Pleistocene fluvial terrace deposits composition is similar to the oldest ones. They were formed by the exhumed materials either from the oldest terraces or from the weathered basement crystalline rocks; besides, they have pedogenic features which support the idea of an equally propitious climate to chemical weathering. In this group are included most of the Lima basin deposits in the area studied.

The conditions of a temperate climate evolved during the Late Pleistocene and allowed the typical progressive hydrolysis of recent weathering processes. The Late Pleistocene fluvial deposits are rich in larger size and weatherable lithology clasts and show a distinct 2 $\mu$ m composition (vermiculite, 10-14 $\mu$  interstratified structures, gibbsite and low crystallinity 1:1 phyllosilicates). These deposits were accumulated before the maximum glaciation of the Serras da Peneda and do Gerês, although they contain vestigial periglacial morphogenesis sediments.



## Agradecimentos

O tema a cuja investigação se refere a presente tese foi-me proposto pelo Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho e insere-se na Linha de Acção Sedimentologia e Geomorfologia, um dos domínios de investigação no Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho.

A realização duma tese é sempre o resultado do empenho do autor e colaboração de outros, cuja experiência científica transmitem e/ou contributo prestam ao bom sucesso desse trabalho.

Agradeço aos Professores Doutores J. E. Lopes Nunes, Graciete T. Dias e Maria Amália Sequeira Braga, como responsáveis pelo Departamento de Ciências da Terra, o apoio e colaboração que me prestaram na resolução dos mais variados problemas.

O primeiro mentor deste trabalho foi o Prof. Doutor G. Soares de Carvalho. A ele agradeço o facto de terem sido criadas condições para a investigação no domínio da Sedimentologia na Universidade do Minho e o seu apoio como orientador científico.

Estou particularmente grata ao Prof. Doutor Rui Pena dos Reis, da Universidade de Coimbra, por ter acelle a orientação na fase final deste trabalho. As suas críticas e a inserção de novos temas sugeridos valorizaram esta tese.

Agradeço ao Prof. Doutor Celso Gomes, da Universidade de Aveiro, não só as suas sugestões no âmbito do estudo das argilas, mas principalmente, o seu amável incentivo e constante disponibilidade.

Não esqueço as informações sobre a bacia de Alvarães facultadas pelo Dr. Bernardo Barbosa, do Instituto Geológico e Mineiro, e a sua disponibilidade sempre demonstrada.

Aos colegas do Departamento de Ciências da Terra agradeço o apoio e incentivos sempre manifestados. Agradeço em particular à Prof. Doutora Graciete Dias a sua colaboração no domínio da mineralogia e geoquímica e à Prof. Doutora Maria Amália Sequeira Braga a ajuda e oportunidade de discussão sobre as determinações de densidade aparente e estudo de minerais de argila.

O trabalho de campo é uma componente base nos assuntos desenvolvidos nesta tese e para a sua realização foi indispensável a amabilidade manifestada na autorização de acesso aos locais de exploração concedidas pelas empresas, Anglo Portuguesa de Caulinos de Viana Lda., Cerâmica Jerónimo Pereira Campos, Cerâmica Rosa de Alvarães, CERAL, assim como as informações e ajuda prestadas pelos respectivos colaboradores. Nestes trabalhos de campo agradeço a colaboração dos motoristas da Universidade do Minho que me acompanharam, Srs. António Alves, Fernando Soares, Renato de Sousa e do colector Sr. Saúl Sendas.

Na execução do trabalho analítico, quase todo realizado nos laboratórios do Departamento de Ciências da Terra, saliento o empenho dos técnicos Sr. José Luis Nunes, Sr. Albino Ferreira, Dr. António Azevedo, Dr. Fernando Dias, Sras. Judite Costa e Elisabete Alves. Aos quatro primeiros agradeço ainda a colaboração que me prestaram durante parte do trabalho de campo. Quero ainda agradecer ao Sr. J. Franqueira Ferreira pelo cuidado dispensado na execução dos desenhos em que colaborou.

Os estágios de curta duração que tive oportunidade de realizar permitiram-me não só a aquisição de novos conhecimentos mas também a execução de algum trabalho analítico. Aos investigadores que me receberam no Instituto de Edafologia e Biologia Vegetal (CSIC) em Madrid e no Department of Geology da Universidade de Reading agradeço o seu apoio e ensinamentos.

Na interpretação dos resultados e o acesso à bibliografia adequada é vital. Agradeço a todos os colegas que prontamente me facultaram cópias da bibliografia que solicitei e a disponibilidade de atendimento sempre demonstrada pelos Serviços de Documentação de várias Instituições a que recorri, em especial do Instituto Geológico e Mineiro, sediados no Porto e nos Serviços Geológicos de Portugal em Lisboa, do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, da Estação Agronómica Nacional e do Instituto Superior de Agronomia.

Ao Prof. Doutor Pedro Proença e Cunha, da Universidade de Coimbra, agradeço a prestimosa ajuda na selecção de bibliografia sobre arquitectura fluvial e igualmente ao Dr. Jorge Dinis, da mesma Universidade, a excelente "aula" de campo sobre os métodos de estudo deste tema. Ao Doutor Eurico Pereira, do Instituto Geológico e Mineiro, agradeço as informações sobre a fracturação na região Minho.

Aos meus colegas António Caetano Alves e Diamantino Pereira, com quem mais directamente trabalhei, não esqueço as sugestões críticas e discussões sobre sedimentologia que para mim foram um estímulo constante.

Quero ainda agradecer às Instituições das quais usufruí apoio financeiro, nomeadamente a Universidade do Minho, Fundação Calouste Gulbenkian, JNICT e INIC.

Dos Serviços de apoio na Universidade do Minho, expresso os meus agradecimentos em particular a todas as pessoas da Secretaria da Escola de Ciências, dos Serviços de Documentação, do CIUM e da Reprografia.

# CAPÍTULO I

## INTRODUÇÃO

De todas as regiões do território português o Minho, no noroeste de Portugal, sobressai pela sua paisagem verdejante; a ocupação urbana e agrícola estende-se preferencialmente ao longo dos vales dos principais rios, modificando a paisagem natural. A cobertura arbórea original encontra-se parcialmente preservada no *Parque Nacional da Peneda e Gerês*.

As interpretações finais que serão apresentadas basearam-se em informações recolhidas utilizando métodos variados. Sem dúvida que o trabalho base foi o executado no campo; relativamente a este assunto, cabe salientar que tratando-se o Minho duma região muito vegetalada, a fotografia aérea não se mostrou tão útil como é habitual no reconhecimento geológico.

A maioria dos depósitos cartografados na bacia do rio Lima representam afloramentos vestigiais, por vezes clastos dispersos no solo, o que aliado à destruição dos depósitos de terraço durante a procura do volfrâmio e ocupação, quer agrícola quer urbana, impediram a realização de cartografia mais pormenorizada que a apresentada nas cartas geológicas, à escala 1: 50000; por este motivo os contornos dos depósitos na bacia do rio Lima seguem aproximadamente os de TEIXEIRA et al (1969, 1972). Dum modo geral as áreas dos pequenos depósitos, na bacia do rio Lima, foram representadas com exagero, mas não são as únicas: um exemplo flagrante trata-se da extensa mancha entre Deão e Darque.

Os materiais não-metálicos são actualmente os principais recursos geológicos da região, fundamentalmente granito e argilas. O granito duro, utilizado localmente na construção de estelos agrícolas, pavimentação de estradas e construção civil, ocupa lugar de destaque entre os produtos nacionais exportados. Na área estudada situa-se a importante jazida de caulino de Alvarães-Vila Fria (Viana do Castelo), sendo este residual (proveniente do granito alterado) e sedimentar (depósitos de Alvarães); além do caulino, parte do qual é exportado para a indústria do papel, são explorados barro vermelho e barro refractário. A produção de materiais cerâmicos no Alto Minho é conhecida desde longa data; sabe-se que durante a ocupação romana era fabricada e exportada tégula e imbrex da região de Lanheses (ALMEIDA 1990), cuja matéria prima foi certamente retirada dos metassedimentos alterados. Na freguesia de Alvarães as telheiras mantiveram-se

em actividade até há cerca de 25 anos, laborando paralelamente com as duas grandes indústrias cerâmicas (Cerâmica Rosa de Alvarães e Jerónimo Pereira Campos). Entretanto, outras se instalaram na região, tendo sido completamente abandonada a indústria artesanal. A fotografia da capa representa um dos fornos cobertos recuperado pela junta de freguesia.

Recentemente desencadeou-se a exploração de areias no actual leito de inundação do rio Lima, após esta ter sido interdita noutros rios do Norte (Douro, Cávado e Minho), alimentando toda a construção civil desta região, bem como algumas no centro do país, e ainda parte de Espanha.

## 1 - OBJECTIVOS DO TRABALHO

O sector estudado (fig.1.1) abrange a parte terminal da bacia do rio Lima e os depósitos de Alvarães, situados a sul dos anteriores e na margem direita do rio Neiva. Encontram-se cartografados respectivamente na folha 5-A (TELXEIRA *et al.* 1972) e folha 5-C (TELXEIRA *et al.* 1969) da cartografia geológica 1:50 000.

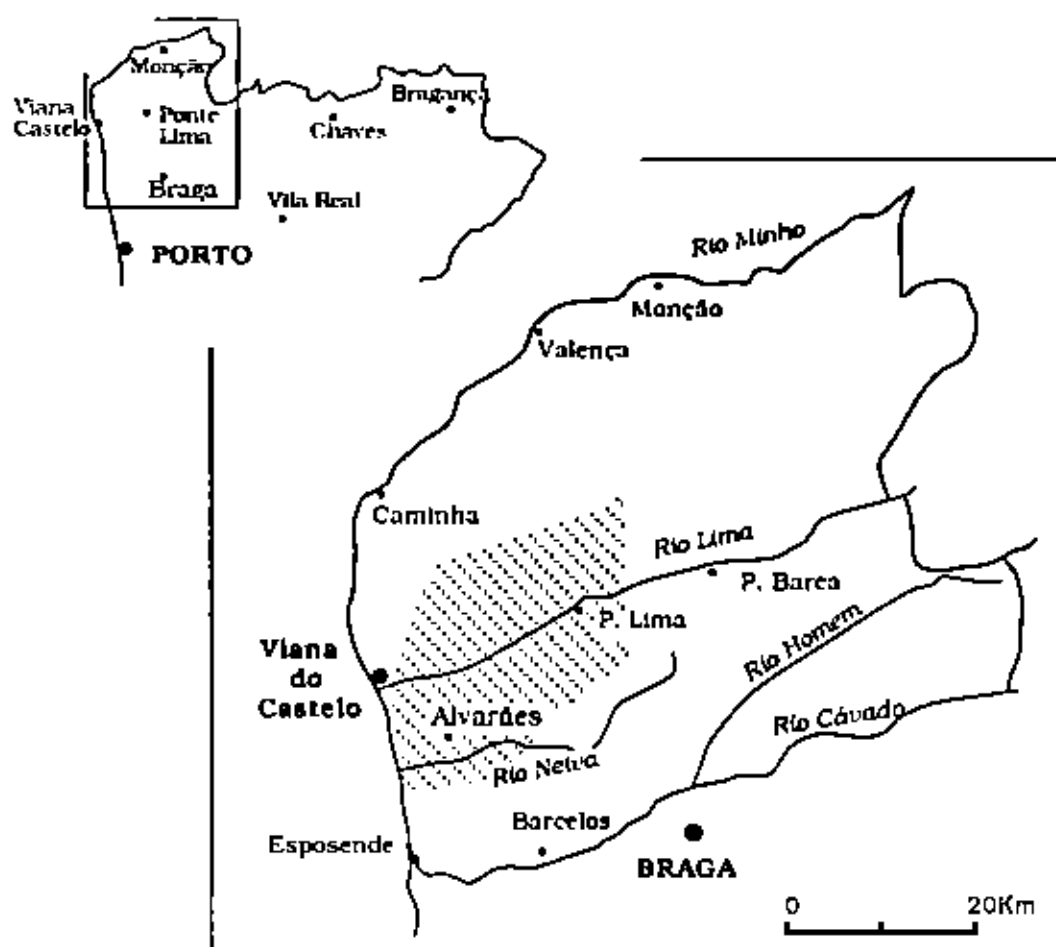


Fig.1.1 - Esboço da parte norte de Portugal localizando, a sombreado, o sector da região Minho estudado neste trabalho.

O trabalho incide principalmente sobre os depósitos sedimentares neste sector da bacia do rio Lima (excluindo aqui o enchimento do actual leito de inundação deste rio e seus afluentes) e na região de Alvarães, vulgarmente referidos na bibliografia como "depósitos da bacia de Alvarães". Incluiu-se como objectivo, a apresentação de uma proposta de cronologia relativa para os depósitos, bem como entre estes e as formações superficiais existentes nas vertentes; por este motivo, parte do trabalho foi dedicado ao estudo da meteorização de rochas, de modo a obter uma visão geral dos processos e produtos gerados.

## 2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A região delimitada (fig. 1.2) localiza-se na zona Centro Ibérica do Maciço Hespérico (JULIVERT *et al.* 1974, RIBEIRO *et al.* 1979) a W do cisalhamento Vigo-Rêgua (PEREIRA *et al.* 1989).

Em todo o Alto Minho a cobertura sedimentar ocupa uma proporção diminuta relativamente às rochas graníticas e metassedimentos, litologias dominantes nesta região.

Os sedimentos mais antigos, cartografados por TEIXEIRA *et al.* (1969, 1972) como pertencendo ao Plio-Plistocénico, formam depósitos de praias levantadas ao longo do litoral e depósitos fluviais localizados nas bacias dos rios actuais e no interflúvio Lima-Neiva (depósitos de Alvarães). Encontram-se parcialmente ocultos pelos sedimentos mais recentes, aluviões e, na faixa costeira, areias de praia e de duna.

Pertencendo ao soco cristalino, afloram metassedimentos do Silúrico predominantemente micaxistos, andalusíticos e muito raramente granatíferos, com algumas bandas mais quartzosas intercaladas, por vezes mesmo quartzíticas, e ainda, com expressão reduzida, algumas bancadas de xistos carbonosos e lilitos. A xistosidade, quase vertical, desenvolve-se grosselramente segundo a orientação geral da estratificação, entre N-S a NW-SE.

Os metassedimentos são intruídos por maciços graníticos, aflorando em redor e também no interior destes como grandes "encraves" (observam-se nas regiões de Palme-Forjães, Vila de Punhe-Vila Franca e de menor extensão na Serra de Padeia), por vezes associados a abundantes filões graníticos (no interior dos maciços de Perre, St.º Ovídio e Nora).

Ocorrem também nesta região quartzitos e xistos andalusíticos do Ordovícico, observáveis somente no litoral, bem como rochas do Complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico aflorando numa vasta área. Observam-se: desde Antas a Castelo do Neiva, em bancadas com orientação NNW-SSE, quase verticais, muito metamorfolizadas e alteradas (de corneanas, micaxistos andalusíticos e grauvaques,

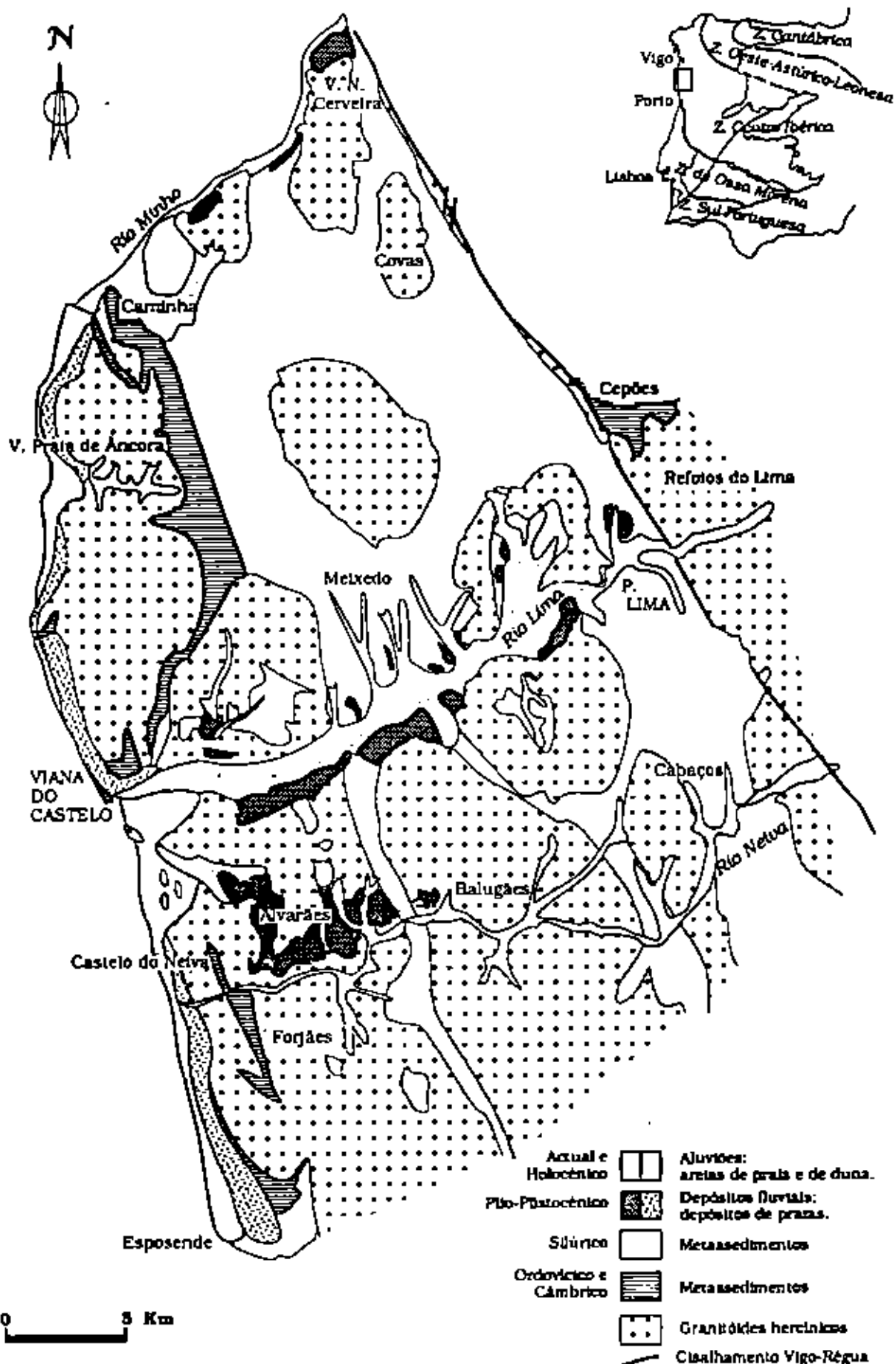


Fig.1.2 - Esboço geológico da região onde se insere o trabalho, baseado na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (PEREIRA *et al.*, 1989), e respectivo enquadramento no Maciço Hespérico (JULIVERT *et al.*, 1974).

com leitos de quartzito e conglomerados silicificados intercalados): no prolongamento desta faixa no litoral de Viana do Castelo e ainda formando parte do Complexo xisto-granito-migmatito (TEIXEIRA *et al.* 1972), encaixado nos granitos de St<sup>o</sup> Luzia e de Refolos do Lima (na região de Cepões).

O metamorfismo que atingiu as rochas do Paleozóico resultou da intrusão de granitos hercínicos de duas micas, sinorogénicos (FERREIRA *et al.* 1987). Diferenciam-se:

- os corpos graníticos de duas micas da Serra de St<sup>o</sup> Luzia (SIMÕES 1992);
- os granitos de duas micas de Anha-Vila de Punhe e Vila Franca-Sabariz: prolongam-se para sul de Alvarães nas manchas de Belinho-Aldreu-Abelheira e Parelhai (estudadas por BRAGA 1988);
- granitos, por vezes com tendência porfiróide, dos maciços das Serras de Arga, Perre, St<sup>o</sup> Ovidio-Antelas, Nora;
- granitos nitidamente porfiróides da Serra de Padela e maciço de Refolos do Lima.
- para Sul afloram o granodiorito de Carapeços (em continuidade com o granito da Serra de Padela), a mancha granítica da Serra de Busto (a que pertence o granito de Cabaços), e o "granito de Braga", estudados por BRAGA (1988);
- uma pequena mancha de "granodiorito" (TEIXEIRA *et al.* 1972), localizada no maciço de St<sup>o</sup> Ovidio, cuja composição química se aproxima de granito-adamelito (DIAS 1987);
- granito gnáissico, contactando em Cepões com o granito de Refolos do Lima.

As rochas citadas são atravessadas por abundantes filões graníticos, aplito-pegmatíticos e de quartzo, por vezes mineralizados (principalmente Sn e W outrora largamente explorados na região, e também Au, Ag, Ta, Cb), cujas orientações mais frequentes são N-S, NNE-SSW, NE-SW e E-W, NW-SE, WSW-ESE.

### 3 - TRABALHOS PUBLICADOS SOBRE O SECTOR ESTUDADO

Além das notícias explicativas das folhas 5-C e 5-A à escala 1:50 000 (TEIXEIRA *et al.* 1969 e 1972), onde estão descritos os principais aspectos geomorfológicos e geológicos da região, salientam-se entre os trabalhos publicados, um grupo incidindo na petrografia e geoquímica das rochas cristalinas sãs, e outro nas explorações de argilas.

As primeiras referências petrográficas a rochas desta região estão presentes no trabalho de BRANDÃO (1913), no qual foram descritas cinco amostras dos metassedimentos pertencendo à faixa entre Viana do Castelo e Ponte do Lima. BARR e AREIAS (1980) apresentam um estudo petrográfico e geoquímico realizado

sobre algumas amostras isoladas dos maciços graníticos que afloram nesta área. Posteriormente, os maciços de St<sup>o</sup> Ovidio e de Nora foram estudados petrográfica e geoquimicamente por DIAS (1983-85, 1984 e 1987), assim como o seu enquadramento na evolução da cadeia hercínica ibérica (DIAS e BOULLIER 1985). Foram ainda publicadas algumas análises químicas na compilação geoquímica de elementos maiores para o Maciço Hespérico realizada por BEA *et al.* (1987).

Relativamente aos trabalhos sobre argilas deste sector do Minho, destaca-se o de SERRANO (1973), apresentando um estudo geoquímico sobre a caulnização, informações relativas à mineralogia e propriedades tecnológicas do caulino sedimentar e residual, baseado em sondagens realizadas numa parte do jazigo de caulino da "baía de Alvarães". Ainda com base em sondagens e inserido num estudo comparativo sobre a origem e génese dos jazigos de caulino portugueses, BARBOSA (1983-85) descreve resumidamente a geologia e geomorfologia do jazigo de Alvarães, onde define um alinhamento da caulnização. Posteriormente salientam-se as informações de cariz tecnológico publicadas por VELHO e GOMES (1989) e GOMES *et al.* (1991) sobre a aplicação na indústria do papel, entre outros, dos caulinos residual e sedimentar de Alvarães.

Durante o período em que decorreu a execução deste estudo foram apresentados pela autora alguns trabalhos relacionados com as formações de Alvarães (ALVES 1986), alteração dos xistos (ALVES 1989), caracterização dos depósitos através do estudo de minerais pesados (ALVES 1993), cristalinidade da caulinite e gibsita avaliada através da espectrometria de infravermelhos (ALVES 1991a), as associações minerais dos depósitos de Alvarães e baía do rio Lima (ALVES 1991b) e, em coautoria, tratando os aspectos exoscópicos de grãos de quartzo (PEREIRA e ALVES 1993), a mineralogia e textura dos sedimentos dos sapats do rio Lima (ALVES M. I. e ALVES A. M. 1993) e o enchimento sedimentar de Alvarães (ALVES e REIS 1991).

## **4 - MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS**

### **4.1 - PROCEDIMENTO GERAL**

Como todos os estudos que envolvem recolha de informação e amostragem no campo, a primeira fase foi dedicada à observação, localização, e selecção de locais de amostragem, sempre condicionados pelas dificuldades inerentes à ocupação urbana, ao tipo e "ordenamento" das explorações de argilas.

A descrição e caracterização dos materiais sedimentares baseou-se, além das informações obtidas no campo e por observação das amostras à lupa binocular, nos resultados obtidos por: análise dimensional, estudo mineralógico da fracção densa



(500-62 $\mu$ m) e da fracção inferior a 2 $\mu$ m. A fracção grosseira (16-180mm) de algumas amostras foi sujeita a estudos de distribuição dimensional, litologia e morfometria. Efectuou-se ainda o estudo exoscópico de grãos de quartzo em algumas amostras, na dimensão entre 0.5 e 1mm.

Paralelamente desenvolveu-se um estudo de identificação das principais associações minerais presentes nas rochas graníticas e metassedimentos silúricos, para o qual, além da observação de lâminas delgadas, se realizaram difractogramas de raios-X da amostra total, e da fracção inferior a 2 $\mu$ m nas rochas com evidências de alteração.

Na etapa seguinte seleccionaram-se algumas amostras de granitos, tendo em vista o reconhecimento dos mecanismos de alteração dominantes nas vertentes; as variações texturais são visualizadas nos resultados da densidade e das análises dimensionais, das amostras mais desagregadas. A quantificação da intensidade de alteração, e as consequentes modificações geoquímicas foram em parte materializadas pelos índices de alteração calculados a partir das análises químicas da rocha total.

Por fim coube integrar todas as informações de modo a responder, dentro do possível, às questões inerentes aos objectivos inicialmente propostos.

## **4.2 - DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS TÉCNICAS UTILIZADAS**

A maioria dos procedimentos analíticos foi executada nos laboratórios do *Departamento de Ciências da Terra, da Universidade do Minho*, tendo-se recorrido a outros Departamentos, desta Universidade, e Instituições exteriores nomeadas nas técnicas para que foram solicitadas.

### **AMOSTRAGEM**

Colheram-se 1 a 5Kg de amostra em canal, representando cada uma das unidades observadas em afloramentos com espessura mínima de 50cm, previamente limpos, não tendo sido amostrados os últimos 10 e 20cm do topo, respectivamente nos materiais de alteração e sedimentares.

Numa segunda etapa de amostragem foram colhidos para o estudo da fracção grosseira, entre 10 a 30Kg de material livre da matriz inferior a 10mm, avaliado em função da frequência, dimensão e variedade litológica observadas nos sedimentos; das rochas alteradas, foram retiradas amostras com textura conservada para confecção de lâminas delgadas e determinação da densidade.

### **IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS**

Atendendo a que o sector amostrado abrange várias cartas topográficas, optou-se para mais rápida localização dos pontos de colheita, manter esta divisão.

Deste modo a identificação das amostras, por exemplo 5.PL.1, é feita por um número que indica a localização do perfil de amostragem (5.), seguido das iniciais da carta topográfica daquele local (PL - Ponte de Lima), e pelo número referente ao material recolhido (nesta caso unidade 1); nos perfis onde foram retiradas várias amostras, as últimas referências numéricas seguem uma ordem crescente da base para o topo. Nas amostras correspondentes ao estudo da fracção grosseira foi acrescentado um S maiúsculo no fim daquela referência. Os perfis de amostragem pouco distanciados são distinguidos por letras intercaladas entre o número de localização e as iniciais da carta topográfica, (por exemplo perfis 5.PL, 5A.PL e 5B.PL).

Para evitar sobrecarga gráfica são assinalados em três cartas de amostragem (referentes à amostragem nos depósitos sedimentares, rochas graníticas e nos metassedimentos) somente a localização dos perfis de colheita, representada por números junto aos símbolos escolhidos para cada área das cartas topográficas.

Na apresentação conjunta dos resultados distinguem-se entre as amostras pertencendo aos depósitos de Alvarães, considerando-se um conjunto designado (ALV) agrupando as amostras (cujas referências individuais são variadas - CAR, ALV, VC) que pertencem à grande mancha de depósitos entre Capareiros e Anha, e outro grupo (Ot.ALV), dos restantes afloramentos localizados na periferia dos anteriores: as amostras dos depósitos na baía do rio Lima foram agrupados de acordo com a sua localização nas margens deste rio, depósitos na margem direita (Lima Norte - LN) e na margem esquerda (Lima Sul - LS).

## SECAGEM

A secagem de todas as amostras realizou-se colocando o material em tabuleiros numa estufa com temperatura próxima de 40°C, nalguns casos após desagregação manual das partículas.

## FRACCIONAMENTO

Após secagem foram fraccionadas, as amostras desagregáveis, de modo a obter subamostras com a quantidade necessária ao estudo pretendido, utilizando-se um fraccionador metálico nos materiais sem partículas grosseiras ( $\geq 10\text{mm}$ ) e quartilhamento manual pelo método do cone nos restantes.

## ANÁLISE DIMENSIONAL DA AMOSTRA TOTAL

A análise dimensional, segundo uma escala dimensional com intervalos iguais a  $\sqrt{2}$ , teve-se por um processo misto: crivação, durante 15 minutos num agitador mecânico de tipo RO-TAP, e pipetagem, das suspensões dispersadas com hexametáfosfato de sódio, utilizando nesta a pipeta de Andreasen e tempos de colheita calculados segundo a lei de Stokes.

Para o tratamento estatístico destes resultados utilizou-se o computador do *Centro de Informática da Universidade do Minho (CIUM)*.

## NOMENCLATURA DOS SEDIMENTOS

A terminologia utilizada na descrição dos depósitos e na caracterização das amostras (apresentada em anexo) corresponde aos termos consagrados regionalmente e relacionáveis com as classes dimensionais referidas por LANE *et al* (1947), baseada na subdivisão da escala dimensional de WENTWORTH (1922).

## CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DOS SEDIMENTOS

Para a classificação textural dos sedimentos seguiu-se a que foi proposta por FOLK (1954) para rochas não consolidadas, utilizando-se no texto uma tradução (apresentada em anexo) dos termos originais por equivalentes em português.

### FRACÇÃO GROSSEIRA (16 a 180mm)

Os sedimentos colhidos para este estudo foram previamente sujeitos a uma lavagem com água corrente sobre um crivo de 10mm, seguida de secagem do material retido no crivo, para facilitar o trabalho de contagem e identificação litológica dos clastos.

Adoptaram-se como dimensões limites 16mm e 180mm, respectivamente inferior e superior, visto ser difícil macroscopicamente reconhecer a litologia nas partículas de dimensões inferiores ao primeiro limite, e nos depósitos estudados serem pouco frequentes ou ausentes elementos maiores que 180mm.

A análise dimensional obteve-se por contagem dos clastos (entre 400 e 700 por amostra) depois de medidos os seus eixos maiores, utilizando os seguintes intervalos de classe: 16-22mm, 22-32mm, 32-45mm, 45-64mm, 64-90mm, 90-128mm e 128-180mm.

O espectro litológico foi determinado em cada uma das classes dimensionais anteriormente referidas; nos casos dúbios a identificação foi realizada em superfície de fractura recente.

Para determinação dos índices de achatamento e desgaste foram seleccionados entre 100 a 125 seixos de quartzo da classe 22-32mm. A escolha desta classe dimensional resultou de duas razões: a principal refere-se à frequência e abundância destas dimensões nos sedimentos amostrados, e a segunda porque este tamanho permite a medição dos raios de curvatura a olho nu resultando numa considerável redução no tempo dispendido nestas leituras, mesmo assim sempre morosas.

## OBSERVAÇÃO À LUPA BINOCULAR

As subamostras foram previamente decantadas, para remoção da matriz limo-argilosa, e secas, sendo então observadas à lupa binocular.

## EXOSCOPIA

Os sedimentos seleccionados para estudo exoscópico foram lavados sobre um crivo de 62 $\mu$ m (MANKER e PONDER 1978), procedendo-se à secagem da fracção retida, seguida de crivação, isolando-se deste modo os grãos com dimensões compreendidas entre 0.5 e 1.0mm (SOUTENDAM 1967). Estes grãos foram então fervidos em ácido clorídrico durante 15 minutos, lavados em água destilada e secos (KRINSLEY e DOORNKAMP 1973). Posteriormente seleccionaram-se à lupa binocular grãos de quartzo monocristalinos e de aspecto limpo, dos quais se montaram 20 em película de verniz transparente sobre porta-amostra metálico, tendo sido cobertos com película de ouro e observados ao Microscópio Electrónico de Varredura (MEV). Utilizou-se para a observação das amostras o MEV instalado no *Centro de Metalurgia e Ciência de Materiais da Universidade do Porto (CEMMUP)*.

## MINERAIS PESADOS

Procedeu-se à crivação das subamostras, seleccionando-se para este estudo a classe dimensional entre 500 a 62 $\mu$ m, a qual foi lavada sobre o crivo de 62 $\mu$ m de modo a remover as partículas mais finas. Foram, então, tratadas as amostras com ácidos a quente: fervidas em ácido clorídrico, lavadas com água destilada, fervidas em ácido nítrico e novamente lavadas. A fracção densa, obtida após separação com bromoformio ( $d=2.89$ ), foi por fim montada em lâmina delgada para estudo ao microscópio petrográfico. Após identificação dos minerais transparentes presentes efectuou-se a quantificação dos mesmos procedendo-se do seguinte modo: foram contados cem grãos incluindo minerais opacos, obtendo-se assim a percentagem destes minerais, prosseguindo a contagem somente dos grãos de minerais transparentes novamente até obter 100, para determinação da percentagem de cada mineral transparente. Ainda relativamente à quantificação dos minerais não foram contados os grãos de micas, pois além de estarem sempre presentes verificou-se que a sua frequência nas lâminas era fortemente influenciada pelas pequenas variações na densidade do bromoformio, motivadas pelo processo utilizado na recuperação deste líquido.

## SEPARAÇÃO DA FRACÇÃO INFERIOR A 2 $\mu$ m

A separação desta fracção, tendo em vista o seu estudo mineralógico, obteve-se utilizando a metodologia geral descrita por HOLTZAPFFEL (1985), procedendo do seguinte modo: as subamostras foram lavadas com água destilada, e a suspensão obtida desfloculada por ciclos sucessivos de centrifugação, remoção

da água sobrenadante, agitação novamente com água destilada e centrifugação a baixas rotações (1.500 rpmín, durante 5 minutos). Nas amostras em que ao fim de seis ciclos permaneciam levemente flocculadas, foi-lhes adicionado uma ou duas gotas de hidróxido de amónia (NH<sub>4</sub>OH), diluído 1:1. A matéria orgânica grosseira é removida durante estas lavagens, pois permanece em suspensão na água sobrenadante. A recolha da fracção inferior a 2µm foi efectuada por pipetagem dos primeiros dois centímetros da suspensão após decorrido o tempo de sedimentação necessário, calculado segundo a lei de Stokes. O material pipetado foi concentrado por centrifugação, desta vez a rotações mais elevadas (2.500 rpmín, durante 60 minutos), e da pasta obtida, após homogeneização, fez-se um esfregaço montado na ranhura de uma lâmina de vidro.

### DIFRACTOMETRIA DE RAIOS X

Todos os difractogramas foram realizados usando radiação CuK<sub>α</sub>. Obtiveram-se difractogramas da rocha total em pó não orientado, e da fracção inferior a 2µm em pasta orientada. Desta fracção realizaram-se difractogramas da amostra sem qualquer tratamento, tratada com etileno-glicol e após aquecimento a 490°C.

A semiquantificação dos minerais presentes nas amostras, com o objectivo de possibilitar a comparação entre as amostras estudadas, referem-se às proporções entre os minerais, estimadas nos difractogramas e recalculadas para cem. Nos difractogramas de rocha total multiplicaram-se as alturas dos picos ou reflexões seleccionadas para cada um dos minerais, por factores calculados no Centre de Sedimentologie e de la Surface, Strasbourg, e obtidos no seguimento de trabalhos realizados por WEBER e LARQUE (1973), tendo como pico de referência a reflexão com  $d(101)=3.34\text{Å}$  do quartzo. Os espaçamentos das reflexões usadas e os factores pelos quais foram multiplicados as alturas dos picos foram os seguintes: mica (10,00Åx7); gibbsite (4,85Åx2,8); argilas (4,43-4,45Åx7); feldspato potássico (4,24Åx3); plagioclase (3,18Åx2); goethite (2,69Åx6). A mineralogia da fracção inferior a 2µm foi semiquantificada aplicando para os minerais de argila o método descrito por THOREZ *et al.* (1970), ao qual se adicionaram as alturas dos picos com  $d=4,85\text{Å}$  da gibbsite, e com  $d=4,18\text{Å}$  da goethite; todos os valores foram multiplicados pela unidade excepto a altura do pico da caulinite a qual foi dividida por 3.

### ESPECTROMETRIA DE INFRAVERMELHOS

Algumas das fracções inferiores a 2µm de amostras de depósitos foram estudadas por esta técnica no *Instituto de Edafologia y Biología Vegetal CSIC, Madrid*, tendo-se realizado dois tipos de diagramas: uns foram obtidos em

transmitância na região do espectro compreendida entre 4000 e 400 $\text{cm}^{-1}$  sobre pastilhas das amostras dispersas em brometo de potássio, e outros em absorbância entre 4000 e 2500 $\text{cm}^{-1}$  das amostras, previamente aquecidas a 105°C, misturadas com fluoroluble e montadas sobre um cristal de NaCl.

### MICROSCOPIA ELECTRÓNICA

As amostras estudadas na técnica anterior foram também observadas ao microscópio electrónico de transmissão (MET), no *Instituto de Edafologia y Biología Vegetal, CSIC, Madrid*, tendo-se recorrido ainda ao microscópio de varrimento (MEV), no *Department of Geology da Universidade de Reading*, para observação de outras fracções <2 $\mu\text{m}$ , de materiais granílicos e sedimentos.

### LÁMINAS DELGADAS

Foram confeccionadas além das correntes lâminas delgadas cobertas, lâminas polidas não cobertas, para microanálise, estas somente de granitos, que no caso das rochas alteradas se realizaram a partir das amostras colhidas com textura conservada e posteriormente impregnadas com araldite líquida.

### DETERMINAÇÃO DE pH

Os valores referem-se ao pH determinado numa suspensão constituída por 25ml de água destilada e 10g de granito, desagregado ou grosseiramente esmagado, agitada e seguida de repouso durante uma noite. As leituras realizaram-se após ajuste do pH-Meter à temperatura da suspensão, tendo o cuidado de lavar os eléctrodos entre as diversas medições, e ajustando frequentemente o aparelho utilizando soluções tampão.

### DETERMINAÇÃO DA DENSIDADE

A densidade estimada refere-se à densidade aparente, tendo sido efectuada sobre amostras colhidas com textura conservada.

Os resultados obtidos são a média de pelo menos duas determinações, com aproximação até às centésimas.

Resumidamente o procedimento consta de três etapas básicas:

- cálculo da *densidade aparente húmida* ( $d_h$ ) segundo a expressão:

$$d_h = \frac{\text{Peso da amostra}}{\text{Volume deslocado}}$$

em que o volume de mercúrio deslocado (Volume em  $\text{cm}^3$ ) é calculado, para evitar erros de leitura, dividindo o peso do mercúrio deslocado pela sua densidade (13,55):

- *avaliação da humidade* (W em %) presente na amostra pela expressão

$$W (\%) = \frac{\text{Peso da água}}{\text{Peso da amostra seca}} \times 100$$

em que o peso da água contida na amostra é estimado por diferença entre os pesos da amostra antes e após aquecimento, a 100-110°C durante 16 horas, tendo o cuidado de efectuar a segunda pesagem imediatamente após o aquecimento (ou após arrefecimento em excicador durante um tempo previamente estabelecido e mantido constante para todas as amostras).

- *correção do valor obtido anteriormente para a densidade calculando a densidade aparente seca ( $d_s$ )*

$$d_s = \frac{100 \times d_h}{100 + W}$$

### ANÁLISES QUÍMICAS

Após selecção procedeu-se à moagem de 2 a 5Kg de amostra, respectivamente de granito fino a porfíroide, utilizando um moinho de maxilas e vibroesmagadores para recipientes de vidro e água.

As análises químicas de rocha total foram obtidas por absorção atômica no *Laboratório Nacional de Engenharia e Tecnologia Industrial (LNETI)*.

## CAPÍTULO II

### SEDIMENTOS PLIO-QUATERNÁRIOS

Este capítulo é dedicado às formações sedimentares cartografadas nas cartas geológicas 1:50 000, folhas 5-A (Viana do Castelo) e 5-C (Barcelos), como "depósitos de terraço fluviais Plistocénicos e Plio-Plistocénicos", figurando naquelas cartas com as designações  $Q^2_a$ ,  $Q^2_b$ ,  $Q^3$ ,  $Q^4_a$  e  $Q^4_b$  em função da cota a que afloram (TELXEIRA *et al.* 1969, 1972).

#### 1 - DESCRIÇÃO

##### 1.1 - DEPÓSITOS NA BACIA DO RIO LIMA

O rio Lima nasce na *Serra de S. Mamede* (em Espanha), percorrendo 108 Km na totalidade do seu percurso até ao oceano Atlântico. Além do enchimento no leito actual, os restantes depósitos fluviais ocupam uma pequena parte no sector terminal desta bacia, situado a jusante de *Ponte da Barca*.

Após os primeiros trabalhos de campo rapidamente se verificou que os depósitos presentes nas duas margens não têm ligação directa entre si. Isto é, não representam um episódio de enchimento contínuo numa margem à outra. Por este motivo, optou-se por apresentar de montante para jusante uma descrição sumária dos depósitos de cada uma das margens em separado, mantendo estes dois conjuntos posteriormente na caracterização sedimentológica.













##### 1.1.1 - DEPÓSITOS NA MARGEM DIREITA (LIMA NORTE - LN)

A maioria das manchas cartografadas apresentam morfologia alongada, com orientação transversal em relação ao curso actual do rio Lima (fig.II.1), sugerindo alguma ligação genética com os afluentes desta margem. Os afloramentos destes depósitos são geralmente reliquias de fraca espessura e continuidade lateral; a maioria foi destruída pelas explorações quer de volfrâmio e estanho, quer de "barro vermelho" retirado nalguns locais dos micaxistos alterados subjacentes.

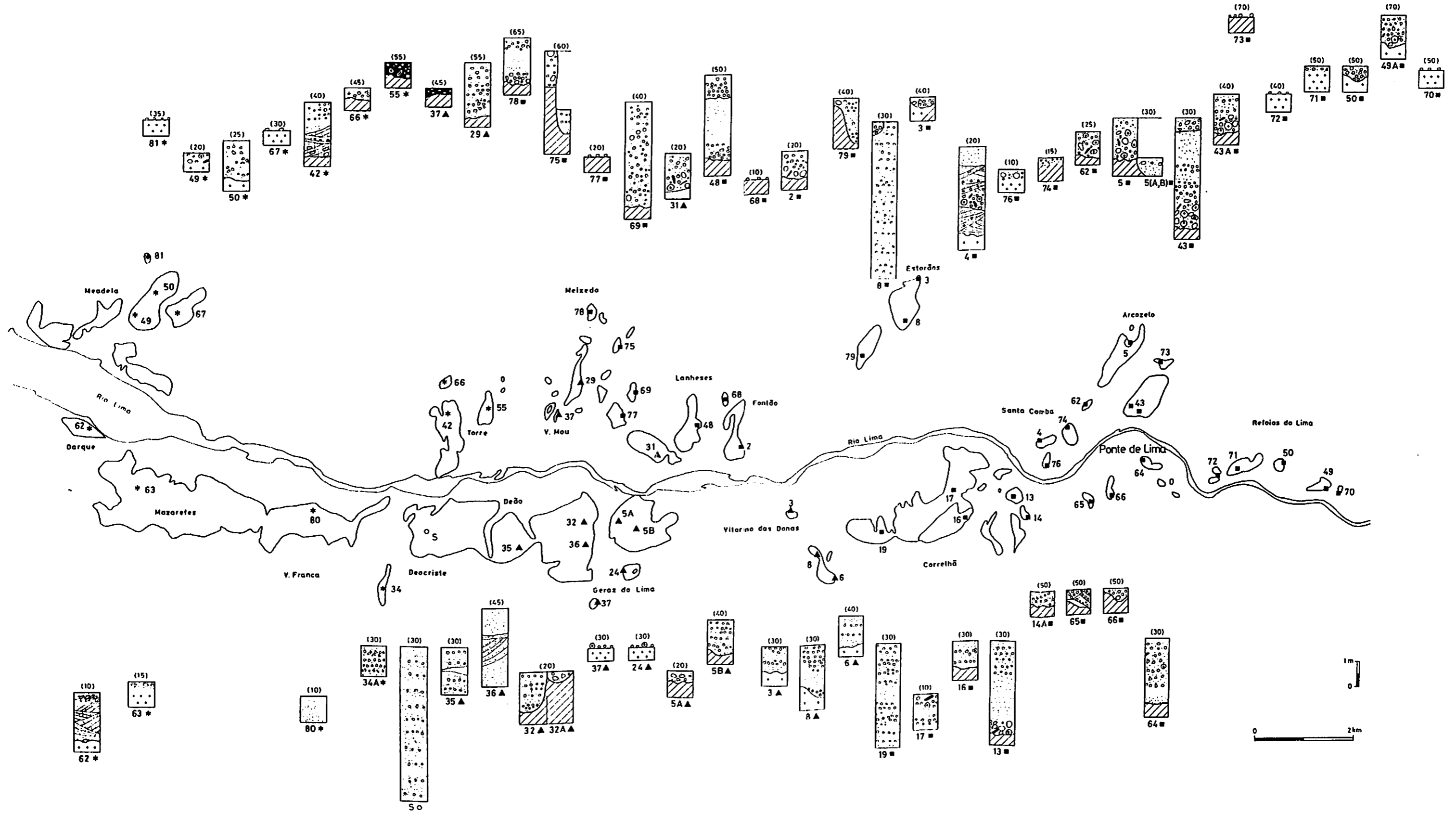


Fig.II.1 - Perfis esquemáticos dos depósitos situados na bacia do rio Lima; a disposição escalonada pretende representar a cota máxima aproximada a que afloram. (A escala horizontal refere-se à carta base e a vertical aos perfis).

LEGENDA:

(40)	Cota (m) da superfície do depósito
	Limo + argila
	Areia + limo + argila
	Seixos pequenos com e sem desgaste
	Seixos grandes e blocos de: quartzo
	rochas graníticas e metamórficas
	Conglomerado ferruginoso
	Rocha granítica sã
	" alterada
	Micaxisto alterado
	Estratificação entrecruzada em ventre
	Descontinuidade
40 ■	Referência do perfil de amostragem (▲ GL; ■ PL; * VC)
	Escala vertical dos perfis

DEPÓSITOS NA BACIA DO RIO LIMA.



## REFOIOS DO LIMA

Na região de *Refoios do Lima* (fig.II.1), sobre o granito porfiróide alterado (49.PL.1 e 2) próximo de *Sra. do Pilar* (49.PL; 49A.PL), ocorre um depósito, aproximadamente à cota de +70m, constituído por leitos subhorizontais de areia grosseira e areão, com seixos de quartzo rolado, envolvidos por matriz muito argilosa; lateralmente, ocorre grande concentração de elementos grosseiros caoticamente dispostos, 49A.PL.S (seixos grandes de quartzo e raros blocos de granito porfiróide local, alterado).

A mancha tendo como limite o contorno da curva de nível de +50m, à direita da anterior (fig.II.1), corresponde somente a raríssimos seixos de quartzo dispersos no solo (70.PL).

No lugar de *Outeiro* (50.PL) ainda são visíveis alguns vestígios do depósito fluvial, actualmente reduzido a cascalho muito mal calibrado (amostra 50.PL.2S) e praticamente sem matriz, incluindo ainda alguns blocos desgastados, com a dimensão máxima de 40cm. Este depósito situa-se a cerca de +50m (fig.II.1), mas os seus elementos por acção gravítica espalham-se pela vertente. Na base observa-se o granito muito alterado (50.PL.1).

Para jusante e ainda sobre o granito, a mancha alongada passando por *Real de Baixo* (71.PL) e as outras duas que se lhe seguem (72.PL), aflorando entre +40 a +50m (fig.II.1), correspondem a uma película de seixos de menores dimensões, com algum desgaste, misturados com o solo e com outros elementos angulosos, resultantes da fragmentação do quartzo filoniano local.

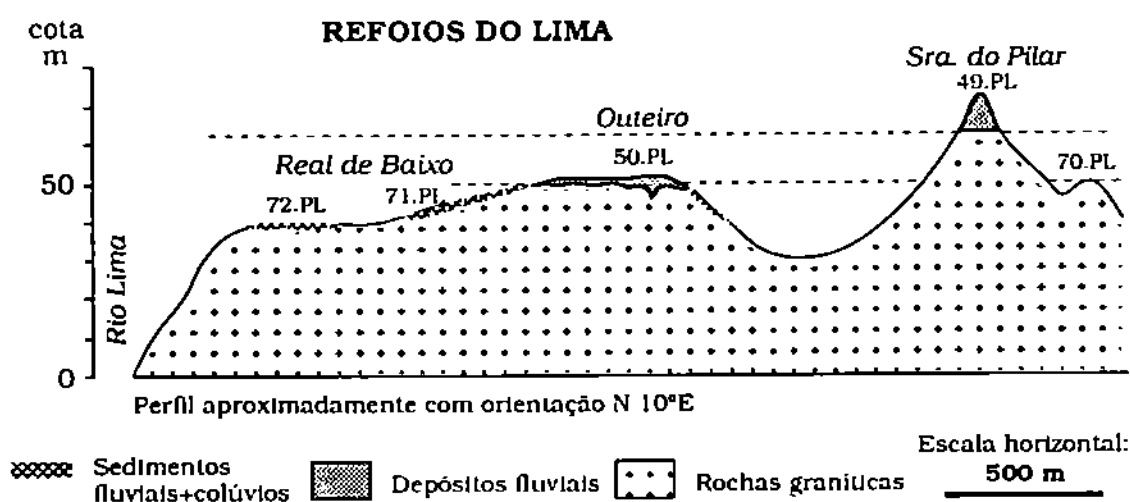


Fig.II.2 - Relação topográfica entre os vestígios de depósitos "in situ" (49.PL e 50.PL) e a ocorrência de materiais fluviais dispersos na região de Refoios do Lima. Espessura dos depósitos exagerada.

As observações feitas nestes locais, esquematizadas na figura II.2, indicam: a existência de um depósito resultante de enchimento fluvial, cuja base escavada no granito ocorre aproximadamente a +70m; vestígios doutro depósito, aparentemente "lavado" de matriz (50.PL), conservando parcialmente uma superfície reliquia modelada sobre granito, à cota de +50m.

### **ARCOZELO**

A região de *Arcozelo*, situada sobre os metassedimentos silúricos que ocorrem entre os maciços graníticos de Refoios do Lima e da Serra de Antelas - Sto. Ovídio, é drenada pelo rio Labruja observando-se nas suas margens depósitos subparalelos a este.

Na margem esquerda daquele rio, na superfície a cerca de +70m, encontram-se seixos de quartzo e quartzito, com pátina alaranjada (**73.PL**), ocorrendo estes também no patamar situado mais abaixo (+60m), ocupado pelo aglomerado populacional de *Faldejães* (fig.II.1). Aqueles sedimentos fazem parte dos materiais de cobertura que de modo irregular se dispersam sobre a vertente, embora nalguns locais, aproveitando ligeiras depressões nos micaxistos alterados (6.PL.1), formem pequenos depósitos coluviais, como observado em **6.PL**. Neste pequeno afloramento ocorrem seixos de quartzo e quartzito branco e negro, com desgaste variado e disposição paralela à vertente, envolvidos por uma matriz areno-limosa, castanha avermelhada a castanha escuro (6.PL.2 e 3) e removidos do depósito anteriormente referido (**73.PL**).

Os materiais que restam do depósito inicial instalado no patamar (+60m) de *Faldejães* parecem "ligar-se" a outro (fig.II.1) que se estende em direcção ao rio Lima (perfis **43.PL** e **43A.PL**, entre +30 a +40m de cota). Sobre o micaxisto, também alterado, o depósito inicia-se por uma unidade inferior muito grosseira e caótica, cujos elementos apresentam algum desgaste: observam-se seixos (43.PL.1S) e blocos (dimensão máxima 30cm) de quartzo, granito (alterado), quartzito, xistos a corneanas micáceas, envolvidos em matriz (43.PL.1) arenosa, com areão e alguns seixos pequenos de quartzo. Sobre esta e em continuidade individualizam-se, nitidamente no perfil **43.PL**, duas unidades, uma (43.PL.2) muito arenosa com seixos pequenos dispostos em leitos subhorizontais e outra (43.PL.3) mais fina e homogénea constituída por uma mistura de areia, limo e argila, com algum areão. No topo do perfil afloram seixos de quartzo com pouco desgaste (43.PL.4 e 4S) envolvidos por matriz areno-limosa castanha, separados dos materiais subjacentes por um contacto erosivo.

Na margem direita do rio Labruja encontram-se em *Arcozelo* (fig.II.1), na povoação e proximidade (**5.PL**), e em *Tendeiros* (**62.PL**), vestígios de cascalho, com elementos de litologia variada (quartzo, quartzomicaxisto, quartzito e granito).

mostrando desgaste e alteração, esta visível principalmente nos clastos de granito e micaxisto. O afloramento mais espesso é o do perfil **5.PL**, sobre micaxisto alterado (5.PL.1) cuja base aflora entre +20 a +30m, verificando-se que o cascalho contém matriz areno-limosa abundante, envolvendo os clastos depositados sem qualquer arranjo.

Contactando lateralmente com o micaxisto, na base do perfil **5.PL**, estende-se um patamar alongado, que se inicia a norte da povoação de *Arcozelo* e segue paralelamente ao rio Labruja, situando-se um pouco acima do aluvião do seu leito actual (aproximadamente à cota de +15m). Nos sedimentos com coloração castanho-avermelhada que constituem este depósito (fig.II.1), amostrados em dois perfis (**5.A.PL** e **5.B.PL**), diferenciou-se uma unidade inferior (5.A.PL.1 e 5.B.PL.1) areno-limo-argilosa com raros seixos, e sobre esta outra (5.A.PL.2 e 5.B.PL.2) mais escura, menos argilosa e com alguns calhaus de quartzo, rochas metamórficas quartzosas e raros fragmentos de granito duro.

Os depósitos observados nas duas margens alinham-se sensivelmente entre a orientação seguida pelo rio Labruja, no troço a montante de *Arcozelo* e a direcção aproximadamente N-S da veiga actual deste rio, onde ele serpenteia sobre os aluviões. Em corte transversal ao rio (fig.II.3), as duas margens apresentam um modelado dissimétrico: os depósitos da margem esquerda (= +70m) estão cerca de 40m acima dos depósitos da margem direita (= +30m). Estes sedimentos estão relacionados com o "paleo Labruja", que se deslocou gradualmente para W, antes de permanecer na posição média actual. Deste facto resultaram os depósitos observados nas duas margens, registando pelo menos três etapas importantes: a primeira correspondente aos vestígios encontrados entre +60 e +70m (**73.PL**), a segunda que originou os depósitos escalonados entre +40 a +20m (**43A.PL**, **43.PL**, **5.PL** e **62.PL**), e a última responsável pelo enchimento fino visível em posição lateral ligeiramente acima dos aluviões do leito actual (**5A.PL** e **5B.PL**).

As manchas situadas a norte de *Ponte de Lima*, próximas de *Santa Comba*, apresentam uma orientação subparalela ao rio Lima (fig.II.1), semelhante à orientação dos depósitos da região de *Refoios do Lima*, anteriormente descritos.

Somente no perfil **4.PL** se observam sedimentos "in situ"; este refere-se ao depósito instalado numa pequena elevação (+20m) na proximidade de *Santa Comba*, sobre granito alterado (4.PL.A1) da Serra de Antelas-St.<sup>o</sup> Ovidio. Na base (**4.PL**) observa-se areia grosseira sem matriz (4.PL.1), com raríssimos seixos pequenos de quartzo rolado e feldspato desagregável mas não argilificado. Sobre este nível arenoso existe, disposto em cunha, cascalho com elementos de litologia variada (4.PL.2 e 4.PL.2S), envolvido em matriz arenosa rica em seixos pequenos.

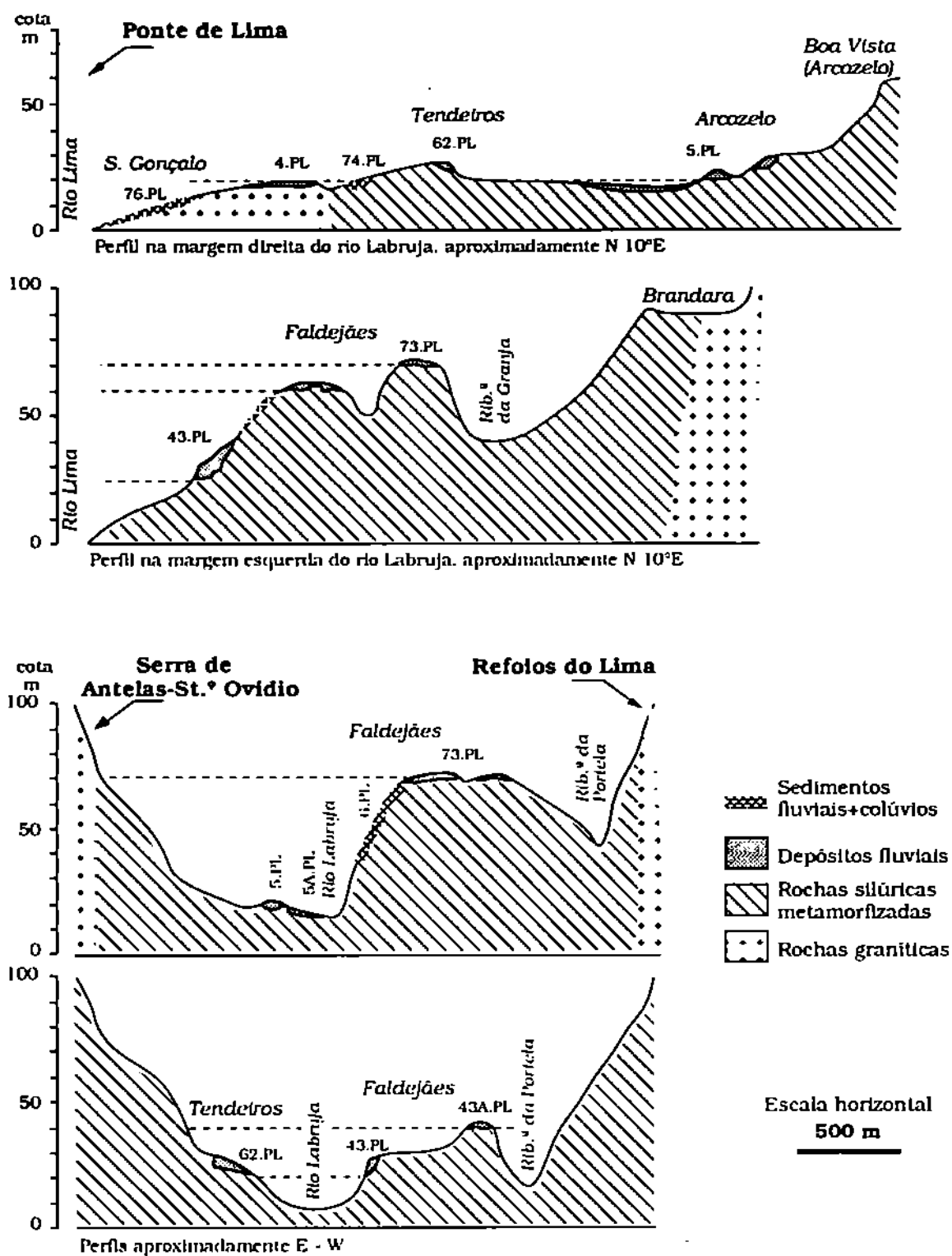


Fig.II.3 - Relação entre a posição dos depósitos existentes na região de Arcozelo - Ponte de Lima, nas margens do rio Labruja, vista segundo as perspectivas longitudinal (nos dois perfis do topo) e transversal (nos restantes). Espessura dos depósitos exagerada.

Seguem-se leitos entrecruzados de areia alternando com seixos pequenos e areão (4.PL.3), passando a leitos de areia e areão (4.PL.4); a unidade seguinte (4.PL.5), sem estratificação visível, é uma mistura de areia, limo e argila, no topo misturada com colúvios contendo seixos de quartzo dispersos.

A organização evidenciada neste depósito contrasta grandemente com a existente nos depósitos das margens do rio Labruja, de materiais menos seleccionados (4.PL.2S) que sugerem a acção dum fluxo selectivo, sujeito esporadicamente ao contributo lateral. A composição litológica do cascalho 4.PL.2S, é, à primeira vista, muito idêntica à dos depósitos 5.PL e 62.PL; além disso, a relação topográfica entre estes depósitos (fig.II.3) sugere pertencerem à mesma unidade.

As outras duas manchas cartografadas representam colúvios contendo elementos dos depósitos fluviais (fig.II.1 e II.3). Situam-se uma na superfície, a pouco mais de +10m de altitude em *Antepaço - Ponte de Lima* (74.PL), ocupada por colúvios, com seixos de quartzo dispersos sobre o xisto alterado, e a outra seguindo aproximadamente o contacto granito-metassedimentos, alongando-se em direcção ao rio Lima até à capela de *S. Gonçalo* (76.PL); nesta, uma mistura de clastos arredondados e angulosos, mais grosseiros que os anteriores, é acompanhada de blocos de quartzo, aflorando sobre granito quer fresco quer ligeiramente alterado, ao longo de fracturas.

## ESTORÃOS

No centro do anel granítico da Serra de Antelas - St.º Ovidio, sobre a associação de micaxistos (3.PL.1) e apófises graníticas (3.PL.1A) alterados, localizam-se dois depósitos alongados, no seguimento N-S do rio Estorãos relativamente ao tramo que atravessa o anel granítico.

Os depósitos de *Pregosa* (8.PL) e *Candeeira* (79.PL), afloram à cota máxima de +40m (fig.II.1), apresentando arquitectura e sedimentos muito semelhantes. Em 8.PL, perfil com a espessura de 6 metros, a máxima visível, aflora na base areia grosseira, quartzosa, com raros seixos (8.A.PL.1), sendo o restante depósito composto por areia mais grosseira com seixos pequenos de quartzo dispersos em leitos grosseiramente estratificados (8.A.PL.2 e 2S; 8.B.PL.1, 2, 3 e 8.B.PL.S). No topo desta unidade encaixa-se uma figura em canal preenchida por blocos desgastados (abundam dimensões superiores a 15cm).

Em *Candeeira* os sedimentos formam um patamar preenchendo o modelado irregular talhado sobre rochas do complexo xisto-granito.

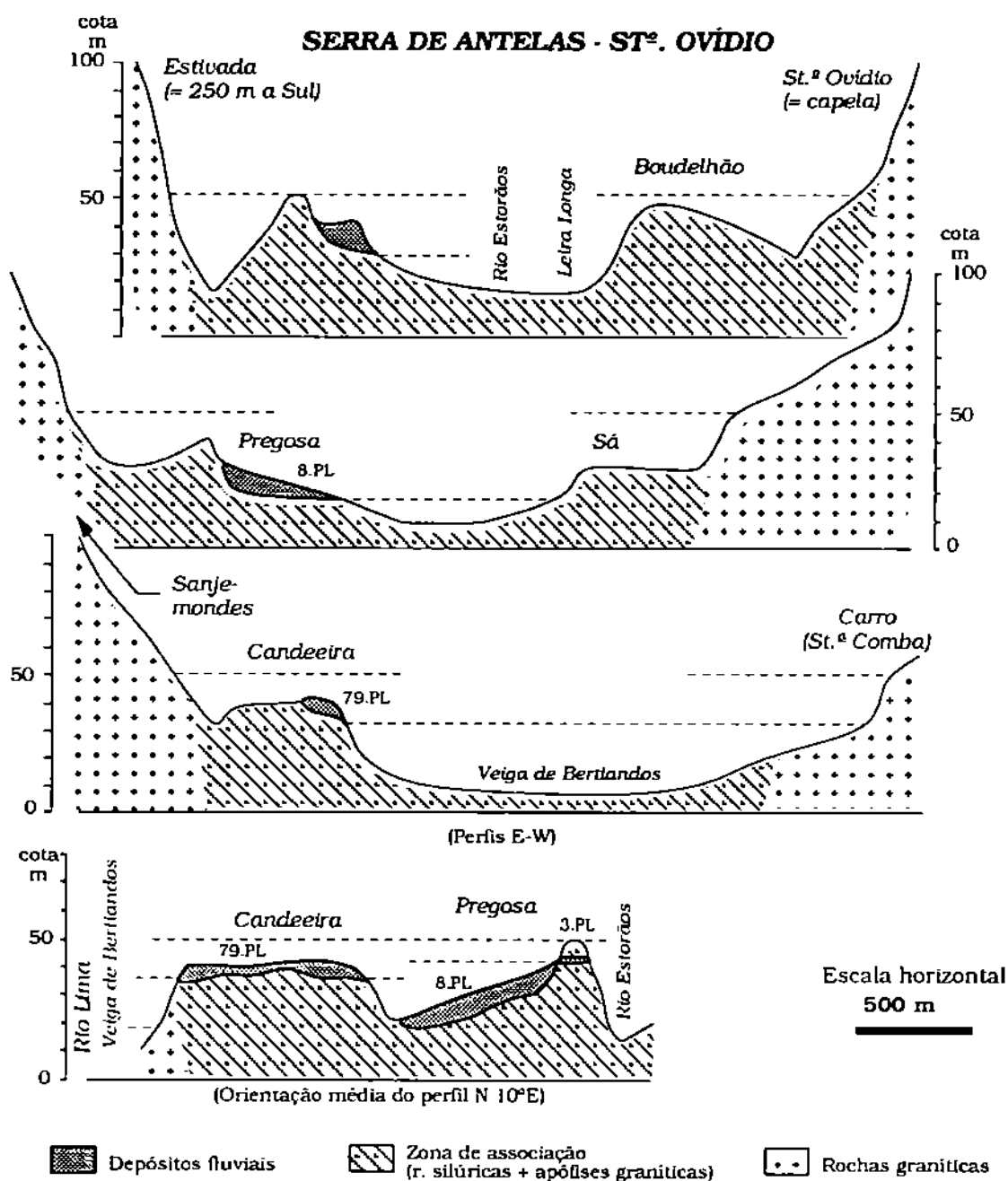


Fig.II.4 - Enquadramento dos depósitos de Estorãos - Candeeira na topografia interior do anel granítico formado pela Serra de Antelas - St.<sup>o</sup> Ovídio. O desnível entre os depósitos deve-se às diferenças de trajecto e incisão fluviais.



Pelas observações de campo, expressas nos perfis da figura II.4, o depósito de *Candeeira* conserva a etapa mais antiga de escavamento e enchimento, mais difícil de isolar na mancha de *Pregosa*. Esta, por sua vez indica claramente o encaixe do rio Estorãos para E, destruindo e redepositando parte dos sedimentos do depósito anterior.

### **REGIÃO ENTRE AS SERRAS DE PERRE E ANTELAS - ST.º OVÍDIO**

A região compreendida entre os maciços graníticos das Serras citadas corresponde à faixa contínua mais larga de metassedimentos silúricos que ocorre na área delimitada para este trabalho. Sobre estas rochas, predominantemente micaxistos a quartzomicaxistos, encontram-se os depósitos que são em seguida descritos.

#### **FONTÃO**

Em *Fontão (2.PL)*, no contacto com os metassedimentos silúricos e junto ao bordo oeste do anel granítico da Serra de Antelas-St.º Ovidio (fig.II.1 e II.5), ocorre cascalho incluindo alguns blocos desgastados (até 40cm). São predominantes os blocos de quartzo sobre os de quartzomicaxisto, micaxisto e granito, suportados por matriz (2.PL.1) arenosa com algum limo e seixos pequenos. É neste local que o depósito (a cerca de +20m de cota) está melhor representado, alimentando colúvios retidos em pequenas reentrâncias talhadas nos metassedimentos.

No patamar agricultado, um pouco acima de +10m (68.PL), observa-se cascalho misturado no solo, constituído principalmente por clastos de quartzo. É possível que este material resulte da destruição do depósito anterior, situado à direita.

#### **LANHESES**

Parte da povoação de *Lanhese*s localiza-se sobre uma lomba saliente na paisagem, devido aos encouraçamentos ferruginosos (goethite) presentes no depósito (48.PL) que aflora ligeiramente acima de +50m (fig.II.1 e II.5).

Observam-se sedimentos de matriz vermelha na parte inferior do afloramento (48.PL.1), seixos (48.PL.1S) em leitos de areia, sobrepostos por uma mistura de areia, limo e argila (48.PL.2), com aspecto maciço e zonas subverticais descoloridas por lixiviação do ferro. A unidade superior, cascalho (48.PL.3S) de escassa matriz (48.PL.3) arenosa, está separada dos sedimentos inferiores por um contacto erosivo. Os calhaus presentes neste depósito são predominantemente de composição siliciosa.

Junto ao rio, em *Lamas (31.GL)*, a curva de nível dos +20m (fig.II.1 e II.5) contorna um depósito constituído por mistura de areia, limo e argila (31.GL.1).

manchada de vermelho, sobreposta por cascalho arenoso (31.GL.2), onde abundam seixos pequenos de quartzo, mais desgastados que os de dimensões maiores (quartzo, granito e corneanas). Sobre esta unidade constituiu-se o solo (31.GL.3). Na superfície abaixo, em material retirado dum poço, observou-se areia micácea com matriz laranja e envolvendo seixos, levemente desgastados, de quartzo, quartzito micáceo, micaxistos e fragmentos de conglomerado ferruginoso. Segundo informações provenientes das sondagens executadas para a construção da ponte de Lanheses encontra-se "xisto" alterado a cerca de 9m de profundidade.

#### MEIXEDO - VILA MOU

A morfologia talhada neste sector define alguns patamares alongados aflorando a cotas variadas, cujos topos destas elevações estão cobertos por retalhos de depósitos, alguns também cimentados por goethite.

A superfície mais elevada contendo estes depósitos (fig.II.1 e II.5), atinge nalguns locais +65m, define-se desde *Bolêlo (Meixedo) (78.PL)*, continua em *Rasas e Vila Mou*, e está ainda presente em *Zolas (75.PL)*; aqui é possível observar dois fragmentos de depósito encaixados nos metassedimentos, ocorrendo as respectivas bases desniveladas, resultante do embutimento pelo talvegue. Os micaxistos da base encontram-se alterados (75.PL.1), e apresentam por vezes endurecimentos (de goethite) seguindo o plano de xistosidade subvertical. O depósito, visível "in situ" nos locais elevados e "protegidos" (bolsadas e raízes de árvores), é semelhante ao que se observa em **29.GL**: constituído por alguns blocos (de 15 a 35cm, de quartzo) e abundantes seixos desgastados de quartzo, dispostos em leitos mais ou menos arenosos (29.GL.2), por vezes com cimentações ferruginosas (de goethite), formando-se no topo o solo (29.GL.3). Alguns retalhos desses arenitos conglomeráticos ferruginosos formam patamares como os observados em *Vila Mou (37.GL)*.

Na base do depósito de *Peitilha (69.PL)*, aflorando entre +30 a +40m (fig.II.1 e II.5), o micaxisto (69.PL.1.1) apresenta-se de tal modo alterado que, segundo informação fornecida pela população local, forneceu "barro" para a cerâmica artesanal de telha, actualmente abandonada.

Ocorrem ainda seixos dispersos em *Sobral (77.PL)*, num pequeno patamar mais baixo (+20m) modelado nos metassedimentos (fig.II.5), expostos numa barreira com aproximadamente 10m de altura.

#### TORRE

Neste local (**55.VC**), assinalado como exploração abandonada de ferro, o "minério" é o cimento ferruginoso (goethite) do conglomerado, cujos elementos principalmente de quartzo possuem dimensões muito variadas, desde areia

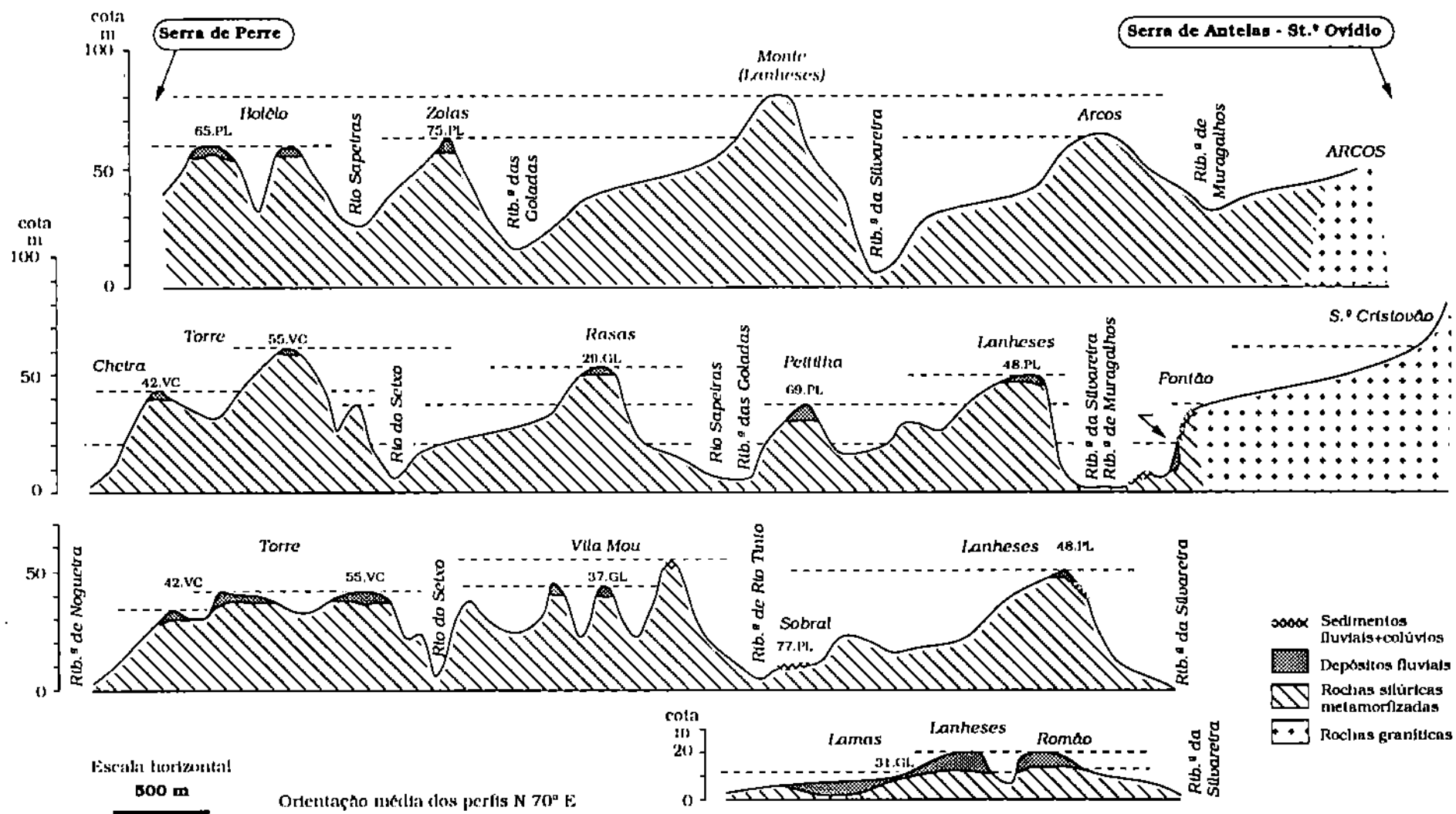


Fig.II.5 - Distribuição topográfica dos depósitos na região compreendida entre as serras de Perre e Antelas- St. Ovidio. Espessura dos depósitos exagerada.

grosseira a blocos, contendo também alguma matriz argilosa. Deste depósito, cujo topo se situa entre +50 e +60m, permanecem pequenas reliquias conservadas nos locais com mais forte cimentação (fig.II.1 e II.5).

Em *Cheira (66.VC)*, numa antiga exploração de estanho, encontram-se seixos amontoados e dispersos, representando vestígios do depósito (+40m) que se estende em direcção ao rio Lima, ainda visível em *42.VC* (fig.II.1 e II.5). Neste local distinguem-se duas unidades: na base, areia grosseira micácea (42.VC.1), com estratificação entrecruzada em ventre nítida, e alguns seixos dispersos; sobre esta, cascalho (constituído por seixos pequenos com desgaste variável; 42.VC.2 e 2S), com matriz laranja-acastanhada e alguns blocos desgastados (de xisto e quartzo). Nos elementos deste cascalho ocorrem ainda fragmentos desgastados de endurecimentos goethíticos, provenientes dos micaxistos alterados (endurecimentos observados segundo o plano de xistosidade).

Junto à margem do rio Lima, no patamar a cerca +10m situado acima dos aluviões recentes, observam-se frequentemente seixos com pátina alaranjada, de quartzo, granito ferruginizado e algumas rochas metamórficas quartzosas.

Do que foi descrito para os depósitos desta região pode-se salientar que na maioria dos depósitos o tipo de sedimentos e arquitectura presente é muito semelhante. Excluem-se deste grupo duas situações referentes respectivamente ao observado em *Fontão (2.PL)* e *Lamas (31.GL)*: depósitos com clastos de maior variedade litológica, menor selecção dos sedimentos e disposição menos organizada, bem como os materiais misturados em colúvios encontrados próximo de *Fontão (68.PL)* e *Sobral (77.PL)*.

Os perfis presentes na figura II.5 evidenciam claramente uma região dissecada por cursos de água, situando-se os depósitos, abaixo dos 80m de cota, numa posição de cobertura sobre algumas elevações. As observações de campo em geral e em particular os aspectos presentes nos depósitos de *Zolas*, permitiram verificar o embutimento dos depósitos, gerado durante o encaixe sucessivo da rede de drenagem.

## **MEADELA**

Na depressão central do anel granítico da Serra de Perre, encontram-se por vezes seixos ligeiramente desgastados dispersos nos materiais superficiais que cobrem o granito duro (*67.VC* e *81.VC*) ou alterado (*49.VC*). Estas ocorrências (fig.II.1) parecem delimitar uma zona ocupada por um depósito fluvial, gerado na dependência do curso de água, que actualmente está representado pela ribeira de Portuzelo e do qual muito localmente ainda se observam alguns vestígios. O melhor afloramento (*50.VC*) encontra-se numa pequena elevação (+26m), assente sobre

granito alterado, onde se observam (50.VC.1 e 50.VC.2S) no seio de matriz clara levemente alaranjada, leitos de areia e areão alternando muito grosseiramente com acumulações de seixos de quartzo, pouco desgastados.

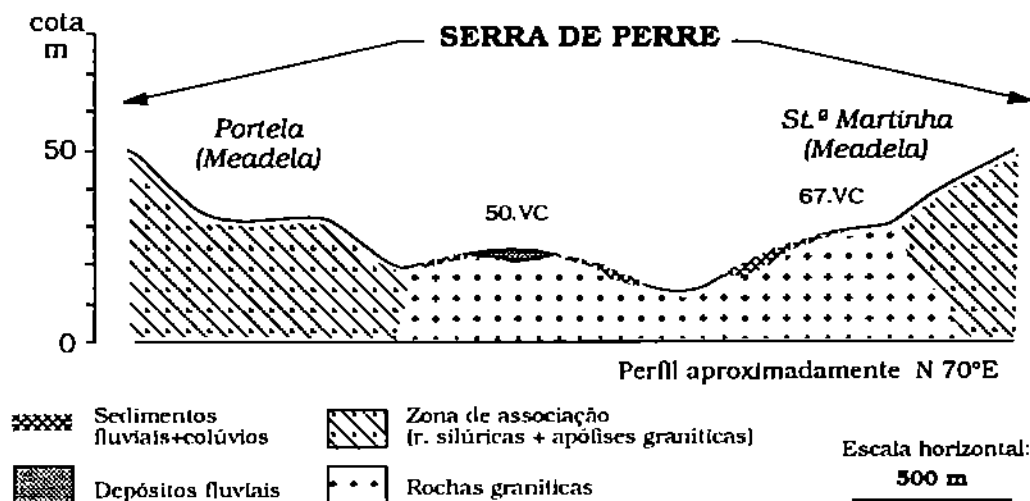


Fig.II.6 - Perfil geológico executado na região central da Serra de Perre onde ocorrem os vestígios do depósito fluvial descrito no texto. (Espessura do depósito exagerada).

Este depósito de *Meadela* teve provavelmente maior extensão do que actualmente se pode delimitar; supõe-se que inicialmente tivesse ocupado o patamar modelado a +30m conservado nesta região (fig.II.6). As manchas cartografadas na folha 5-A da carta geológica 1:50 000 (TEIXEIRA *et al.* 1972) ladeando para sul a zona de aluviões da ribeira, são colúvios contendo elementos grosseiros provenientes do depósito fluvial anteriormente descrito, calhaus de quartzo com desgaste e dimensões semelhantes aos observados em 49.VC e 50.VC.

### 1.1.2 - DEPÓSITOS NA MARGEM ESQUERDA (LIMA SUL - LS)

Os depósitos localizados na margem esquerda ocorrem subparalelamente ao rio Lima e, ao contrário dos da margem oposta, têm maior expressão quer em espessura quer em extensão (fig.II.1).

#### PONTE DE LIMA

Os depósitos mais a montante situam-se na proximidade de *Ponte de Lima*, sobre os metassedimentos ladeados pelos granitos de Refoios do Lima e Serra de Nora.

Reconhecem-se alguns sedimentos preenchendo bolsadas na superfície irregular talhada nas rochas silúricas metamorfozadas, aproximadamente à cota de

+50m (fig.II.1), pertencendo aos depósitos mais antigos. A rocha da base apresenta-se alterada e sobre ela, misturadas com o solo, observam-se junto a *Craсто* e mesmo já dentro do perímetro urbano de *Ponte de Lima* (66.PL), algumas concentrações de material muito grosseiro: fragmentos dos metassedimentos locais, blocos (atingindo 20cm) e alguns seixos de quartzo levemente desgastados. Formaram possivelmente um depósito único, incluindo o retalho 65.PL, constituído por leitos oblíquos de pequenos seixos desgastados (com predomínio de quartzo e quartzito), envoltos em escassa matriz arenosa (65.PL.1 a 5; 65.PL.1S e 3S). Reconhece-se a diminuição do tamanho das partículas quer em cada leito da base para o topo quer no sentido dos leitos mais afastados; admite-se tratar-se da arquitectura de uma barra lateral. No topo depositou-se material com dimensões idênticas mas com arranjo caótico, por vezes com elementos dispostos verticalmente, resultante de transporte mais violento do tipo turbilhonar.

Representam certamente depósitos que atingiram cotas maiores visto que, pontualmente, alimentaram pequenos depósitos coluviais como o de 12.PL. Neste local, sobre o micaxisto muito alterado (12A.PL.1 e 12B.PL.1) encontram-se: fragmentos daquele micaxisto (alguns atingindo 30cm), seixos levemente burilados de quartzo até 15cm e pequenos seixos (<5cm) também de quartzo mas com desgaste evidente. Estes clastos estão envolvidos por uma matriz areno-limosa, de cor castanha a borra de vinho (12B.PL.2). Segue-se uma unidade (12B.PL.3) contendo desde areão grosseiro a lodo (limo + argila). Sobre este conjunto observam-se: encouraçamentos lineares e fragmentos angulosos de xisto (alguns ferruginizados e dimensão máxima de 40cm), dispostos obliquamente seguindo o pendor local, no seio de matriz (12A.PL.2) areno-limo-argilosa; são sobrepostos por outra unidade (12A.PL.3), onde aumenta a frequência de seixos pequenos de quartzo, com desgaste variável, incluídos em matriz areno-limosa.

Além destes enchimentos (a +50m) observa-se outro mais baixo em *Craсто* (64.PL), cuja cota do topo atinge +30m (fig.II.1). Tendo ainda como base micaxisto alterado vermelho, o depósito é formado por areia limo-argilosa (64.PL.1) micácea, sobreposto por cascalho arenoso em matriz limosa (64.PL.2), contendo seixos (64.PL.2S) de quartzo quase sem desgaste e fragmentos de micaxisto e granito alterados.

Estes depósitos situam-se claramente acima dos que se observam na margem oposta na região (4.PL e 74.PL) em frente de *Ponte de Lima* (fig.II.1 e II.7).

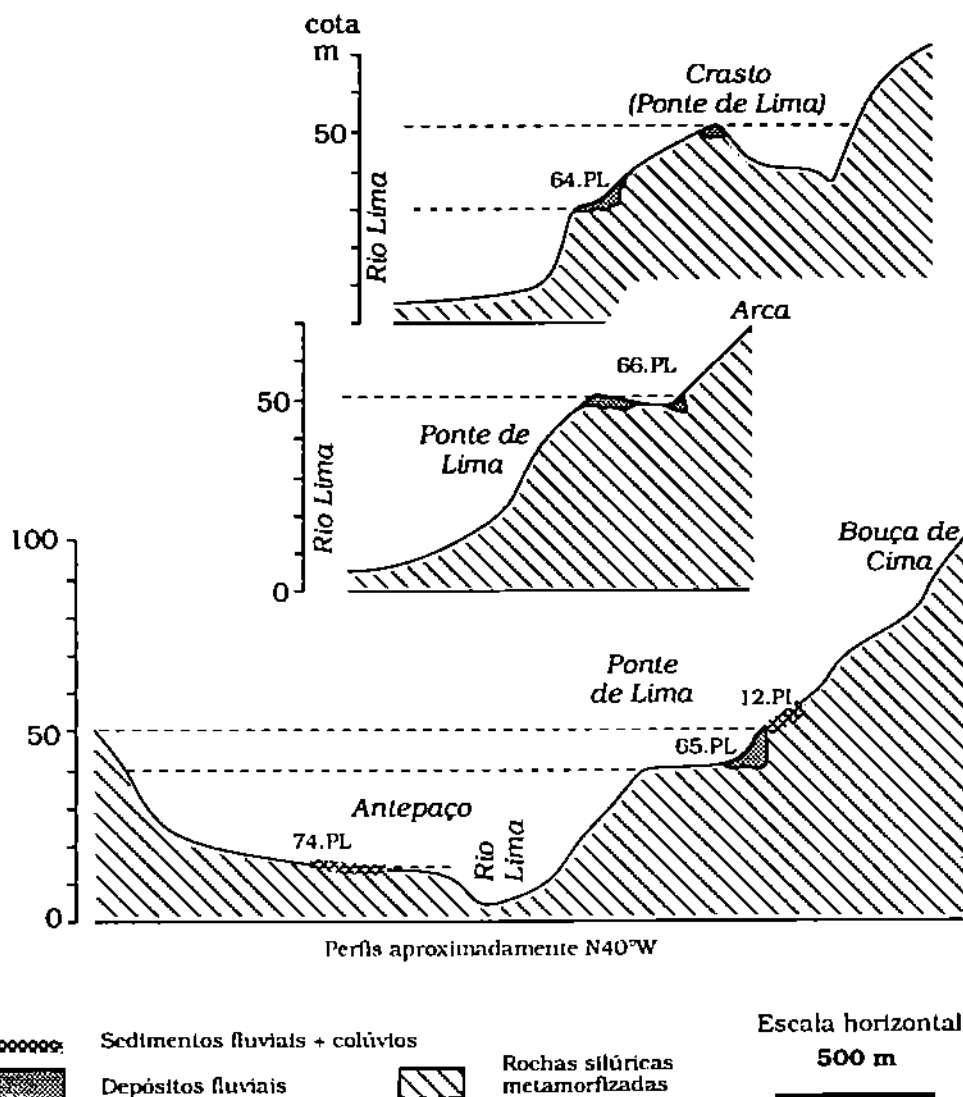


Fig. II.7 - Perfis geológicos executados na região de Ponte de Lima. Os dois primeiros mostram parte da margem esquerda do rio Lima e o terceiro inclui a margem direita. Espessura dos depósitos exagerada.

### PONTE DE LIMA - VITORINO DAS DONAS

Para jusante de Ponte de Lima existem ainda depósitos sobre os metassedimentos silúricos na região entre *Feitosa* e *Correlhá* (14A.PL), e sobre o granito da Serra de Nora (17.PL, 19.PL, 3.GL, 6.GL e 8.GL) entre *Correlhá* e *Vitorino das Donas* (fig.II.1).

Em *Feitosa* (14A.PL) o depósito, cujo topo aflora a +50m, é constituído por leitos subhorizontais de areia e seixos pequenos de quartzo, desgastados, alternando com areia mais grosseira, esporadicamente cimentada por oxihidróxidos de ferro. Próximo (14.PL), sobre micaxistos alterados vermelhos borra de vinho (14.PL.1), acumula-se material de vertente (14.PL.2) limo-argiloso, com coloração semelhante, incluindo clastos de quartzo sem desgaste.

Na superfície mais baixa (+30m) modelada nos metassedimentos e granito, observa-se num pequeno relevo (**13.PL**) o testemunho dum depósito (fig.II.1) sobre o micaxisto deformado e alterado. É constituído na base por areia levemente argilosa com seixos pequenos de quartzo (predominam dimensões próximas de 3cm) e raros fragmentos de xisto e granito (13.PL.1), seguindo-se areia grosseira bem calibrada (13.PL.2), e (13.PL.3) uma mistura de areia e areão, com raros seixos pequenos de quartzo. Lateralmente observa-se vestígios de cascalho (13.PL.1S) muito grosseiro, incluindo também alguns blocos (40cm no máximo) de quartzo, com desgaste, frequentemente dispersos no chão. Este depósito, cujo topo aflora a cerca +30m (fig.II.1) e se estende para *Correlhã* (**16.PL** e **19.PL**), é bastante uniforme quer relativamente às dimensões das partículas quer na sua arquitectura. É constituído por leitos de areia e areão alternando com leitos de areia fina, em matriz de limo e argila (19.PL.1); o topo desta unidade apresenta-se erodido, e na base da unidade seguinte ocorrem algumas "bolas argilosas" (cauliniticas) no seio de cascalho arenoso (19.PL.2 e 2S). Para o topo o depósito mostra arquitectura semelhante mas conteúdo matricial menor; ocorre areão+areia (19.PL.3), com leitos de seixos rolados (19.PL.4; 4S e 4AS), material semelhante a 16.PL.2, que junto à superfície ocorrem sem estratificação visível (19.PL.5).

A espessura deste depósito não é constante, pois se junto aos perfis acima indicados é possível observar a base granítica, esta parece ocorrer muito mais abaixo junto a **17.PL**, na superfície agricultada (+10m). Escavações (com cerca de 1,5m) realizadas para alicerces de habitações permitiram observar sedimentos idênticos aos anteriores, situados na base do material amostrado como 17.PL.1; este é constituído por areia com algum limo+argila e seixos pequenos com desgaste, de quartzo e alguns de granito e micaxisto.

Ainda sobre a superfície modelada entre +30 e +40m no granito da Serra de Nora, próximo de *Vitorino das Donas*, foram observados depósitos vestigiais, a que se referem as manchas cartografadas em *Sta. Maria do Barco* (**3.GL**) e entre *Outeiro-Sobreiro* (**6.GL** e **8.GL**). O granito, que aqui apresenta grau de alteração variado (8.GL.1; 8A.GL.1 e 2; 8B.GL.1), está coberto por retalhos de: cascalho arenoso (8B.GL.2) a cascalho areno-limoso (8A.GL.3 e 4), com elementos de quartzo geralmente desgastados; segue-se areão e areia grosseira dispostos em leitos em matriz argilosa (6.GL.1 e 2; 8.GL.2 e 8B.GL.3); novamente cascalho arenoso (8.GL.3 e 4; 3S e 4S; 8B.GL.4). Em *Sta. Maria do Barco* (**3.GL**) o granito está mais alterado (3A.GL.1), e sobre ele distinguem-se duas unidades sedimentares compostas por seixos desgastados de quartzo: a inferior mais fina (3.GL.1) com abundantes seixos pequenos (1cm) no seio de matriz limosa alaranjada e outra superior arenosa (3.GL.2 e 2S) com seixos mais grosseiros (3cm).



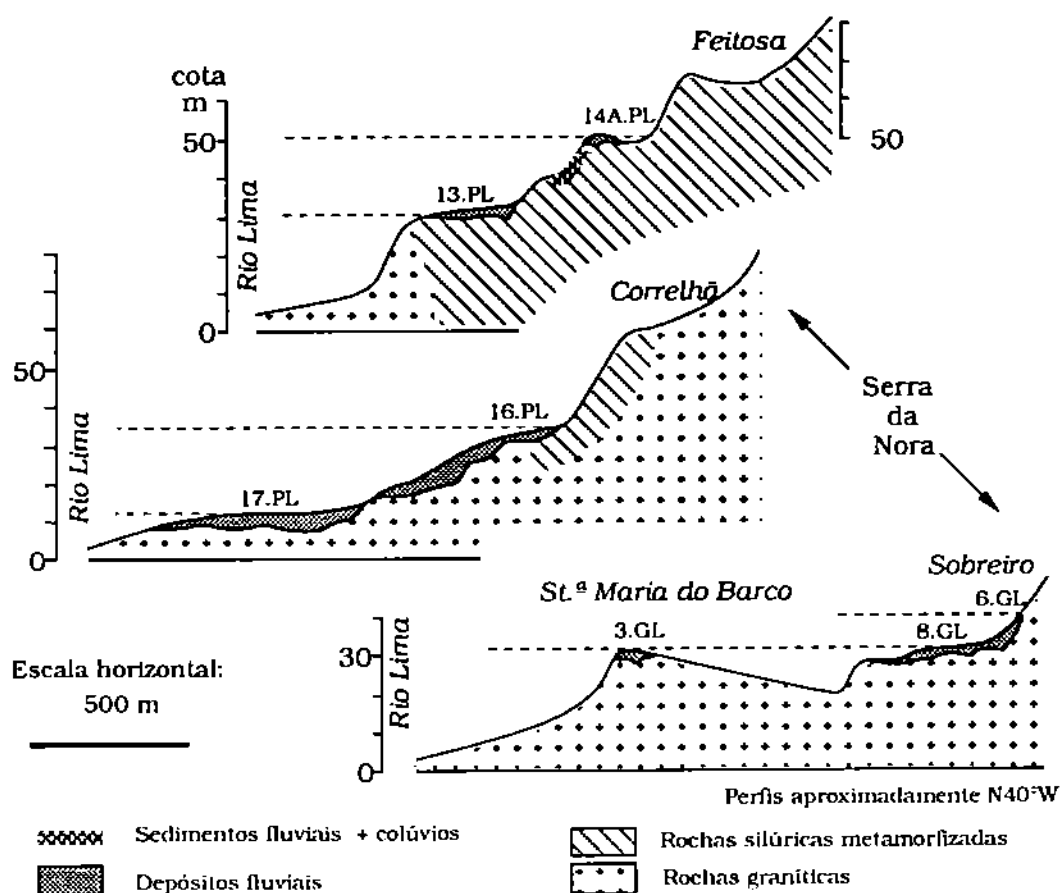


Fig. II.8 - Relação topográfica entre os depósitos aflorando na região entre Feitosa e Vitorino das Donas (margem esquerda do rio Lima). Espessura dos depósitos exagerada.

No conjunto (fig.II.8) todos os depósitos, excepto **14A.PL**, parecem integrar um enchimento comum, posterior, erodindo o episódio anterior, a que pertencem 14A.PL e os depósitos mais elevados junto de Ponte de Lima (65.PL e 66.PL). Justifica-se assim o escalonamento e fragmentação do depósito inicial.

### MOREIRA DE GERAZ DO LIMA - DEÃO

Sobre as vertentes da Serra de Nora e Serra da Padela junto a *Geraz do Lima*, ocorrem dispersos em duas áreas relativamente restritas, seixos e blocos de quartzo (alguns com pátina acastanhada), rochas metamórficas quartzosas e granito ferruginizado (**24.GL**). Em **37.GL** além daquelas litologias ocorrem clastos de granito porfiróide duro. São vestígios de depósitos (fig.II.1) cuja base deve corresponder sensivelmente à cota máxima a que aqueles sedimentos são observados, cerca de +30m, enriquecidos pelas litologias locais, principalmente blocos, e dispersos nas vertentes por acção gravítica.

Mais importantes são os sedimentos que ocorrem desde *Quinta da Torre* até *Deocriste*, interrompidos em *Moreira de Geraz do Lima* pelo encaixe do ribeiro do Lourinhal (fig.II.1), instalado sobre os metassedimentos situados entre os granitos

da Serra de Nora e Serra da Padela. O depósito contém desde cascalho arenoso (5.GL.1; 5B.GL.1 e 1S) a areão e areia grosseira com seixos pequenos (32.GL.2 e 32.GL.3; 35.GL.1 e 35.GL.3), alternando com leitos de areia mais fina e de limo+argila, muitas vezes com estratificação entrecruzada nítida (36.GL.1, 36.GL.2 e 36.GL.3). O conteúdo matricial é em geral bastante rico em argila, conferindo grande coesão aos grãos; nalguns locais ocorrem mesmo camadas lenticulares limo-argilosas (32.GL.1; 35.GL.2). Os elementos mais grosseiros são predominantemente seixos pequenos de quartzo com desgaste bem evidente.

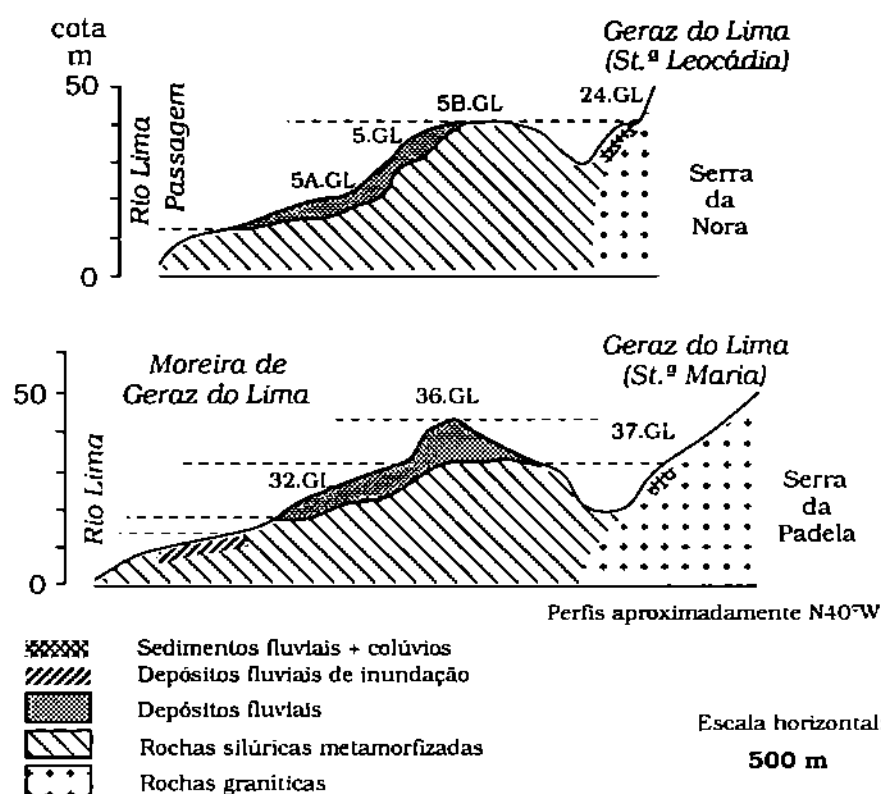


Fig. II.9 - Perfis geológicos realizados na margem esquerda do rio Lima, entre Quinta da Torre (Moreira de Geraz do Lima) e Geraz do Lima, representando os depósitos que se estendem para jusante até Deocriste. (Espessura dos depósitos extrapolada).

Salientam-se ainda alguns aspectos observados localmente. No perfil **32A.GL** sobre micaxisto alterado (32A.GL.1.1 e 32A.GL.1.2), assenta um cascalho grosseiro, cujos clastos pouco desgastados (32.GL.2S) se distribuem caoticamente na matriz areno-argilosa (32A.GL.2). Contacta lateralmente o depósito menos grosseiro anteriormente descrito (32.GL.2 e 32.GL.3). Ambos estão cobertos por areia limo-argilosa (32.GL.4), de aspecto maciço. Noutra local, assinalado como **5A.GL**, foi retirado dum poço situado no patamar a +10m de cota, cascalho (5A.GL.1S) e areia grosseira; à profundidade de 7m atingiu-se o substrato de micaxisto alterado, cinzento. Por último, as sondagens realizadas para as fundações da fábrica

Celnorte atingiram neste local (**S** na fig.II.1) os metassedimentos alterados da base, atravessando cerca de 9m de areia argilosa com seixos, estes visíveis à superfície.

As características presentes na maioria dos afloramentos são muito semelhantes às dos sedimentos observados entre *Correlhã* e *Vitorino das Donas* (a que se referem os perfis **16.PL**, **17.PL**, **19.PI**, **3.GL**, **6.GL** e **8.GL**). Admite-se que sejam contemporâneos e resultantes do mesmo enchimento que pode ter atingido uma cota máxima próxima ou superior a +50m (fig.II.1 e II.9).

#### **DEOCRISTE-SUBPORTELA**

Os metassedimentos, predominantemente micaxistos (34.VC.1; 10.GL.1), ocorrem localmente muito alterados, transformados numa mistura relativamente homogênea de limo e argila com areia. Por vezes alimentam depósitos de vertente (34.VC.2 e 3; 10.GL.2 e 3), incluindo em 34.VC.3 fragmentos (entre 4 a 25cm) de quartzo, quartzito negro e alguns de granito, no seio de areia limosa, e em 10.GL.2 e 10.GL.3 fragmentos de micaxisto de grandes dimensões dispostos preferencialmente na base e cobertos por sedimentos areno-limosos. Distinguem-se destes os sedimentos que formam o depósito fluvial (**34A.VC**) gerado por um pequeno afluente do rio Lima (fig.II.1) ainda activo actualmente: seixos angulosos de quartzo, com 6 a 8cm (raramente dimensões superiores), dispostos em leitos subhorizontais no seio de areão micáceo.

#### **VILA FRANCA - MAZAREFES**

Esta região é muito baixa (cerca de +10m) junto ao rio Lima, subindo ligeiramente para o interior.

Em *Mós* (**80.VC**), observa-se no patamar agricultado uma cobertura negra, relativamente espessa (cerca de 1.5m), de areia fina limosa muito micácea. O depósito diminui de espessura para jusante (**63.VC**), onde se encontra reduzido a uma película vestigial, incorporando seixos quartzíticos muito achatados e desgastados (desgaste nitidamente adquirido em ambiente de praia), assente directamente sobre granito duro ou muito pouco alterado.

Para o interior encontram-se por vezes alguns clastos com desgaste fluvial, muito dispersos nos colúvios superficiais, que se observam sobre o granito duro, sendo muito difícil delimitar os dois depósitos, fluvial e marinho.

As observações realizadas, incluindo informações obtidas nas sondagens para a nova ponte sobre o rio Lima, permitem a interpretação representada na figura II.10.

Assim, é possível que os sedimentos presentes a montante tivessem sido aqui também acumulados, com destruição do depósito inicial, observando-se agora a superfície base modelada no granito. Actualmente esta superfície está parcialmente

coberta por colúvios, contendo vestígios quer do depósito fluvial anterior quer dum outro episódio de sedimentação, mas neste caso do meio marinho. O depósito fluvial de inundação, que se observa ao longo desta margem do rio Lima, utilizado para a agricultura, é um evento mais recente, sedimentologicamente semelhante aos sedimentos superficiais das insuas e do sapal no estuário do rio Lima (ALVES e ALVES 1993).

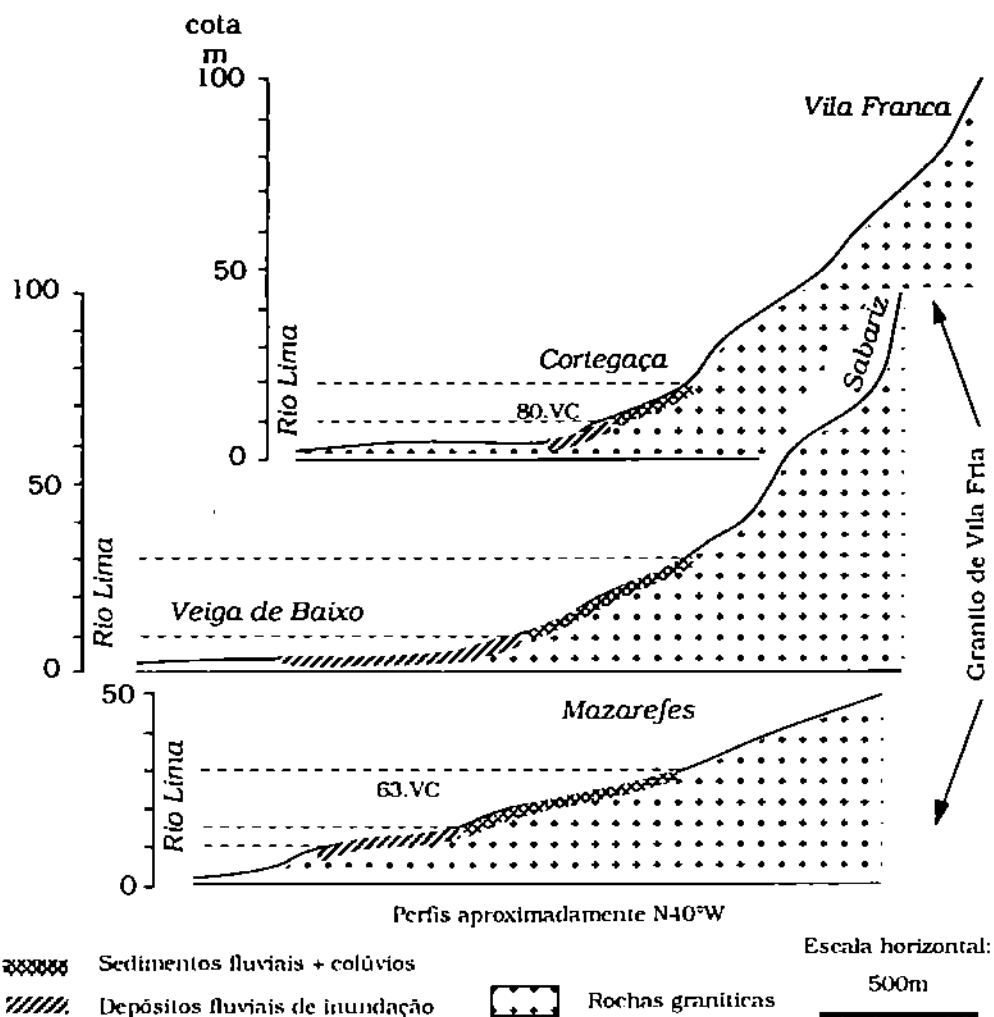














Fig. 11.10 - Perfis ilustrando o relevo modelado no granito de Vila Franca - Vila Fria, e a distribuição dos materiais sedimentares de origem fluvial (descrição no texto).

## DARQUE

No alicerce para uma casa (62.VC) observou-se sobre granito duro, seixos achatados dispersos e parcialmente envolvidos por leitos de areia sem matriz (62.VC.1), com estratificação entrecruzada em ventre, distinguindo-se os leitos pelo conteúdo e tamanho das micas presentes. Sobre a areia ocorre cascalho arenoso (62.VC.2) formando um corpo lenticular, constituído por seixos achatados e muito

Fig.II.11 - Representação esquemática de alguns perfis de amostragem nos depósitos de Alvarães.

LEGENDA:

- (40) Cota (m) da superfície do depósito
-  Limo + argila
  -  Areia + limo + argila
  -  Seixos pequenos com e sem desgaste
  -  Seixos grandes e blocos de:  
quarzo
  -  rochas graníticas e metamórficas
  -  Barro vermelho bioturbado
  -  Rocha granítica sã
  -  " alterada
  -  Micaxisto alterado
  -  Estratificação entrecruzada em ventre
  -  Descontinuidade
- 25 \* Referência do perfil de amostragem  
(★ ALV; ☆ CAR; \* VC)
-  Escala vertical dos perfis



## CAPAREIROS

Em *Capareiros* (**1.CAR**) o depósito propriamente dito, é constituído por leitos centimétricos arenosos, com intercalações de outros mais finos limo-argilosos (amostrados em conjunto como 1.CAR.2 e 1.CAR.4), contendo unidades mais grosseiras de cascalho arenoso (1.CAR.1; 1.CAR.5 e 5S) e areia (1.CAR.3). Na base, contactando o granito porfiróide alterado, observam-se blocos rolados deste granito e raros fragmentos de micaxisto, no seio de argila manchada, areão e seixos de quartzo rolados. Inicialmente o depósito devia incorporar as pequenas relíquias isoladas que se observam ainda "In situ" na proximidade (**19.CAR**); a mancha cartografada junto a *Boticas* (**18.CAR**) corresponde a seixos dispersos no chão concentrados numa área reduzida, sem a matriz inicial do depósito.

## SIÃO

Nesta zona situa-se o contacto entre os granitos de *Alvarães-Vila Fria* e os metassedimentos da faixa *Deocrite-Fragoso*, parcialmente oculto por sedimentos.

No perfil **3.CAR**, localizado sobre micaxisto alterado (3.CAR.A1) muito perto do referido contacto, observam-se da base para o topo: leitos entrecruzados de areia com alguma argila (3.CAR.1); areia limo-argilosa vermelha (3.CAR.2), nalguns pontos descolorida verticalmente, com seixos grandes e blocos com orla ferruginizada, de litologia variada (rochas graníticas e metamórficas, alteradas) (3.CAR.2S) no contacto com a unidade inferior; o topo desta unidade está erodido, separando uma formação superior mais grosseira, constituída por leitos de cascalho arenoso (3.CAR.3 e 4; 3.1S, 3S e 4S) e areia com seixos (3.CAR.5, 6 e 7), diminuindo a frequência destes para o topo. A matriz apresenta coloração alaranjada a vermelha, excepto as unidades mais superficiais, mais escuras devido à penetração da matéria orgânica: castanho (3.CAR.7) e castanho escuro (3.CAR.8). Em todo o perfil são frequentes pequenos encouraçamentos que ocorrem de forma descontínua; no entanto, estes encouraçamentos são mais espessos noutros locais, onde a formação superior mais grosseira contacta directamente a base menos permeável de micaxisto alterado.

Deste depósito, cuja superfície se situa neste região à cota máxima de +76m, aflora na maioria das vezes areia com seixos (6.CAR.S), e raramente areia limo-argilosa.

## CHASQUEIRA - ANHA

È nesta mancha em forma de "L" que se localizam a maioria das explorações de argilas.

Em *Chasqueira* (estampa II.1a; fig.II.11 e II.12) a espessura destes sedimentos atingem cerca de 36m. (**15.ALV**, **15A.ALV** e **16A.ALV**), dos quais a



## ESTAMPA II.1



Depósitos de Alvarães: frente de exploração em Chasqueira expondo o barro vermelho e sedimentos caulínicos (a); pormenor do barro vermelho (b) e das litofácies arenosas associadas (c).



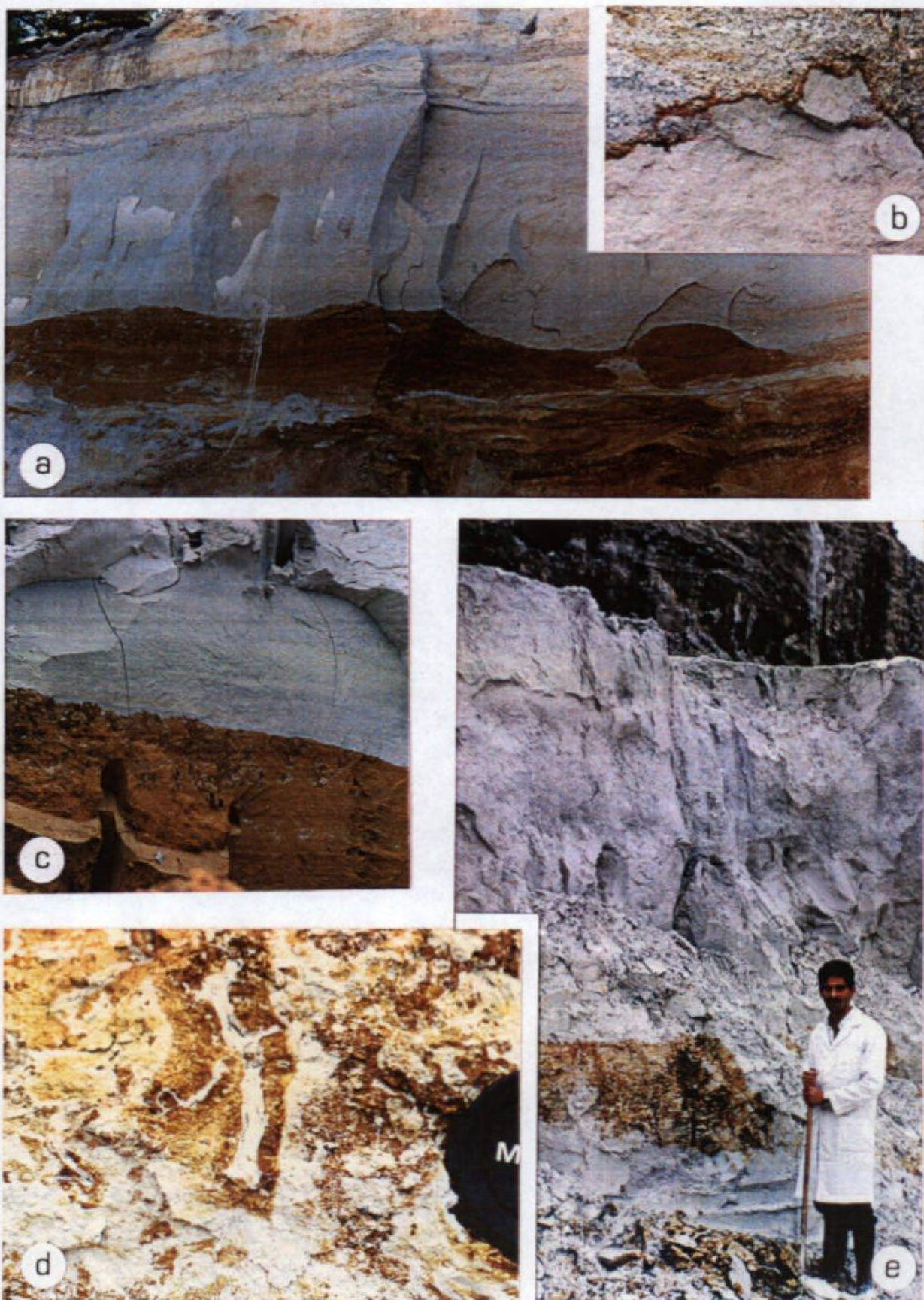
unidade inferior (cerca de 10 a 18m de espessura) é explorada como barro vermelho para a cerâmica (estampa II.1a e b). Texturalmente é uma mistura de limo e argila quase em proporções iguais (15.ALV.1; 15A.ALV.1 e 16A.ALV.1), onde raramente se encontram areão e seixos de quartzo desgastados. Embora bastante constante, quer em aspecto quer em granulometria, a deposição destes sedimentos incluiu episódios mais grosseiros, arenosos. A estes se referem: os corpos arenosos amostrados (15.ALV.2), com estratificação entrecruzada planar bem marcada; e os leitos subhorizontais de areia fina a média, alternando com leitos de areia média a grosseira e leitos de areão (estampa II.1c), expostos recentemente no recuo da frente de exploração onde se realizou o perfil **15.ALV**. O aspecto que apresenta, vermelho manchado não geometricamente, é motivado pela existência de goethite, ausente nas zonas cinzentas aumentando esta nas porções laranja e vermelhas; algumas porções acinzentadas situam-se em redor de canaliculos milimétricos, alguns ocos, e em redor destes, observa-se por vezes a disposição concêntrica das partículas ligeiramente mais argilosas (estampa II.1b). Em pequenos domínios é possível observar a laminação inicial nestes sedimentos, evidenciada pelos contrastes de coloração; no topo é descolorido (15.ALV.3; 15A.ALV.2 e 16A.ALV.2), numa faixa ondulada de espessura variável (desde alguns centímetros a 1m; estampa II.1a e b). As características macroscópicas descritas sugerem deposição em condições subaéreas, facilitando a oxidação do ferro, e ocupação vegetal contemporânea. A acção radicular provocou o remeximento das partículas e redução do ferro nas porções directamente em contacto; a deposição da parte superior com desagregação subhorizontal terá ocorrido após erosão parcial deste material e destruição da flora ali instalada.

Sobre o topo erodido daquele "barro vermelho" (fig.II.12) assenta a formação superior mais grosseira, mostrando estratificação entrecruzada em ventre. É constituída por: leitos de areia+areão em matriz limo-argilosa, alguns incluindo seixos pequenos de quartzo desgastados; lenticulas limo-argilosas intercaladas no material anterior; no topo sedimentos muito finos, essencialmente limo e argila, de aspecto maciço (estampas II.1a, II.2.a, II.3a, II.5a). Neste conjunto identificam-se várias sequências positivas, separadas por superfícies erosivas cavadas nos corpos limo-argilosos (estampa II.2.a e II.2b), observando-se por vezes intraclastos deste material incluídos nas sequências suprajacentes (estampa II.4a).

Alguns destes corpos de sedimentos finos apresentam evidências de terem sido depositados em ambiente oxidante, na presença de bastante ferro e de vegetação; verifica-se que a cor branco resulta da lixiviação da goethite, de tal modo que com esta se perde a laminação horizontal, conferindo-lhes o aspecto aparentemente claro maciço descrito para estas bancadas cauliniticas (estampa II.2.a, II.2.c, II.2.d e II.2.e).



## ESTAMPA II.2



Depósitos de Alvarães, frente de exploração em Chasqueira: a- vista geral dos sedimentos caulínicos da formação superior; b- contacto erosivo no topo duma das sequências positivas; c, d, e- lodo caulínítico, pormenores do caulino e barro vermelho.

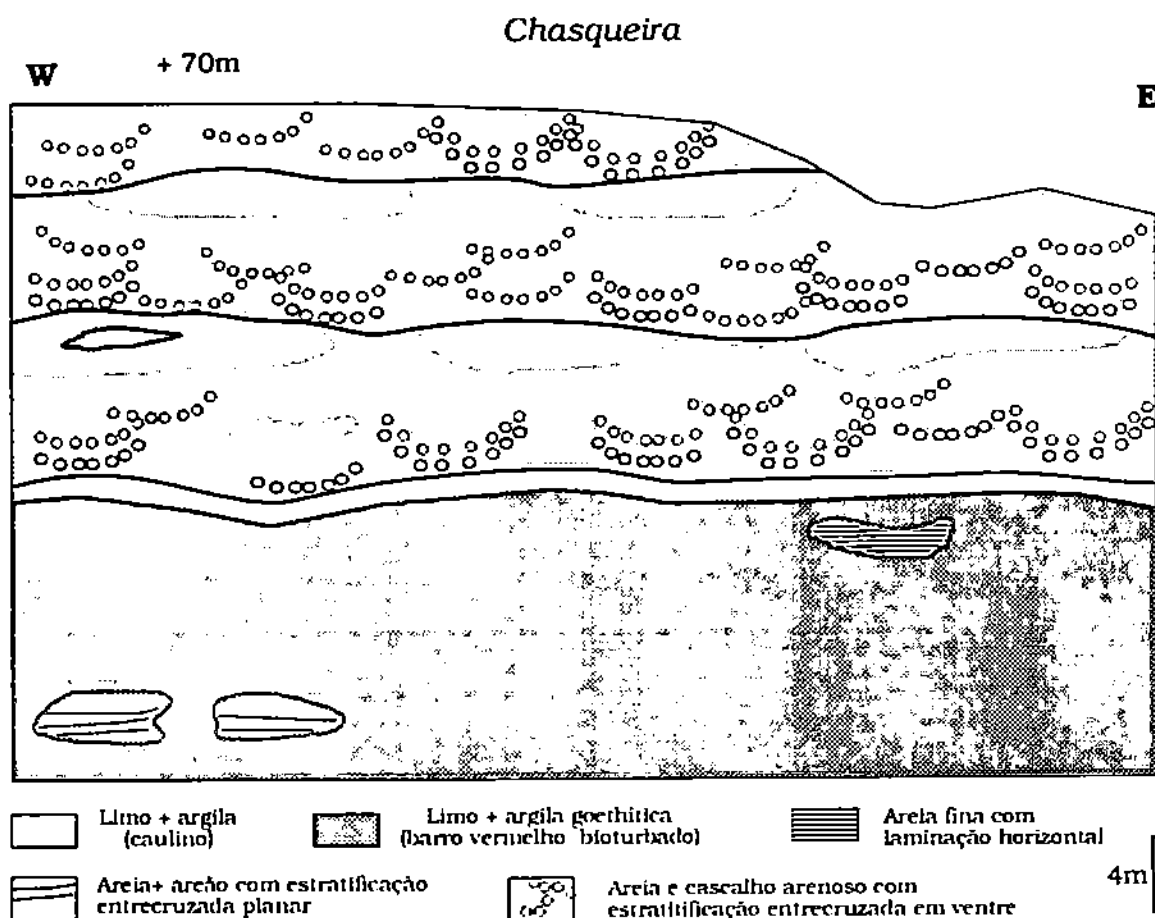


Fig.II.12 - Depósitos de Alvarães: distribuição das litofácies na região de Chasqueira (Alvarães). Perfil com aproximadamente 400m de extensão.

Nos restantes perfis (fig.II.11) observaram-se unidades semelhantes à formação superior descrita (estampas II.3, II.4 e II.5a), ocorrendo com espessura variável e leves variações nas litofácies, desde mais grosseira incluindo seixos, a mais fina com tendência limo-argilosa. Nalguns locais observa-se a base do depósito, na maior parte dos casos granito alterado (**27.ALV**, **55.ALV**, **10.ALV**, **10A.ALV**, **41.ALV**, **34.ALV**, **39.ALV**, **25.VC** (base no contacto granito-micaxisto, alterados), **28.VC**, **7A.ALV**, **35.ALV**, **48.ALV**, **22.VC**), ocorrendo junto desta por vezes clastos de quartzo e fragmentos de rochas, pouco desgastados (**10A.ALV**, **25.VC**, **7A.ALV**), raramente incluindo alguns feldspatos parcialmente argilificados (**7.ALV**). Para oeste da EN-13 (**29.ALV**), o depósito é predominantemente constituído por areia e areão com matriz argilosa muito abundante, com estratificação entrecruzada em ventre nítida.

Em *Paço (Vila Fria)*, no bordo do depósito (**22.VC**), o granito da base encontra-se muito caulinizado, de tal modo que exploram caulino sedimentar e



residual, o mesmo sucedendo em *Fonte Branca (10.ALV, 10A.ALV)*. O depósito fluvial (figuras II.11 e II.13) não contacta directamente o granito, mas sim uma formação cuja textura é semelhante à das arenas graníticas; a areia muito grosseira, de quartzo e mica, está suportada numa matriz francamente caulinitica, sem feldspatos, incluindo alguns seixos angulosos de quartzo e bolas de granito local alterado, dispostos em alinhamentos. Na vertical é possível identificar várias "escoadas no manto de alteração", evidenciadas pelos níveis daqueles clastos (granito e quartzo), figura II.13; estas alterites alóctones resultam do deslizamento em massa do manto de alteração na vertente e de alguns deslizamentos elementares do material mais móvel.

O enchimento fluvial assenta, por contacto erosivo, sobre aquela formação, aprofundando para Oeste (*Teodoro - Cruzes Vermelhas - 51.ALV*). Além das unidades fluviais arenosas, com seixos e matriz argilosa, ocorrem também corpos limo-argilosos de geometria e espessura variáveis (fig.II.13), com vestígios de laminação horizontal; estes corpos de granulometria mais fina são utilizados como matéria-prima para a cerâmica de barro vermelho, devido à quantidade de goethite presente. Também neste sector ocorrem unidades finas goethíticas (51.ALV.3), por vezes com fendas de desidratação subverticais, lixiviadas, permitindo a desagregação destes corpos em "blocos facetados". Tal como outras unidades semelhantes do depósito na região de *Chasqueira* (estampa II.5b) apresentam frequentemente evidências de bioturbação radicular.

Numa das tentativas de exploração, situada próximo do local onde exploraram "barro negro", observou-se sob uma sequência arenosa equivalente a 51.ALV.4, uma unidade limo-argilosa, acinzentada, com fragmentos de lenhite. Assim, é possível que esta argila fossilífera corresponda à argila com *Juniperoxylon pachyderma*, referida por TEIXEIRA *et al* (1972), correspondendo o barro vermelho por ele citado às unidades ainda actualmente exploradas como tal (estampa II.3b).

No topo dos depósitos encontra-se, duma maneira generalizada, sedimentos de matriz castanha, identificados facilmente pelo contraste com a matriz frequente no depósito fluvial, incluindo algum material removido algures das vertentes rochosas e depósitos. Alguns aspectos merecem atenção, como o facto de que por vezes ocorrem seixos angulosos (22A.VC.5) definindo uma "linha de pedras" no contacto com o depósito fluvial (fig.II.13).

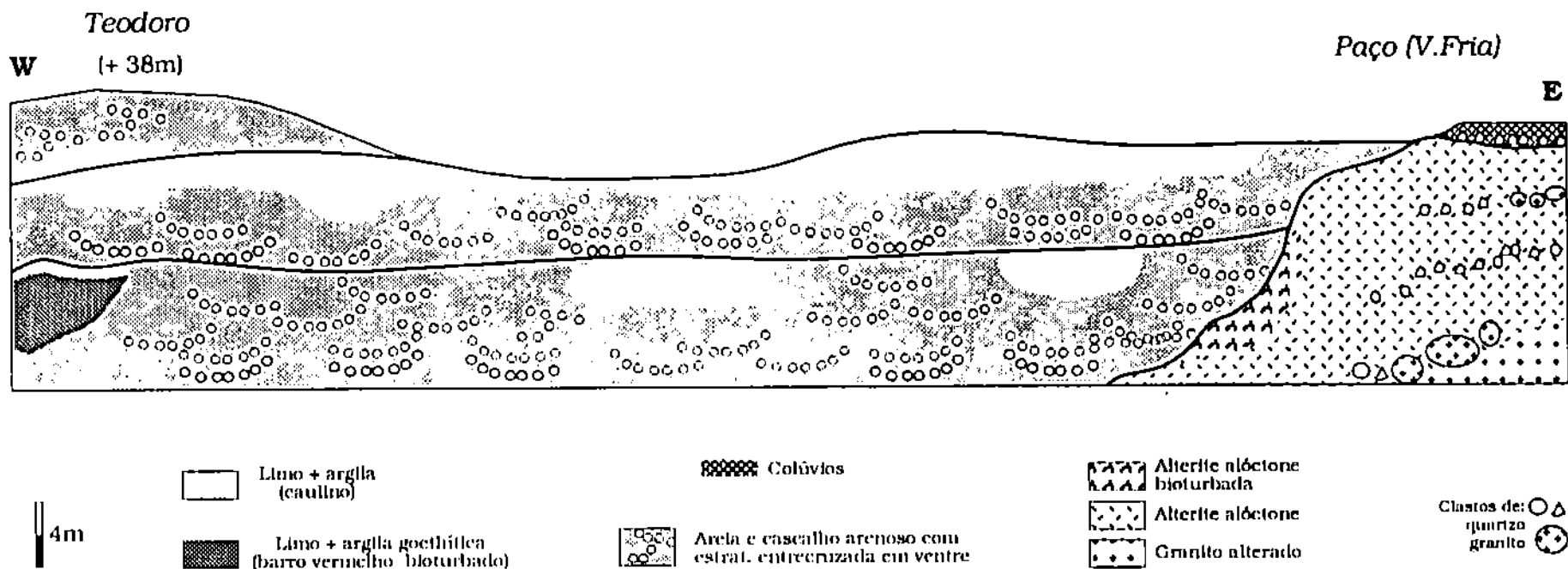


Fig.II.13 - Depósitos de Alvarães: distribuição das litofácies na região Teodoro - Paço (Vila Fria). Perfil com aproximadamente 1 Km de extensão.

### 1.2.2 - OUTROS DEPÓSITOS DE ALVARÃES (OT. ALV)

Ocorrendo como retalhos sem ligação aparente com os depósitos ALV anteriormente descritos, encontram-se os seguintes depósitos de menor extensão (fig.II.11):

- Junto da ponte sobre o rio Neiva (**42.ALV**), entre *Chasqueira e Fragoso*, ocorrem, no solo parcialmente agricultado de uma faixa alongada subparalela ao rio, seixos de desgaste semelhante aos dos que foram observados nos depósitos de Alvarães descritos:

- ainda em *Chasqueira* (**43.ALV**) sobre o granito duro (43.ALV.1) observam-se bolsadas com areia, alguns seixos e matriz castanha a negra (43.ALV.2 e 3);

- em *Monte Ola* (**60.VC**) ocorrem, pontualmente sobre o granito muito caulinizado, leitos subhorizontais de areia e areão, em matriz caulínica;

- na região de *Vila Fria* (**1.VC, 1A.VC, 19A.VC, 35.VC e 35A.VC**) aflora granito muito alterado (nalguns pontos com espessura superior a 25m) coberto por vezes por sedimentos arenosos com alguns clastos grosseiros, sendo a matriz limo-argilosa geralmente clara, excepto em 19A.VC.2 e 3 onde é negra. Próximo do perfil **35.VC** foi explorado caulino no granito alterado sob o depósito, destruindo praticamente o afloramento, pouco espesso (cerca de 2m) e que se reduz lateralmente a alguns seixos e blocos pouco desgastados incluídos em matriz laranja acastanhada (35A.VC.2), em continuidade com o solo desenvolvido sobre ele. Junto ao perfil 19A.VC, ocorre um aluvião (**19.VC**) dum pequeno curso de água recente embora actualmente não activo, com cerca de 1m de espessura, cujos sedimentos são completamente distintos do material observado em **19A.VC**; este aluvião é formado pela alternância de leitos subhorizontais de areia e areão com sedimentos mais finos (areia muito fina + limo) e negros, onde se observam grande quantidade de mica e feldspato.

Na margem esquerda do rio Neiva foram cartografadas, na folha 5-C (Barcelos) da carta 1:50 000 (TEIXEIRA *et al.* 1969), manchas que embora não representem depósitos contínuos em toda a extensão marcada, na realidade eles são importantes pois parecem ter pertencido à rede de drenagem responsável pela génese dos depósitos de Alvarães (fig.II.11). As observações realizadas nesta área permitem resumir o seguinte:

- em *Penedo (Fragoso)*, **15.CAR.** observa-se um cascalho constituído por rochas metamórficas locais, onde predominam micaxisto duro, relativamente a quartzito, xisto carbonoso e quartzo (sem desgaste importante, dimensões que atingem 20cm), no seio de matriz limo-argilosa pouco abundante; nos fragmentos de micaxisto é visível ligeiro bordo de alteração, avançando do exterior para o

interior e micas brancas brilhantes. Lateralmente àquele cascalho, ocorrem sedimentos limo-argilosos, de coloração vermelha ligeiramente manchada, incluindo raros blocos de quartzo, pouco desgastados, dispostos caoticamente;

- num patamar triangular sobre granito duro encaixado entre duas ribeiras em *Madorra (Aldreu)*, **70.ALV**, encontram-se no solo agricultado seixos de dimensão variada, principalmente de quartzo e algumas rochas metamórficas (corneanas quartzosas e micaxistos alterados):

- a estrada que passa por *Forjães*, **71.ALV**, ligando a EN-13 à EN-103, atravessa vestígios dum depósito, identificado pela presença de seixos de quartzo pouco desgastados dispersos no solo, e ainda duma bolsada sobre o granito (ligeiramente alterado), onde além de clastos semelhantes àqueles também ocorrem bolas do granito porfiróide local, com bordos alterados.

O granito que aflora na periferia dos depósitos de Alvarães apresenta-se por vezes muito alterado, como já foi referido anteriormente; é bastante frequente observarem-se formações correspondendo a "arenas" quer autóctones quer alóctones, estas muitas vezes contaminadas com outros materiais coluviais, constituindo deste modo uma formação de cobertura. Algumas destas ocorrências são apresentadas a seguir:

- nas margens do rio Neiva o granito aflora como rocha fresca, sendo por este facto frequentemente alvo de pequenas explorações para pedra de construção; encontra-se por vezes com alteração superficial (**19.ALV**), formando-se uma pequena capa arenizada (19.ALV.1), atinge nalguns pontos o máximo 1m, coberta por colúvios com matriz laranja a castanha incluindo alguns seixos (19.ALV 2 e 3);

- noutro local (**39A.ALV**) *Gândara (Castelo do Neiva)*, preenchendo um pequeno vale sobre a vertente oeste do granito caulinizado, na proximidade do perfil **39.ALV**, encontra-se uma formação coluvial fina, areno-limosa, castanho escura (39A.ALV.1);

- na estrada EN-13 (**17.ALV**), perto da lixeira de Viana do Castelo em Alvarães, o granito pouco alterado (17.ALV.1 e 2) está coberto por uma película fina de areia limosa, laranja (17.ALV.3);

- próximo (**35B.VC**) dos perfis já descritos 35.VC e 35A.VC, o granito caulinizado (35B.VC.1) é gradualmente coberto por uma formação escura areno-limosa (35B.VC.2 e 3).

# Amostragem nos depósitos sedimentares

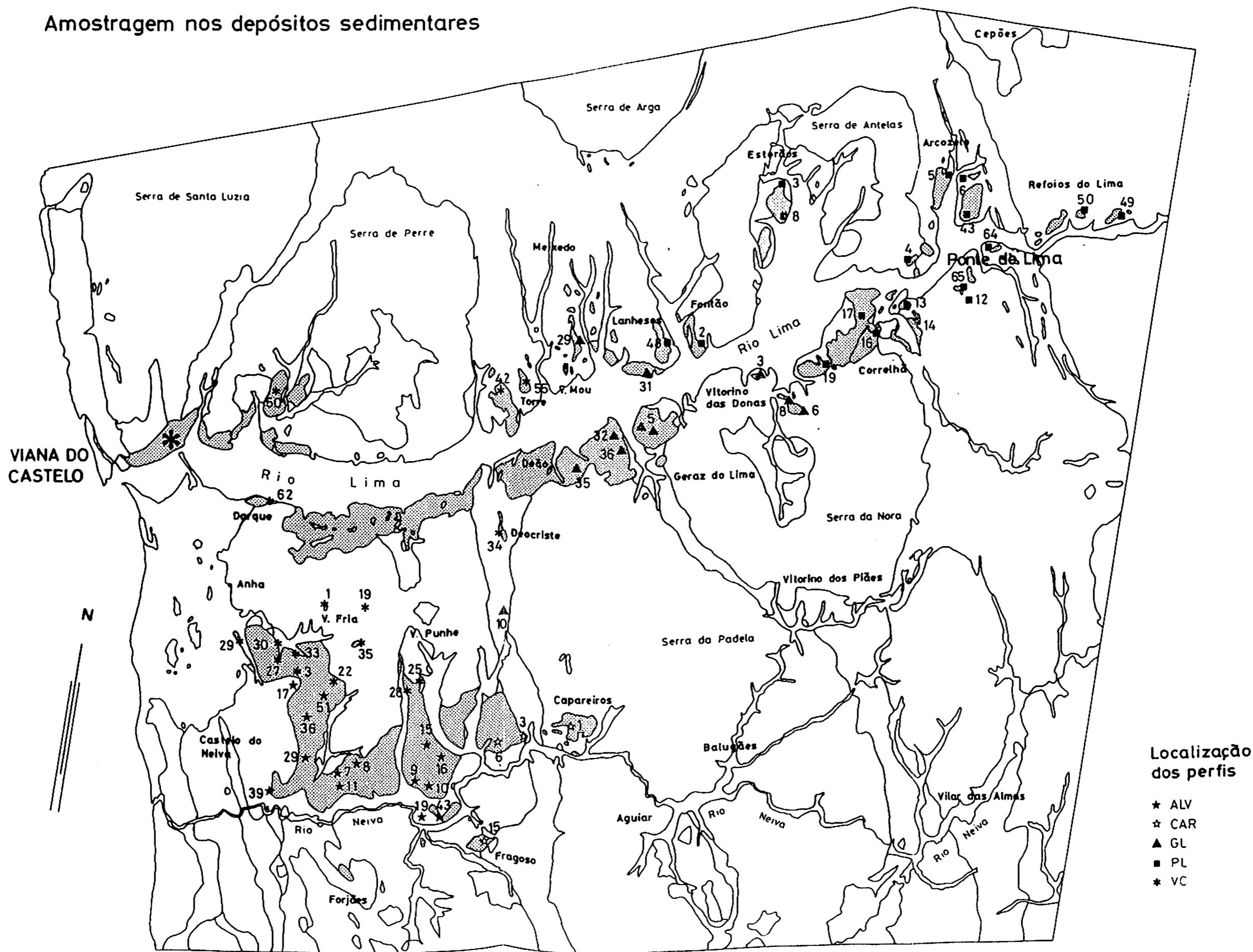


Fig. II. 14- Localização dos perfis de amostragem nos depósitos sedimentares

Escala 0 5 km



## **2 - ESTUDO ANALÍTICO DOS SEDIMENTOS**

Na figura II.14 estão localizados os perfis de amostragem, relativos aos materiais estudados neste subcapítulo.

A maioria dos sedimentos descritos, situados nas margens direita (LN) e esquerda (LN) do rio Lima e depósitos de Alvarães (ALV e Ot.ALV), parecem geneticamente relacionados com sistemas aluviais. Foram também amostrados alguns dos materiais de cobertura, que de modo generalizado se observam sobre as vertentes ocorrendo por vezes localmente mais espessos, que serão agrupados no conjunto designado como COL.

### **2.1 - CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS**

#### **2.1.1 - ANÁLISE DIMENSIONAL E CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL**

Seguindo a nomenclatura de LANE *et al.* (1947), predominam partículas com dimensão de areia (quadros em anexo), sempre associadas a outras dimensões, quer mais grosseiras, fundamentalmente areão e seixos pequenos, quer mais finas, limo e argila.

A distribuição percentual das dimensões em cada amostra pode ser facilmente observada nos triângulos da figura II.15. Optou-se pela utilização dos diagramas triangulares propostos por FOLK (1954), pois estes possibilitam a classificação textural de sedimentos com grande variedade dimensional, sem amputar as amostras da fracção mais grosseira (>2mm) ou sobrelevar a fracção areia por adição daquela. A distribuição dos pontos nos diagramas da figura II.15, materializa por si só a diferença entre os sedimentos dos depósitos na bacia do rio Lima e os de Alvarães; a frequência relativa em pontos situados abaixo do limite 5% de seixos, é muito superior no segundo diagrama, isto é, são mais frequentes nos depósitos de Alvarães materiais finos. No primeiro diagrama, que se refere aos depósitos situados na bacia do rio Lima, os depósitos na margem esquerda do rio Lima parecem conter maior proporção de partículas grosseiras do que os da margem direita; no entanto, isto não significa que sejam mais grosseiros, pois não estão aqui consideradas as distribuições dimensionais entre as partículas de dimensão seixo (este assunto será tratado no item 2.2.1 deste capítulo).

Segundo a classificação textural de FOLK (1954), para sedimentos não consolidados, os depósitos na bacia do rio Lima (fig.II.15) são constituídos por unidades de cascalho areno-lodoso (C), raramente cascalho arenoso (B) e cascalho lodoso (D), areia lodosa com seixos (F), por vezes areia e/ou lodo com seixos (E e G),

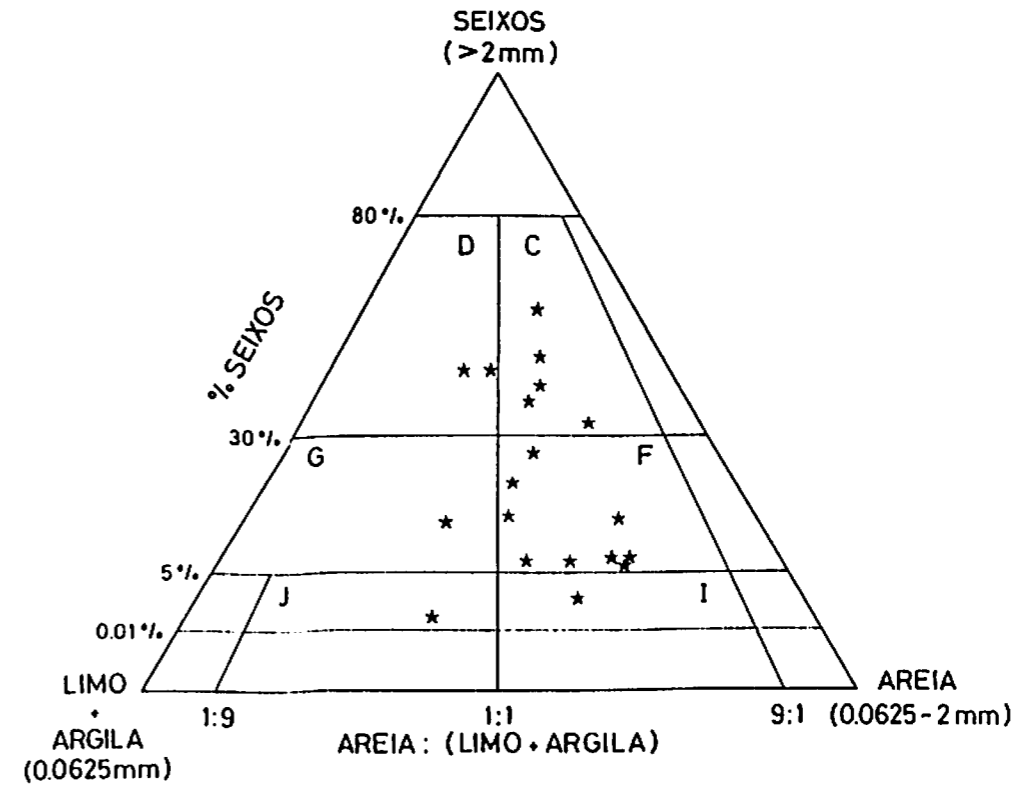
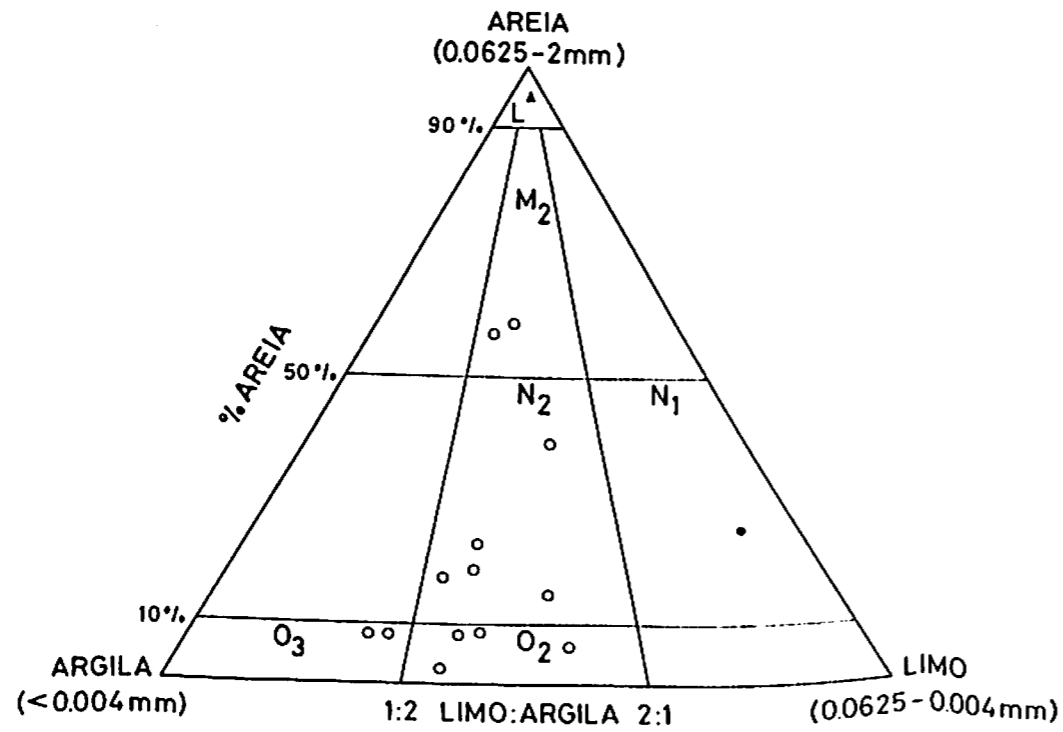
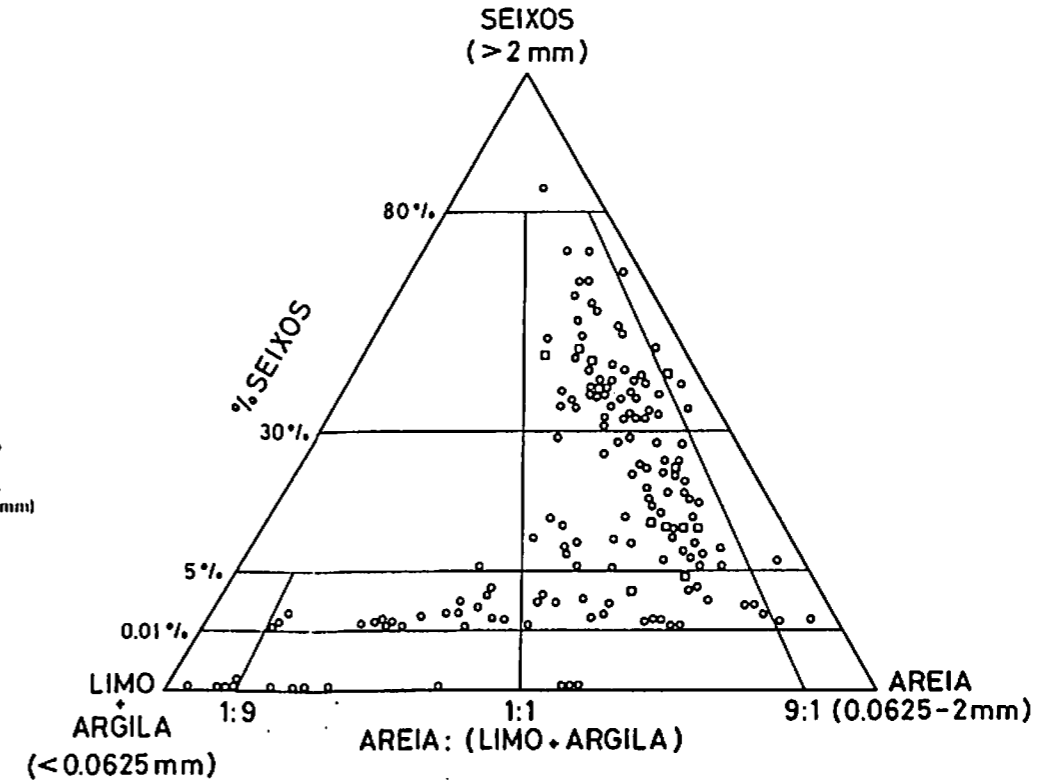
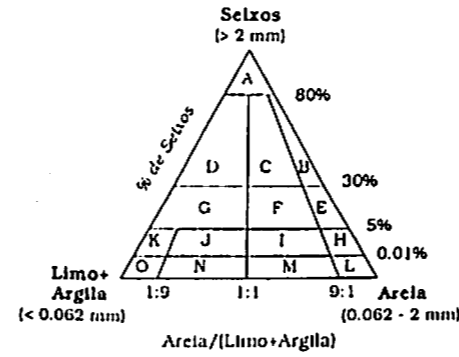
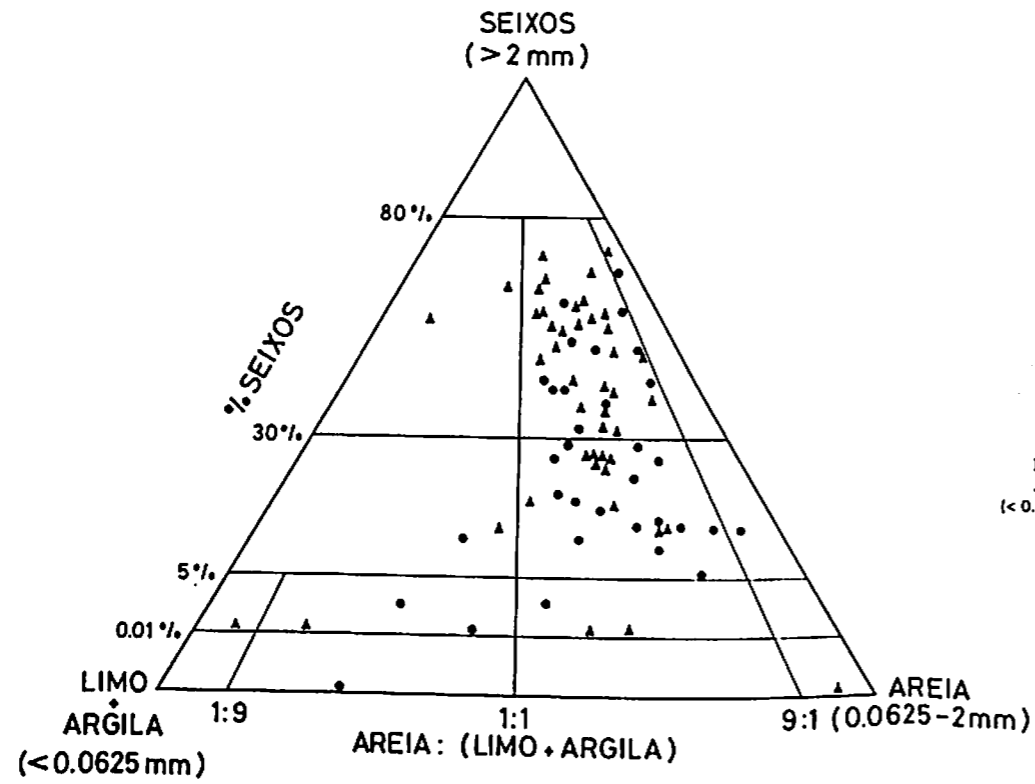


Fig.11.15 - Classificação textural segundo os limites e terminologia proposta por FOLK (1954). O significado das letras referentes aos domínios texturais é explicado no texto e em anexo ao capítulo I.  
 Depósitos na baía do rio Lima, situados na margem direita (● LN) e na margem esquerda (▲ LS), depósitos entre Capareiros Anha (○ ALV) e restantes (□ OLALV) de Alvarães, e colúvios (★ COL).

menos frequentemente areia lodosa, lodo arenoso e lodo com raros seixos (I, Je K), e raramente areia (L) e limo arenoso (N1).

Nas amostras dos depósitos de Alvarães (fig.II.15) entre Capareiros e Anha, conjunto (ALV), unidades semelhantes às anteriores, ocorrendo no entanto, maior frequência em unidades de areia, areia lodosa e lodo arenoso com raros seixos (H, I e J) e outras ainda mais finas de areia lodosa (M2), lodo arenoso (N2), lodo (O2) e argila (O3). Os restantes depósitos de Alvarães (Ot.ALV) contêm desde cascalho arenoso e areno-lodoso (B e C) a areia lodosa com seixos em quantidade variável (I e F). Nos materiais coluviais (fig.II.15) é frequente cascalho areno-lodoso (C) e areia lodosa com seixos (F), e raramente cascalho lodoso (D), lodo com seixos (G), areia lodosa ou lodo arenoso com raros seixos (I e J).

Verifica-se que muito raramente se encontram unidades puras de cascalho (15.ALV.5), areia (62.VC.1) e argila (15.ALV.7 e 16B.ALV.1). As partículas mais finas, de limo e argila, ocorrem em todas as amostras geralmente como matriz, mas esporadicamente formam unidades mistas de limo+argila, mais frequentes nos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

### 2.1.2 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (FOLK-WARD)

A comparação simultânea de amostras, tendo em vista a descrição e interpretação das fácies e reconstituição dos mecanismos sedimentares, é facilitada pela utilização de parâmetros estatísticos, calculados sobre as distribuições dimensionais dos sedimentos. Os parâmetros e fórmulas de cálculo variam segundo os autores, tendo alguns apresentados estudos comparativos testando a sua eficácia (FOLK e WARD 1957; FOLK 1964; FRIEDMAN 1967).

Serão aplicados neste trabalho os parâmetros estatísticos média ( $Mz\emptyset$ ), desvio padrão ( $\sigma_j$ ), assimetria ( $Sk_j$ ) e acuidade ( $K_C$ ), segundo os cálculos propostos por FOLK e WARD (1957), tendo-se optado pela sua projecção em diagramas ortogonais.

A dispersão das amostras no diagrama média ( $Mz\emptyset$ )-desvio padrão ( $\sigma_j$ ), figura II.16, realça dois aspectos importantes: primeiro, a nuvem de pontos ocupa um intervalo muito aberto nos valores da média, devido à grande variação dimensional existente nos depósitos; segundo, os valores do desvio padrão são superiores a 0.5, a maioria das amostras apresenta valores que ultrapassam 1.5 (calculado em unidades  $\emptyset$ ), reflectindo o carácter pouco a muito fracamente calibrado destes sedimentos. A mancha delineada (fig.II.16) forma um "V" invertido, cujos lados se definem aproximadamente desde -2 a +2 $\emptyset$ , e de +2 a 7.5 $\emptyset$ , traçado pelas amostras com valores crescentes da média ( $Mz$ ) e simultaneamente do desvio padrão ( $\sigma_j$ ) até um máximo no vértice do "V", cerca de 4.5 de desvio padrão.

diminuindo este parâmetro a partir daí. Os pontos concentram-se no lado mais grosseiro do "V" e referem-se à maioria das amostras na bacia do rio Lima, todas as amostras Ot.ALV e maioria das ALV, dos depósitos de Alvarães.

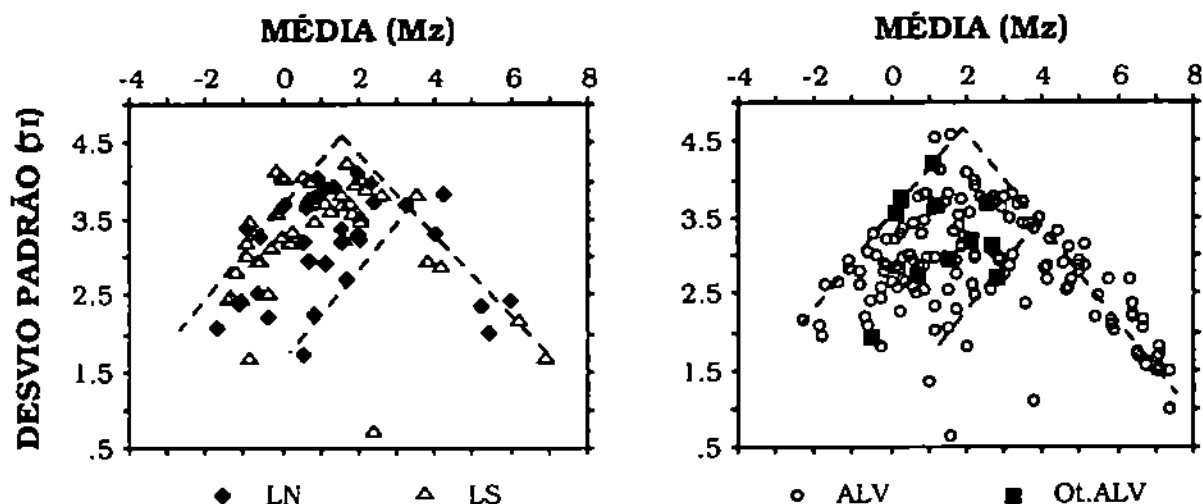


Fig.II.16 - Diagramas de dispersão média (Mz) - desvio padrão ( $\sigma_1$ ), para os sedimentos dos depósitos situados na margem direita (LN) e esquerda (LS) do rio Lima e depósitos de Alvarães (ALV e Ot.ALV).

FOLK e WARD (1957), ao aplicarem um diagrama semelhante aos sedimentos de "Brazos river" concluíram que nas amostras localizadas nos extremos do "V" invertido, possuidoras dos menores valores de desvio ( $\sigma_1$ ), a dimensão da média ( $Mz\phi$ ) coincidia com a dimensão das modas dominantes nos sedimentos; geologicamente, estas dimensões indicam as modas do material fornecido pelas áreas mãe e os respectivos valores de desvio padrão a selecção individual destas fracções (*op. cit.*). As distribuições com valores de desvio padrão ( $\sigma_1$ ) mais elevados projectavam-se no vértice do "V" invertido, e apresentavam valores de média ( $Mz\phi$ ) iguais à média aritmética das dimensões das duas modas; estes valores do desvio padrão foram interpretados como o resultado da interacção entre as dimensões do material fornecido pela fonte e a eficácia da acção de calibragem por parte do agente de transporte, sobre aquele mesmo material (*op. cit.*).

Nos sedimentos fluviais dos depósitos na bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães o declive dos braços do "V" invertido parece semelhante (fig.II.16), distribuindo-se os pontos preferencialmente no lado mais grosseiro do "V", como referido anteriormente. Em termos gerais poder-se-á afirmar que as áreas mãe forneceram populações de partículas grosseiras numa gama dimensional variada, visível pela largura do braço esquerdo do "V" (-2 $\phi$  a +1 $\phi$ ), pouco a muito fracamente calibradas ( $\sigma_1$  variando de 1.5 a 2.25) e partículas finas (dimensão limo

e argila) ligeiramente mais seleccionadas (fracamente calibradas), que o melo deposicional não foi capaz de triar, aumentando assim o desvio padrão na mistura de sedimentos resultante; no entanto, a proporção de pontos no lado mais fino do "V", relativamente ao total de amostras analisadas, é claramente maior nos depósitos de Alvarães.

A assimetria ( $Sk_1$ ) parece ser uma função da média ( $Mz$ ); no diagrama da figura II.17 as amostras distribuem-se numa mancha contínua desde as amostras de média mais grosseira, possuidoras de grande assimetria positiva, às mais finas, possuidoras de grande assimetria negativa.

Por sua vez a acuidade ( $K_G$ ) como parâmetro que avalia a "normalidade" da distribuição, mede a relação entre a selectividade nos extremos da distribuição e a selectividade na parte central. A dispersão dos pontos para valores de  $K_G$  muito superiores a 1.00, é sintoma de que à moda principal são adicionadas pequenas proporções doutra [segundo FOLK e WARD (1957) de 3 a 10%], diminuindo a calibragem na cauda mas mantendo a boa calibragem na parte central da distribuição dimensional. Com o aumento na proporção desta moda subordinada, a distribuição adquire valores cada vez menores para a acuidade; quando as duas modas ocorrerem em quantidades aproximadamente semelhantes (qualquer proporção entre 25:75 e 75:25) origina-se um sedimento bimodal, a acuidade terá o seu valor mais baixo ( $K_G < 0.67$ ) e a curva dimensional será muito platicúrtica. Aumentando a proporção da moda subordinada gera-se uma inversão proporcional, e paralelamente um trajecto inverso ao descrito, culminando na outra situação extrema. Assim, quando a segunda moda atingir ou ultrapassar 90% das partículas no sedimento a curva torna-se novamente muito leptocúrtica (*op. cit.*).

Nos diagramas média ( $Mz$ ) - acuidade ( $K_G$ ) representados na figura II.17 as amostras dos sedimentos fluviais descrevem no seu conjunto este trajecto; a densidade de pontos para valores de média inferiores a  $+3\phi$ , reflecte, mais uma vez, o predomínio duma população grosseira na maioria destes sedimentos. As curvas muito platicúrticas são mais frequentes nos sedimentos de Alvarães, ocorrendo nas amostras com valores de média desde  $+3$  a  $+7.5\phi$ ; a bimodalidade nestes depósitos parece assim estar presente nas unidades mais finas, de areia a limo.

Pelo que foi anteriormente descrito entende-se que a assimetria ( $Sk_1$ ) e acuidade ( $K_G$ ) sejam parâmetros sensíveis às proporções das modas presentes no sedimento. Projectando a assimetria ( $Sk_1$ ) *versus* acuidade ( $K_G$ ), verifica-se que a maioria das amostras figura fora dos domínios de distribuições "normais" (domínios entre as linhas a tracejado, figura II.17), traçando uma nuvem embora semelhante nos dois gráficos, em forma de "U" nitido no dos sedimentos de Alvarães (ALV e Ot.ALV). Com excepção de duas amostras de Alvarães (ALV) as curvas

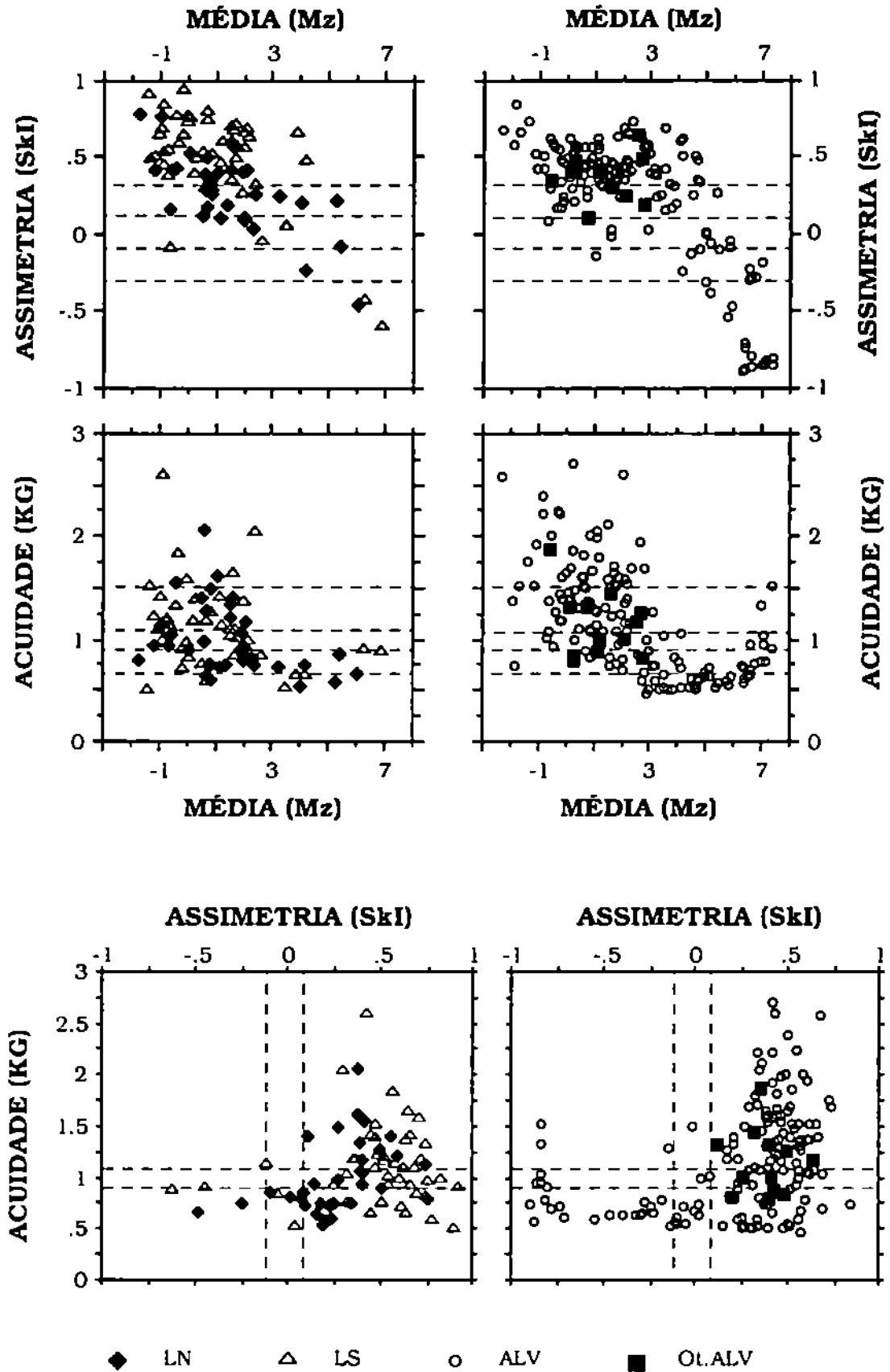


Fig.II.17 - Diagramas de dispersão média (Mz) - assimetria (SkI), média (Mz) - acuidade (KG) e assimetria (SkI) - acuidade (KG): significado da simbologia como descrito na figura II.16.

aproximadamente simétricas e as mesocúrticas não pertencem a sedimentos unimodais. A aparente distribuição "normal" deve-se à mistura de partículas dum grande intervalo dimensional como se pode verificar pelos respectivos valores de desvio padrão (quadros em anexo); as curvas mesocúrticas apresentam na realidade caudas, a maioria das vezes devido à presença de partículas mais finas. Estes gráficos, figura II.17, evidenciam não só a presença de mais que uma população dimensional, geralmente uma mais abundante sempre acompanhada por uma outra subordinada de dimensões opostas, mas simultaneamente a variação proporcional entre as modas; assim as curvas adquirem uma grande assimetria positiva ou negativa, consoante a população dominante seja respectivamente grosseira ou fina, variando a acuidade desde muito platicúrtica a muito leptocúrtica, directamente relacionada com a abundância relativa entre as populações presentes. A maioria das amostras possui grande assimetria positiva, reflexo do excesso de fracção grosseira sobre a fina, e somente um pequeno número de amostras ALV, depósitos de Alvarães, e muito poucas LN e LS, baía do rio Lima, apresentam grande assimetria negativa, representando a situação inversa. As distribuições muito platicúrticas e platicúrticas correspondem a sedimentos bimodais, e são por isso pior calibradas que as muito leptocúrticas, nas quais existe uma população dominante bem calibrada e outra subordinada menos calibrada, que constitui a cauda da distribuição.

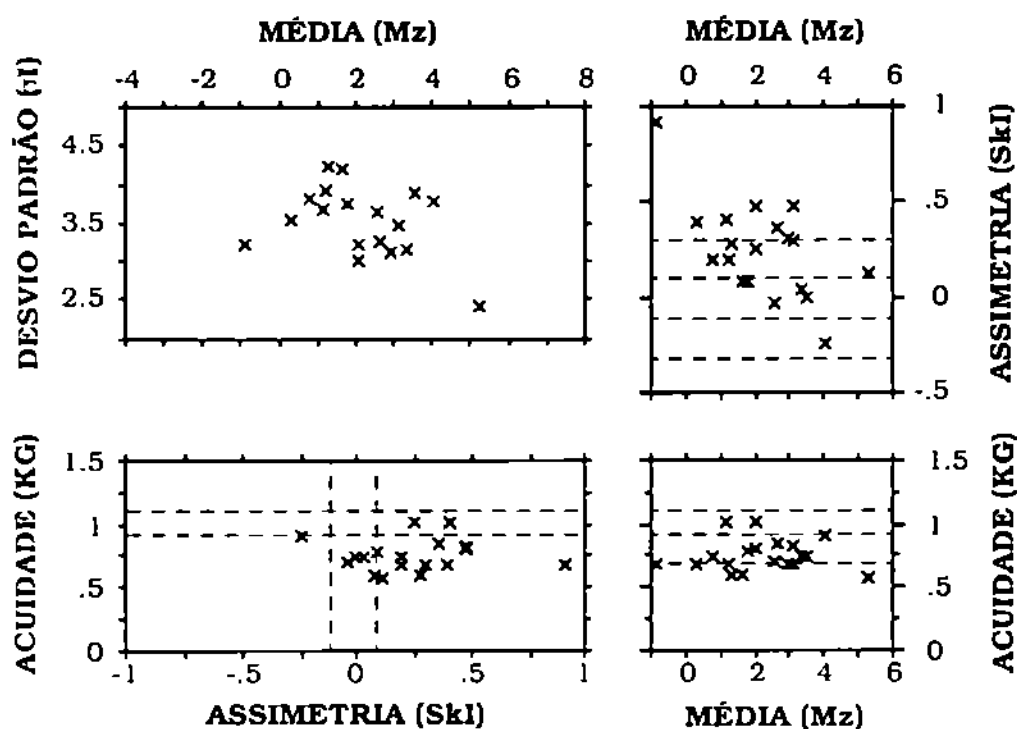


Fig.II.18 - Diagramas de dispersão entre os parâmetros estatísticos média (Mz) - desvio padrão (si), média (Mz) - assimetria (Ski), média (Mz) - acuidade (KG) e assimetria (Ski) - acuidade (KG) para os materiais coluviais (COL).

Dos depósitos descritos resta ainda fazer referência ao comportamento dos parâmetros nas amostras de colúvios (fig.II.18). A projecção do desvio padrão ( $\sigma$ ) função da média ( $M_z$ ) traça um "M" grosseiro abrangendo valores de média entre -1 e +5 $\phi$  e valores de desvio padrão elevados (>2.5), em quase todas as amostras situado entre 3 e 4.5. São sedimentos muito pouco a extremamente mal calibrados. Relativamente aos parâmetros assimetria ( $Sk_1$ ) e acuidade ( $K_G$ ), a variação destes em função da média ( $M_z$ ) é típica da presença de mais que uma moda dimensional (curvas platycúrticas a muito platycúrticas), por vezes predominando uma população grosseira (curvas com assimetria positiva a marcadamente positiva); as partículas foram fornecidas a estes depósitos sem qualquer selecção gerando-os por simples acumulação.

### 2.1.3 - DIAGRAMAS CM (PASSEGA)

A textura dos sedimentos depende entre outros factores do ambiente e condições de deposição. O diagrama logarítmico CM (PASSEGA 1957) permite, com um pequeno número de amostras dos sedimentos dum determinado ambiente, interpretar a distribuição dos pontos, referentes aos pares de valores do 1º centil (C) e da mediana (M), como produto do processo de deposição e principalmente do agente deposicional. Na figura II.19 estão representados diagramas CM construídos com os pares dos valores do percentil 5 (5C) e da média ( $M_z$ ). A utilização do valor 5C, admitida pelo próprio PASSEGA (1957), deve-se ao facto de que durante a obtenção dos resultados da composição dimensional o crivo de maior dimensão utilizado ter sido o de 8mm e, nas amostras com maior frequência de partículas com dimensões superiores àquela, o primeiro valor na análise dimensional ser superior a 1%, nalgumas ainda superior a 5%. Por este mesmo motivo as amostras mais grosseiras, nas quais o primeiro valor da curva dimensional é superior a 5%, foram projectadas naqueles diagramas (fig.II.19) assumindo como 8mm o valor de 5C, não permitem portanto a identificação adequada de possíveis segmentos ON, pois são deste modo horizontalizados no prolongamento dos segmentos PO, distribuindo-se as amostras numa faixa comprimida no topo do conjunto das restantes.

Relativamente à projecção da média em lugar da mediana, RIVIÈRE (1977) afirma que existe uma correlação estatística linear muito elevada entre a mediana e a média, tendo-se optado por esta última.

Os diagramas (fig.II.19) indicam, em todos os casos, existência de correntes tractivas, capazes de transportar a carga quer por rolamento quer por suspensão.

Os sedimentos da bacia do rio Lima concentram-se no lado grosseiro (>125 $\mu$ m); estes diagramas CM (PASSEGA 1957; 1964; 1977) são típicos das



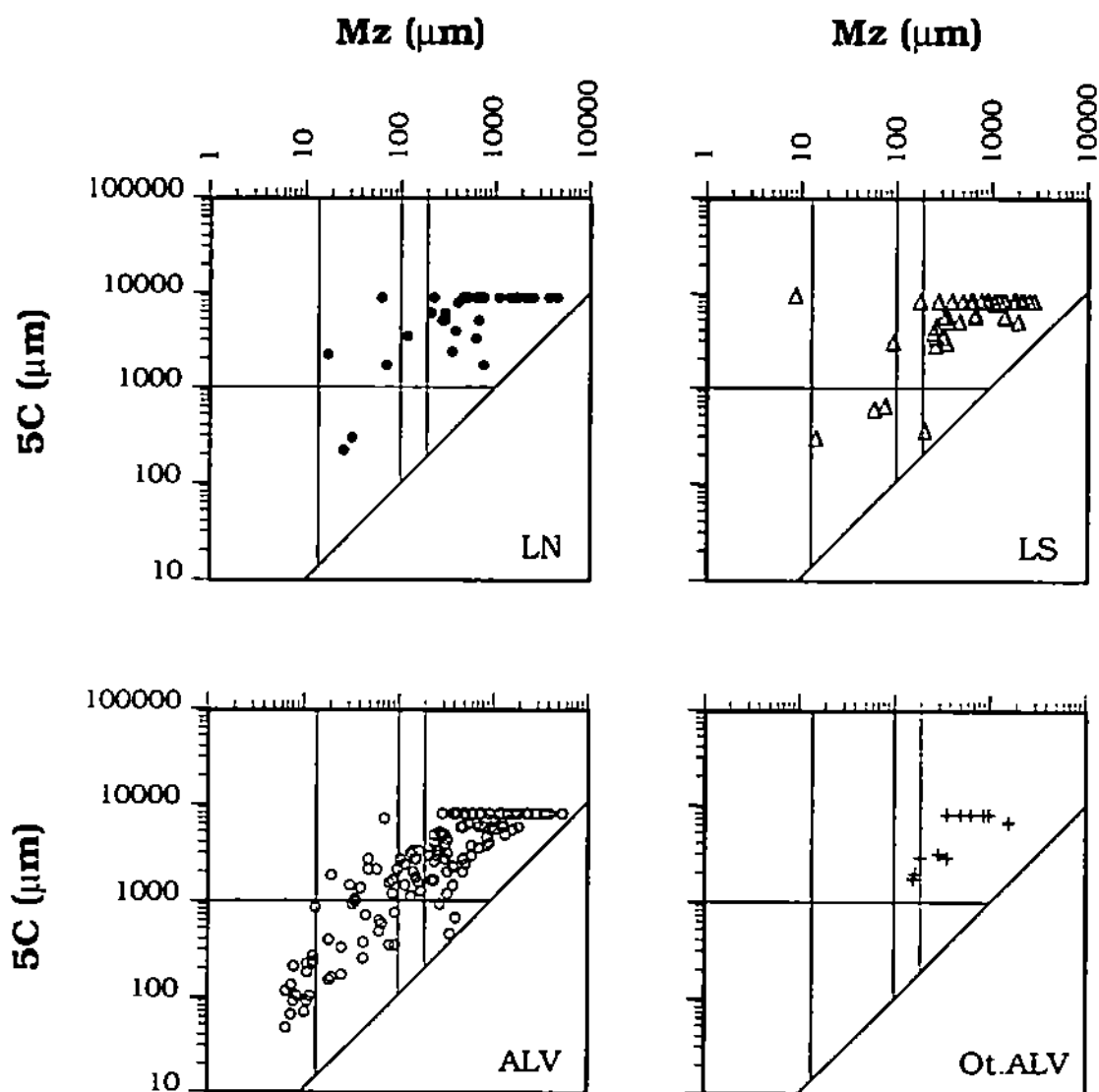


Fig II. 19 - Imagem dimensional dos depósitos fluviais da margem direita (LN) e esquerda (LS) da bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães (ALV e Ot.ALV), representada em diagramas C-M (PASSEGA 1957; 1964; 1977; modificado) divididos segundo os limites dos tipos dimensionais de sedimentos (PASSEGA e BYRAMJEE 1969).

situações de transporte na secção principal do canal, onde o material mais grosseiro, média superior a 8mm em LN e superior a 5mm em LS, é transportado por rolamento e o restante, até cerca de 2.5mm, por suspensão graduada e rolamento junto ao leito. Os sedimentos finos, depósitos de suspensão graduada nítida são raros.

Nos diagramas dos depósitos de Alvarães é clara a independência entre os dois tipos de transporte, rolamento e suspensão. A maioria destes sedimentos apresentam valores de 5C proporcionais a  $M_z$ , definindo nitidamente em ALV um segmento QR, situação típica de transporte em suspensão graduada (PASSEGA 1957; 1964; 1977). A corrente teve competência suficiente para transportar partículas grosseiras em suspensão, pelo menos temporariamente e provavelmente junto ao leito. Os valores máximo e mínimo para o segmento QR indicam a perda gradual de velocidade de modo a formar depósitos desde cascalho a limo muito fino; os materiais mais grosseiros, definindo um segmento PON horizontalizado, foram provavelmente deslocados por rolamento sobre o leito.

#### **2.1.4 - DIMENSÃO DOS SEDIMENTOS: SEU SIGNIFICADO DINÂMICO**

A distribuição dimensional observada nos sedimentos é o resultado da interacção entre as dimensões das partículas fornecidas pela área de alimentação e as características do fluido de transporte, em particular a sua competência e regime.

A análise das distribuições dimensionais (item 2.1.3) e respectivos parâmetros permitiu anotar dois factos: foi fornecido a estes depósitos um grande leque dimensional de partículas, desde seixos a argila; na maioria das vezes elas integram depósitos cujos sedimentos finais apresentam pior calibragem que os materiais de origem. O distanciamento dimensional entre as populações fornecidas pelas áreas-fonte é apreciado pelos valores extremos da assimetria e curtose, sendo o aumento nos valores de desvio padrão dos depósitos finais indicador da fraca selectividade do meio de transporte (FOLK e WARD 1957), sujeito a flutuações de energia (ROYSE 1968).

Nos rios identificam-se três modos de transporte e deposição: os grãos mais grosseiros (<+1.0Ø) e por vezes entre +1.0 e +2.0Ø deslizam ou rolam; a saltação é activa em duas populações de partículas, uma grosseira entre +1.0 e +2.0Ø e outra mais fina entre +2.8 e +4.0Ø; e a suspensão afectando grãos >+2.8Ø principalmente partículas >+4.0Ø (FRIEDMAN 1967). Na realidade, durante a maior parte do tempo todo este material circula no canal, movimentando-se paralelamente entre si; em períodos de cheia são deslocados os clastos muito grandes e.

simultaneamente, as águas podem extravasar, alcançando a planície aluvial, depositando aí grande parte dos finos.

No diagrama média-desvio padrão (fig.II.16) o lado mais grosseiro do "V" diz respeito à deposição da carga de fundo, com crescente contributo da carga de suspensão posteriormente depositada em estádios de menor competência da corrente, e o outro lado à deposição do material fino da suspensão graduada. Por este motivo, a maioria das distribuições dimensionais das amostras estudadas possuem caudas referentes às fracções grosseiras e finas, que se identificam pelos valores da assimetria, respectivamente inferiores a  $-0.1\sigma$  e superiores a  $+0.1\sigma$ . Estas distribuições são típicas do meio fluvial, pois dada a proximidade da fonte os rios transportam frequentemente elementos grosseiros; além disso, a carga em suspensão é constituída por grande quantidade de sedimentos inferiores a  $62\mu\text{m}$ , que podem ser ou não depositados na totalidade, mas dos quais estão sempre presentes vestígios (FRIEDMAN 1967). Nestas condições, os depósitos de Alvarães destacam-se por conterem maior proporção de partículas inferiores a  $62\mu\text{m}$ , o que poderá significar maior fornecimento destas dimensões e/ou condições de transporte e deposição diferentes das responsáveis pela génese dos depósitos na bacia do rio Lima.

Os diagramas CM (fig.II.19) mostram que o carácter bimodal, manifestado na maioria dos sedimentos pela tendência platicúrtica da curva de distribuição dimensional, se deve à mistura entre grãos transportados em suspensão e outros maiores como seixos rolados. As partículas sujeitas a rolamento devem ter-se depositado quer relativamente perto da fonte, principalmente no caso dos depósitos na margem direita do rio Lima (LN), quer num ambiente onde a deposição por suspensão foi escassa (PASSEGA e BYRAMJEE, 1969), o que parece ter acontecido nos depósitos na margem esquerda (LS) daquele rio. Os sedimentos de Alvarães mostram gradação contínua entre material transportado por rolamento e por suspensão, com particular realce para o carácter de suspensão graduada bem evidenciado. Estes depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV), devem ter sido gerados sob um fluxo, cuja energia atingiu níveis ainda mais baixos que os mínimos atingidos nos fluxos geradores dos depósitos na bacia do rio Lima.

Os colúvios estão geneticamente dependentes da escorrência dos materiais disponíveis nas vertentes, cuja acumulação mistura partículas por vezes de características muito distintas: a fraca selectividade que domina neste meio é responsável pelas distribuições frequentemente polimodais e sedimentos muito pouco calibrados (fig.II.18).

## 2.2 - FRACÇÃO GROSSEIRA (16 a 180mm)

Nas unidades com frequência significativa de partículas grosseiras, a fracção entre 16 e 180mm foi objecto de estudo dimensional, espectro litológico e morfometria. Mantêm-se os grupos de amostras anteriormente referidos excepto o grupo COL; a fracção grosseira 19A.VC.2S, pertencendo à amostra total 19A.VC.2 com características coluviais, que figura incluída no grupo Ot.ALV.

### 2.2.1 - DISTRIBUIÇÃO DIMENSIONAL

A distribuição das dimensões nas partículas desta fracção, pelas classes 16-22, 22-32, 32-45, 45-64, 64-90, 90-128 e 128-180mm (quadros em anexo) é semelhante nos quatro grupos de amostras. São mais frequentes (fig.II.20) as duas primeiras classes, diminuindo acentuadamente a frequência em elementos de dimensões superiores. Os clastos dos depósitos entre Capareiros - Anha (ALV) são mais pequenos que os dos restantes depósitos de Alvarães (Ot.ALV); este grupo de amostras (Ot.ALV) possui a maior percentagem de dimensões 32-45 mm, situando-se as da bacia do rio Lima em posição intermédia entre aqueles dois conjuntos. Dum modo geral a fracção grosseira das unidades estudadas é constituída por seixos pequenos grosseiros (LANE *et al.* 1947), com matriz abundante.

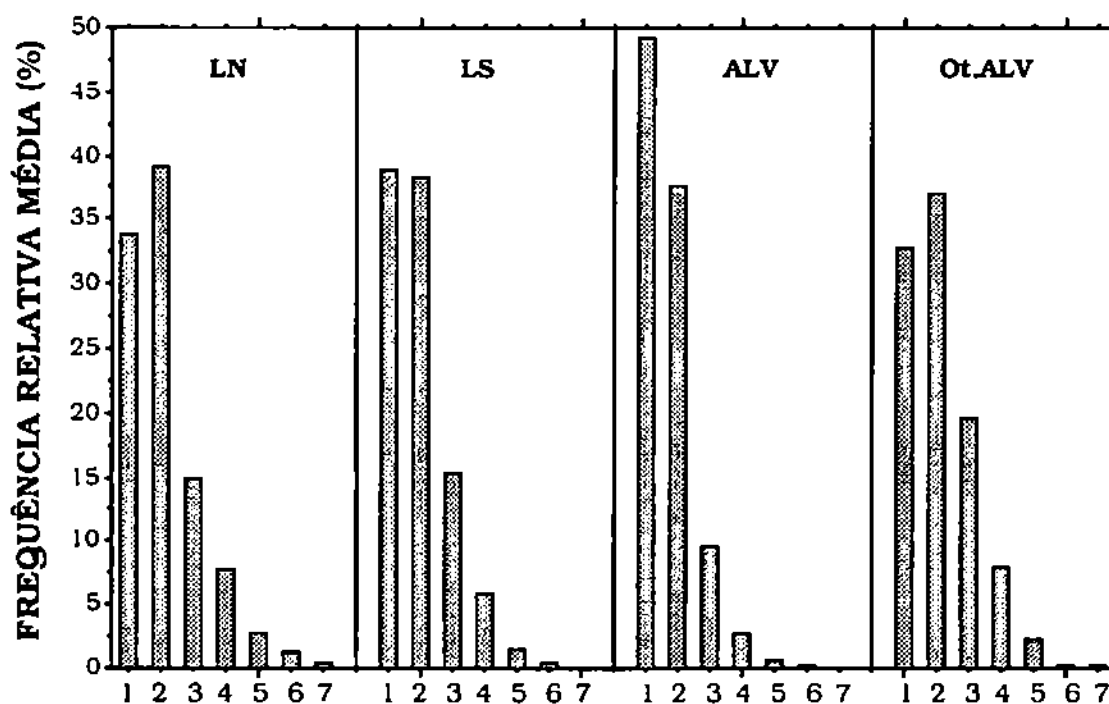


Fig. II.20 - Frequência relativa média das classes dimensionais definidas na fracção grosseira. Classes com intervalos expressos em mm:

1 - (16-22), 2 - (22-32), 3 - (32-45), 4 - (45-64), 5 - (64-90), 6 - (90-128), 7 - (128-180). Amostras de depósitos na bacia do rio Lima, na margem direita (LN) e margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães (ALV e Ot.ALV).

## 2.2.2 - ESPECTRO LITOLÓGICO

### 2.2.2.1 - Espectro litológico total

Após a identificação e contagem dos clastos agruparam-se as litologias observadas do seguinte modo:

- *quartzo (Qz)* de veios e filões;
- quartzito de grão fino, por vezes laminado, branco e raramente negro, designado como *quartzito (Qto)*;
- clastos de quartzo multigranular e litologia quartzosa grosseira, de aspecto e desagregação sacarólde relativamente fácil, mas sem foliação, contados conjuntamente como *quartzo e quartzito gresoso (QzQto.G)*;
- as restantes rochas metamórficas, quartzomicaxistos, corneanas quartzomíceas, xistos grafitosos e menos frequentes xistos e micaxistos, estão agrupadas na designação geral de *metamórficas (Met)*;
- os clastos de granitos não porfiróides, aplitos e pegmatitos constituem o grupo de *granito (Gr)*, e os de granitos porfiróides estão incluídos em *granito porfiróide (GrP)*;
- os clastos de litologia difícil de reconhecer, pelo seu estado de meteorização e quase sempre de reduzida dimensão, formam a litologia designada como *restantes (R)*.

Nesta fracção dos sedimentos ocorrem, por ordem decrescente de frequência (quadros II.1 e II.2), seixos de quartzo (Qz), quartzito (Qto), quartzo multigranular e quartzito gresoso (QzQto).G), fragmentos de rochas metamórficas (Met), principalmente nas amostras da bacia do rio Lima, e fragmentos de rochas graníticas (Gr) no grupo Ot.ALV de Alvarães, sendo assinalados vestígios esporádicos de granito porfiróide (Gr.P) nos depósitos situados na margem esquerda do rio Lima. Nas amostras 8B.PL.S1 e S2 a litologia designada como R inclui além de clastos muito alterados andalusite. A frequência litológica relativa permitiu formar os seguintes conjuntos de amostras onde se observou:

- a) *predomínio de fragmentos de litologias alteráveis (>60%)*:
  - 5.PL.2S e 4.PL.2S dos depósitos em Arcozelo e a norte de Ponte de Lima, ambos na margem direita do rio Lima;
- b) *quartzo predominante (>65%) e fragmentos de rochas*:
  - 43.ALV.2S e 19A.VC.1S, pertencendo a pequenos depósitos de Alvarães (Ot.ALV), nomeadamente junto à ponte sobre o rio Neiva em Frago e do depósito coluvial de Sabariz (Vila Fria);

Quadro II.1 - Espectro litológico determinado na fracção grosseira dos depósitos situados na bacia do rio Lima.

AMOSTRAS	ESPECTRO LITOLÓGICO TOTAL (16-180mm)							ESPECTRO LITOLÓGICO DA CLASSE (22-32mm)						
	Qz	Qto	(QzQto).G	Mel	Gr	Gr.P	R	Qz	Qto	(QzQto).G	Mel	Gr	Gr.P	R
<b>LN</b>														
49A.PLS	75.0	22.1	1.4	0.5	1.0	-	-	81.6	17.5	-	0.9	-	-	-
50.PL.2S	84.5	11.9	1.0	1.9	0.7	-	-	76.9	18.9	1.9	0.9	1.4	-	-
43.PL.1S	65.0	1.7	-	28.4	4.0	-	-	72.5	-	-	26.1	1.5	-	-
43.PL.4S	99.2	0.4	-	-	0.4	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
5.PL.2S	24.0	2.2	-	65.7	8.1	-	-	20.9	1.8	-	68.1	9.2	-	-
4.PL.2S	39.1	0.8	-	57.1	2.7	0.4	-	40.2	-	-	57.0	2.8	-	-
8A.PLS1	80.5	0.6	10.3	8.0	0.6	-	-	65.9	-	21.2	11.4	1.5	-	-
8A.PLS2	68.4	-	23.8	3.1	4.8	-	-	63.6	-	29.7	2.5	4.2	-	-
8D.PLS1	67.9	27.3	3.7	0.9	-	-	0.2	76.7	-	20.9	2.5	-	-	-
8D.PLS2	54.3	0.6	43.6	1.4	-	-	0.3	55.8	0.6	41.7	1.9	-	-	-
48.PL.1S	77.0	-	23.1	-	-	-	-	72.9	-	27.1	-	-	-	-
48.PL.3S	71.5	23.8	4.5	0.3	-	-	-	67.3	-	31.7	1.0	-	-	-
42.VC.2S	85.0	-	10.1	3.1	0.3	-	1.6	83.1	-	11.0	4.4	-	-	1.5
50.VC.2S	98.2	-	-	1.1	0.7	-	-	98.8	-	-	-	1.2	-	-
<b>LS</b>														
64.PL.2S	68.0	-	1.1	27.6	3.1	-	0.3	62.8	-	0.7	31.0	4.8	-	0.7
65.PL.1S	83.0	10.5	2.1	3.6	-	-	-	82.3	11.6	2.4	3.7	-	-	-
65.PL.3S	70.8	11.3	7.1	7.6	1.1	-	2.0	63.8	14.3	7.6	11.0	1.0	-	2.4
13A.PLS	82.3	6.9	1.3	7.9	1.6	-	-	85.3	5.5	1.4	6.9	0.9	-	-
17.PL.1S	75.4	2.0	0.2	20.4	1.5	0.4	-	77.3	3.0	0.6	18.0	0.6	0.6	-
16.PL.2S	89.5	8.8	0.5	0.5	-	-	0.7	86.0	12.2	0.6	1.2	-	-	-
10.PL.1S	88.3	5.0	0.5	4.2	2.1	-	-	89.4	4.4	-	3.7	2.6	-	-
19.PL.2S	85.7	6.2	0.8	6.5	0.8	-	-	80.6	9.7	-	8.5	1.2	-	-
10.PL.4S1	88.0	2.7	0.7	6.8	1.0	-	-	85.6	5.2	2.0	6.5	0.7	-	-
19.PL.4S2	92.5	1.3	0.3	3.3	2.1	-	0.5	92.4	2.9	0.6	1.8	1.8	-	0.6
8.GL.3S	86.7	8.2	1.9	2.9	0.3	-	-	83.0	12.4	0.7	2.9	-	-	-
3.GL.2S	86.7	5.3	4.7	2.8	-	-	0.6	89.5	5.5	7.1	3.2	-	-	0.8
5B.GL.1S	94.9	3.0	-	1.7	0.4	-	-	90.6	7.8	-	1.6	-	-	-
5A.GL.1S	66.1	-	-	19.6	0.2	5.2	-	58.7	-	-	22.4	0.8	0.1	-
32A.GL.2S	93.4	1.3	0.9	2.6	1.8	-	-	94.8	1.5	-	3.1	0.8	-	-

Qz - quartzo; Qto - quartzito; (QzQto).G - quartzo multigranular e quartzito gresoso; Mel - rochas metamórficas; Gr - rochas graníticas; Gr.P - rochas graníticas porfiróides; R - restantes litologias. Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante. Depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS).

Quadro II.2 - Espectro litológico determinado na fracção grosselra dos depósitos da região de Alvarães.

AMOSTRAS	ESPECTRO LITOLÓGICO TOTAL (16-180mm)							ESPECTRO LITOLÓGICO DA CLASSE (22-32mm)						
	Qz	Qto	(QzQto).G	Met	Gr	Gr.P	R	Qz	Qto	(QzQto).G	Met	Gr	Gr.P	R
<b>ALV</b>														
1.CAR.5S	100.0	-	-	-	-	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
3.CAR.2S	00.2	0.5	2.9	-	0.5	-	-	96.5	1.4	2.1	-	-	-	-
3.CAR.3S	00.0	0.3	-	0.8	-	-	-	99.2	-	-	-	0.8	-	-
3.CAR.4S	07.0	2.2	-	-	-	-	-	09.2	0.8	-	-	-	-	-
6.CAR.S	04.2	0.3	0.4	4.2	0.6	-	0.3	00.1	1.2	-	7.0	1.7	-	-
25.VC.2S	84.1	3.8	4.6	7.5	-	-	-	85.0	4.1	5.0	5.0	-	-	-
25.VC.4S	85.7	6.9	-	7.4	-	-	-	83.6	6.8	-	9.6	-	-	-
15A.ALV.5S	100.0	-	-	-	-	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
15A.ALV.8S	05.8	-	4.2	-	-	-	-	06.3	-	3.7	-	-	-	-
15A.ALV.13S	02.7	-	37.3	-	-	-	-	56.8	-	43.2	-	-	-	-
15A.ALV.13S1	51.0	-	49.0	-	-	-	-	56.3	-	43.7	-	-	-	-
16A.ALV.3S	09.7	0.3	-	-	-	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
16D.ALV.2S	08.0	1.2	0.4	-	0.4	-	-	06.8	3.2	-	-	-	-	-
16D.ALV.5S	88.0	-	11.1	-	-	-	-	87.5	-	12.5	-	-	-	-
10A.ALV.S	09.2	-	-	0.3	0.5	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
0B.ALV.S	08.5	-	-	1.5	-	-	-	08.5	-	-	1.5	-	-	-
9.ALV.20S	09.7	0.3	-	-	-	-	-	09.3	0.8	-	-	-	-	-
8.ALV.S	06.4	2.3	-	1.3	-	-	-	06.7	3.3	-	-	-	-	-
7A.ALV.S	05.8	1.7	0.2	1.6	0.8	-	-	97.2	-	0.4	2.1	0.4	-	-
29.ALV.6S	95.1	0.2	0.9	3.6	0.2	-	-	92.7	0.5	1.6	5.2	-	-	-
20A.ALV.S	95.4	0.7	0.7	1.7	1.7	-	-	97.9	-	1.0	1.0	-	-	-
22D.VC.4S	97.4	0.9	-	1.2	0.6	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
22A.VC.5S	98.4	1.2	-	0.4	-	-	-	96.3	3.8	-	-	-	-	-
<b>OI.ALV</b>														
43.ALV.2S	82.1	-	-	-	17.0	-	-	77.9	-	-	-	22.1	-	-
35.VC.2S	00.6	0.2	0.2	-	-	-	-	100.0	-	-	-	-	-	-
19A.VC.2S	88.8	0.4	-	1.2	0.6	-	-	91.7	-	-	3.1	5.2	-	-

Qz - quartzo; Qto - quartzito; (QzQto).G - quartzo multigranular e quartzito gresoso; Met - rochas metamórficas; Gr - rochas graníticas; Gr.P - rochas graníticas porfiróides; R - restantes litológicas. Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante. Depósitos de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (OI.ALV) de Alvarães; a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosselra dum depósito coluvial.

- 43.PL.1S, unidade inferior do depósito de Faldejães na margem direita do rio Lima;

- 64.PL.2S, 17.PL.1S, 5A.GL.1S, respectivamente dos depósitos de Crasto (Ponte de Lima), Correlhã e Moreira de Geraz do Lima, situados na margem esquerda do rio Lima;

c) *predomínio de litologias siliciosas (embora a maioria seja quartzo a este associam-se quantidades variáveis doutras litologias siliciosas):*

- 25.VC.2S e 4S, 15A.ALV.13S e 13S1, 16B.ALV.5S, dos depósitos entre Capareiros e Anha de Alvarães (ALV);

- 49A.PL.S e 50.PL.2S pertencendo aos depósitos de N. Sr.<sup>ª</sup> do Pilar e Outeiro (Refoios do Lima), 8A.PL.S1 e S2, 8B.PL.S1 e S2 dos depósitos de Pregosa (Estorãos), 48.PL.1S e 48.PL.3S dos depósitos de Lanheses, e 42.VC.2S do depósito em Cheira (Torre), todos situados na margem direita do rio Lima;

- 65.PL.1S e 3S dum dos depósitos em Ponte de Lima, 13A.PL.S e 16.PL.2S, 19.PL.1S e 2S, 19.PL.4S1 dos depósitos em Feitosa-Correlhã, 8.GL.3S e 3.GL.2S respectivamente dos depósitos de Sobreiro e St.<sup>ª</sup> Maria do Barco (Vitorino das Donas), situados na margem esquerda do rio Lima;

d) *predomínio de quartzo (>90%):*

- a maioria das amostras de Alvarães;

- 43.PL.4S da unidade do topo nos depósitos de Faldejães, 50.VC.2S dos depósitos de Meadela, situados na margem direita do rio Lima;

- 19.PL.4S2 dos depósitos em Feitosa-Correlhã, 5B.GL.1S e 32A.GL.2S dos depósitos em Moreira de Geraz do Lima, situados na margem esquerda do rio Lima.

No cômputo geral verifica-se que os clastos, de dimensão entre 16 e 180mm, são predominantemente siliciosos, sendo a maioria de quartzo: a esta tendência excluem-se somente dois dos cascalhos estudados.

#### **2.2.2.2 - Espectro litológico da classe 22-32mm**

O estudo comparativo de amostras utilizando dimensões limitadas permite minimizar as variações que possam ocorrer em função da frequência de seixos nas diferentes classes texturais.

Nos seixos da classe escolhida (22-32mm) verificou-se que a distribuição litológica relativa é semelhante à da respectiva amostra total (quadros II.1 e II.2), mostrando predomínio em rochas siliciosas e quartzo (fig.II.21 e II.22).



Na figura II.21 é evidenciada a grande abundância de rochas siliciosas (>80%) em quase todas as amostras, excepto nas 5.PL.2S e 4.PL.2S com menos de 45% destas litologias, e 43.PL.1S, 64.PL.2S, 17.PL.1S, 5A.GL.1S e 43.ALV.2S que apresentam entre 55 a 85% destas rochas.

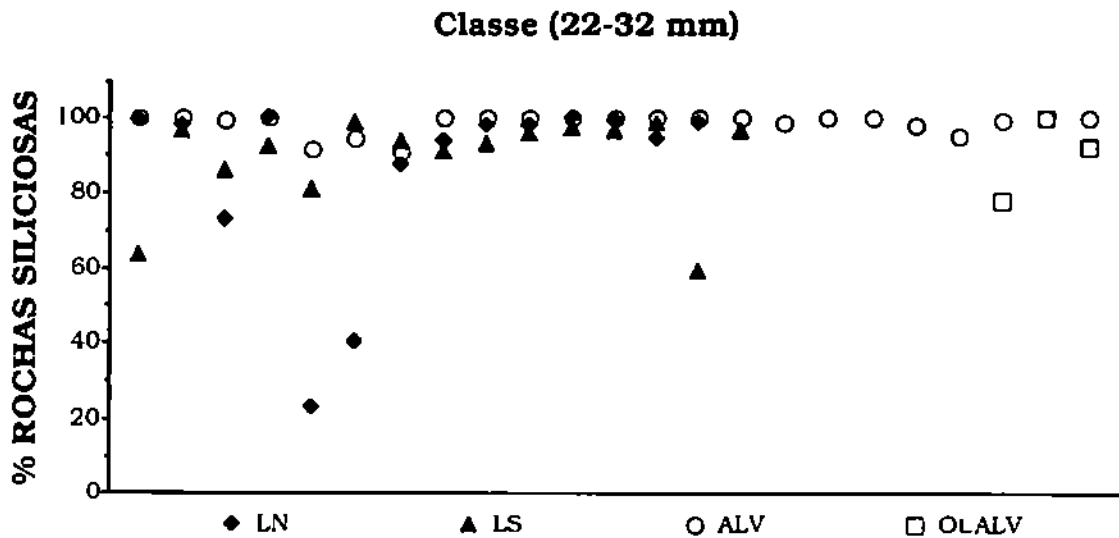


Fig.II.21 - Frequência em rochas siliciosas na classe (22-32mm). Amostras projectadas da direita para a esquerda, em cada grupo, ou seja de montante para jusante: depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, entre Capareiros-Anha (ALV) e restantes (OLALV).

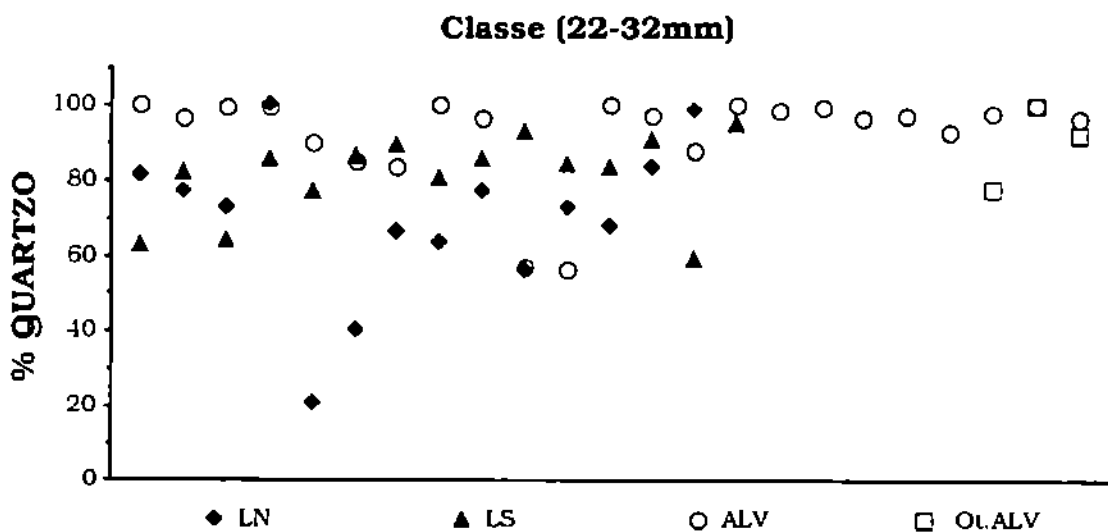


Fig.II.22 - Frequência de quartzo na classe (22-32mm): mantém-se o significado da simbologia e sequência de projecção como na figura II.21.

A frequência em quartzo permite individualizar os depósitos de Alvarães (fig.II.22) em cujas amostras ocorre quase como única composição desta fracção.

A maioria das amostras dos depósitos situados na margem esquerda do rio Lima possui entre 75 e 95% de seixos de quartzo, e as restantes (64.PL.2S, 65.PL.3S e 5A.GL.1S) cerca de 60%. Nas amostras dos depósitos situados na margem direita a frequência de quartzo é mais variável, possuindo a maioria entre 55% a 90%, duas amostras mais de 90% (43.PL.4S e 50.VC.2S) e as duas restantes frequência inferior a 45% (5.PL.2S e 4.PL.2S).

### **2.2.3 - A INFLUÊNCIA DE ACRÉSCIMOS LOCAIS**

O espectro litológico presente nos sedimentos depende directamente das rochas disponíveis nas áreas de alimentação e este facto é frequentemente explorado como indicador quer dos trajectos de fornecimento quer de proximidade das áreas fonte.

No caso dos depósitos estudados, os clastos possuem composição muito semelhante, resultante como seria esperado do facto de existirem os mesmos grupos litológicos nas áreas que alimentaram os depósitos; no entanto, distinguem-se os depósitos na bacia do rio Lima, com maior frequência em rochas metamórficas, dos de Alvarães, onde abunda o quartzo. Além disso, os acréscimos laterais, através de afluentes ou simplesmente devido a escorrências das vertentes próximas, provocaram enriquecimentos litológicos em alguns dos perfis observados.

A alimentação proveniente da fragmentação dos metassedimentos silúricos é responsável pela presença de seixos de quartzito de grão fino, nos perfis 65.PL, 16.PL e 8.GL, aumento em quartzo multigranular e quartzito gresoso nos perfis 8A.PL, 8B.PL, 48.PL e 42.VC, e ainda fragmentos de rochas metamórficas nas amostras 43.PL.1S, 5.PL.2S, 4.PL.2S, 17.PL.1S e 5A.GL.1S. Os fragmentos de rochas graníticas, que nalguns perfis era suposto ocorrerem ao lado dos de rochas metamórficas, podem ter sido fornecidos em menor quantidade. A textura destas rochas facilita a sua fragmentação ao longo das fracturas e planos de xistosidade subvertical, ao contrário das rochas graníticas que mostram maior aptência para a desagregação granular. Os seixos de quartzito encontrados em 49A.PL.S e 50.PL.2S crê-se que tenham sido fornecidos por afloramentos do Complexo xisto-grauváquico a montante de Refoios do Lima.

Nos depósitos de Alvarães também são visíveis alguns produtos de escorrência; neste caso, foram reconhecidas bolas graníticas geralmente alteradas e alguns seixos de rochas metamórficas, em afloramentos próximos do bordo exterior dos depósitos. De todas as amostras a 43.ALV.2S salienta-se por nela se observarem frequentes fragmentos quartzomicáceos frescos provenientes do granito local.

## 2.2.4 - MORFOMETRIA

Para o estudo da morfologia dos seixos foram utilizados o índice de desgaste de 1ª ordem (I.D.) e índice de achatamento (I.A.) definidos por CAILLEUX e TRICART (1959), tendo sido medidos somente em clastos de quartzo filoniano, com dimensões entre 22 e 32 mm.

### 2.2.4.1 - Índice de desgaste de 1ª ordem, $(2r_1/L) \times 1000$

Para o conjunto de amostras estudadas, verificou-se existir um valor modal inferior a 250, independentemente da existência ou não de outra moda de valor superior. Este facto é sugerido de forma clara pelos histogramas de distribuição do índice de desgaste por classes de 50 (fig.II.23).

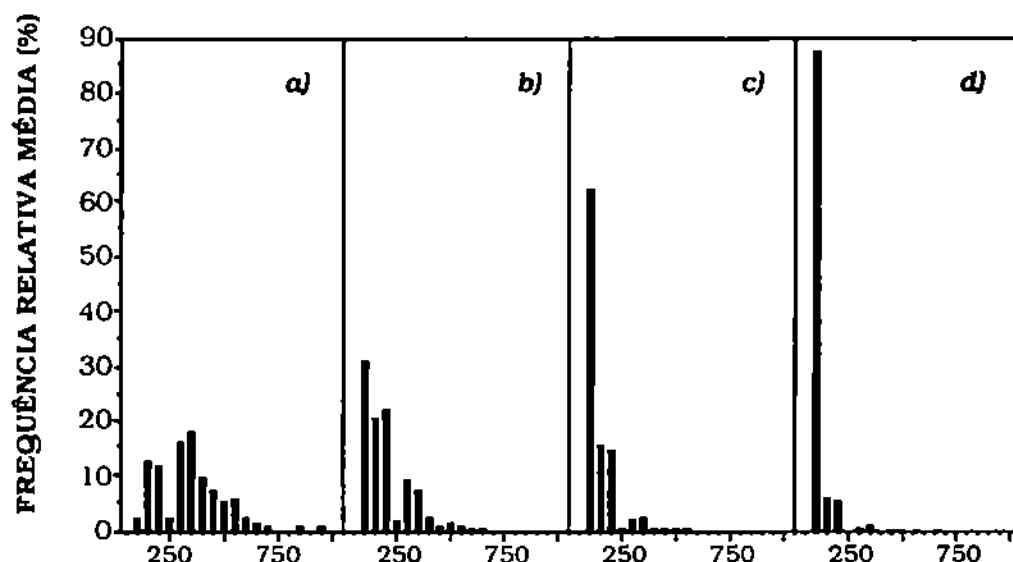


Fig.II.23 - Tipos de distribuição das classes de desgaste, [a), b), c) e d)] descritos no texto: índice de desgaste distribuído em classes de 0 a 1000, com intervalos de 50.

Assim, com base nestes aspectos definem-se quatro tipos de distribuição das classes de desgaste (fig.II.23) correspondendo às amostras com:

a) *classe modal principal localizada à direita de 250, e grande número de elementos com desgaste entre 150-200, definindo outra moda, secundária:*

- 49A.PL.S, depósito de N. Sr.ª do Pilar (Refoios do Lima) na margem direita do rio Lima;

- 8.GL.3S, depósito de Sobreiro (Vitorino das Donas) na margem esquerda do rio Lima;

b) *classe modal principal (<50%), frequentemente localizada entre (50-100), associada a grande número de elementos com desgaste até 200 e a outra moda secundária relativa a um pequeno número de seixos mais desgastados (>250):*

- a maioria dos seixos de Alvarães;
- 43.PL.1S e 4S clastos do depósito de Faldejães, 5.PL.2S do depósito em Arcozelo, 4.PL.2S do depósito a norte de Ponte de Lima, 8A.PL.S1 e 8B.PLS2 de Pregosa (Estorãos), situados na margem direita do rio Lima;
- 65.PL.1S e 3S que se refere a um dos depósitos em Ponte de Lima, 13A.PL.S, 17.PL.1S, 16.PL.2S, 19.PL.1S e 2S, 19.PL.4S1 e 4S2 pertencendo aos depósitos entre Feitosa-Correlhã, 3.GL.2S do depósito de St.ª M.ª do Barco e 5B.GL.1S do depósito de Moreira de Geraz do Lima, situados na margem esquerda do rio Lima;

c) *classe modal única, constituída por 50 a 80% de seixos com desgaste entre (50-100) associados a outros de desgaste até 250 e vestígios esporádicos de elementos com desgaste superior:*

- 10A.ALV.S, 9.ALV.2BS, 25.VC.2S e 4S, dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV);
- 50.PL.2S de Outeiro (Refoios do Lima), 48.PL.1S e 3S de Lanheses, e 42.VC.2S do depósito de Cheira (Torre), situados na margem direita do rio Lima;
- 64.PL.2S de Crasto (Ponte de Lima), 5A.GL.1S e 32A.GL.2S dos depósitos de Moreira de Geraz do Lima, situados na margem esquerda do rio Lima;

d) *classe modal única contendo mais de 80% de seixos com desgaste (50-100):*

- 22A.VC.5S pertencendo à "linha de pedras" observada localmente na cobertura dos depósitos em Paço (Vila Fria), de Alvarães (ALV);

- 43.ALV.2S, 35.VC.2S, 19A.ALV.1S, dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV);
- 50.VC.2S do depósito em Meadela na margem direita do rio Lima;

Verifica-se que a distribuição dominante é a descrita como do tipo b), observada em 66% das amostras estudadas, seguindo-se o tipo c) presente ainda num número significativo de amostras (21%) e menos frequentes as dos tipos d) e a).

A comparação através dos valores da média do índice de desgaste (quadro II.3) mostra que as amostras dos depósitos entre Capareiros e Anha (ALV) de Alvarães, a maioria das amostras dos depósitos situados na margem direita (LN) e algumas dos na margem esquerda (LS) do rio Lima possuem média semelhante, entre 100 e 175, embora as do conjunto LN pareçam ser ligeiramente menos desgastadas que as ALV (fig.II.24); grande parte das amostras LS apresenta média

Quadro II.3 - Valores da média (Md), desvio padrão (Dp) do índice de desgaste, e % de seixos com desgaste  $\leq 100$  e  $\geq 500$ .

AMOSTRAS	Md	Dp	% DESG. $\leq 100$	% DESG. $> 500$	AMOSTRAS	Md	Dp	% DESG. $\leq 100$	% DESG. $> 500$
<b>LN</b>					<b>ALV</b>				
49A.PL.S	359.1	154.0	-	16.7	1.CAR.5S	160.6	91.0	34.4	-
50.PL.2S	164.6	150.1	63.4	4.8	3.CAR.2S	160.4	108.6	34.8	0.9
43.PL.1S	130.6	70.2	48.4	-	3.CAR.3S	164.1	90.3	29.4	-
43.PL.4S	121.4	57.0	47.2	-	3.CAR.4S	171.7	100.8	28.3	1.7
5.PL.2S	187.1	109.3	24.1	-	6.CAR.S	133.4	80.9	45.6	0.8
4.PL.2S	145.4	91.0	43.2	-	25.VC.2S	120.6	76.9	62.4	-
8A.PL.S1	132.4	50.0	32.7	-	25.VC.4S	105.0	51.0	65.6	-
8B.PL.S2	158.3	81.1	31.9	-	15A.ALV.5S	127.8	63.6	45.2	-
48.PL.1S	106.5	41.0	58.9	-	15A.ALV.8S	117.4	60.1	54.3	-
48.PL.3S	114.3	55.0	56.0	-	15A.ALV.13S	170.2	96.2	27.7	1.2
42.VC.2S	108.6	50.1	57.6	-	15A.ALV.13S1	133.1	67.8	40.0	-
50.VC.2S	87.2	48.3	88.7	0.9	16A.ALV.3S	197.8	120.9	21.6	2.4
<b>LS</b>					16B.ALV.2S	167.0	97.2	30.4	1.6
64.PL.2S	111.7	63.5	62.0	-	16B.ALV.5S	164.6	101.4	35.2	0.8
65.PL.1S	268.6	121.3	4.8	5.6	10A.ALV.S	114.3	53.6	56.3	-
65.PL.3S	227.4	138.7	16.9	7.2	9B.ALV.S	171.0	109.1	38.4	0.8
13A.PLS	196.6	145.2	44.8	4.8	9.ALV.2BS	103.4	72.8	75.2	0.8
17.PL.1S	150.2	109.3	43.2	3.2	8.ALV.S	145.4	83.6	41.7	-
10.PL.2S	297.2	182.3	11.3	17.7	7A.ALV.S	156.5	107.9	30.0	3.0
19.PL.1S	225.0	144.8	18.6	6.5	29.ALV.6S	180.4	109.3	10.2	-
19.PL.2S	205.5	135.3	28.8	4.2	29A.ALV.S	163.8	80.4	30.4	1.6
19.PL.4S1	209.1	131.2	22.7	4.6	22B.VC.4S	138.6	67.6	34.4	-
19.PL.4S2	207.8	117.7	18.2	3.0	22A.VC.5S	81.0	21.2	91.7	-
8.GL.3S	281.8	143.7	4.8	8.8	<b>OL.ALV</b>				
3.GL.2S	200.2	132.4	34.2	2.4	43.ALV.2S	98.5	59.9	82.7	-
5B.GL.1S	202.0	131.3	21.8	4.0	35.VC.2S	88.5	29.0	80.0	-
5A.GL.1S	139.0	105.8	58.6	2.4	19A.VC.2S	79.1	16.8	93.6	-
32A.GL.2S	111.0	83.3	74.4	0.8					

Amostras sertadas, em cada grupo, de montante para jusante. Depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (OL.ALV); a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosseira dum depósito coluvial.

entre 175 a 250, e as restantes valores superiores: entre 250 e 300 em 65.PL.1S, 16.PL.2S e 8.GL.3S e próximo de 360 na 49A.PL.S.

Os menores valores da média de desgaste, ou seja inferior a 100, pertencem às amostras 19A.VC.2S, 22A.VC.5S, 35.VC.2S e 50.VC.2S.

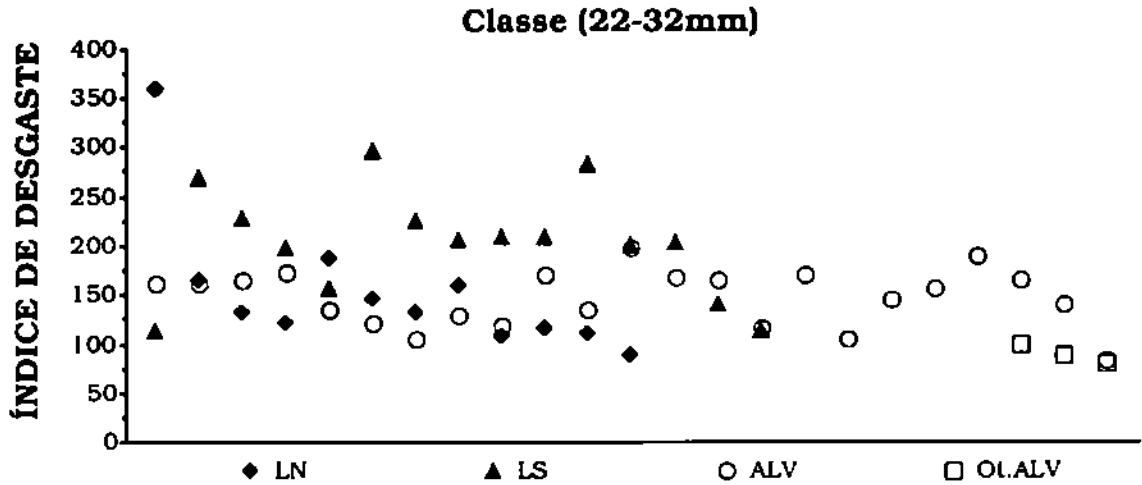


Fig.II.24 - Valores da média do índice de desgaste nos seixos de quartzo, classe (22-32mm). Amostras projectadas da direita para a esquerda, em cada grupo, ou seja de montante para jusante; depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, entre Capareiros-Anha (ALV) e restantes (Ol.ALV).

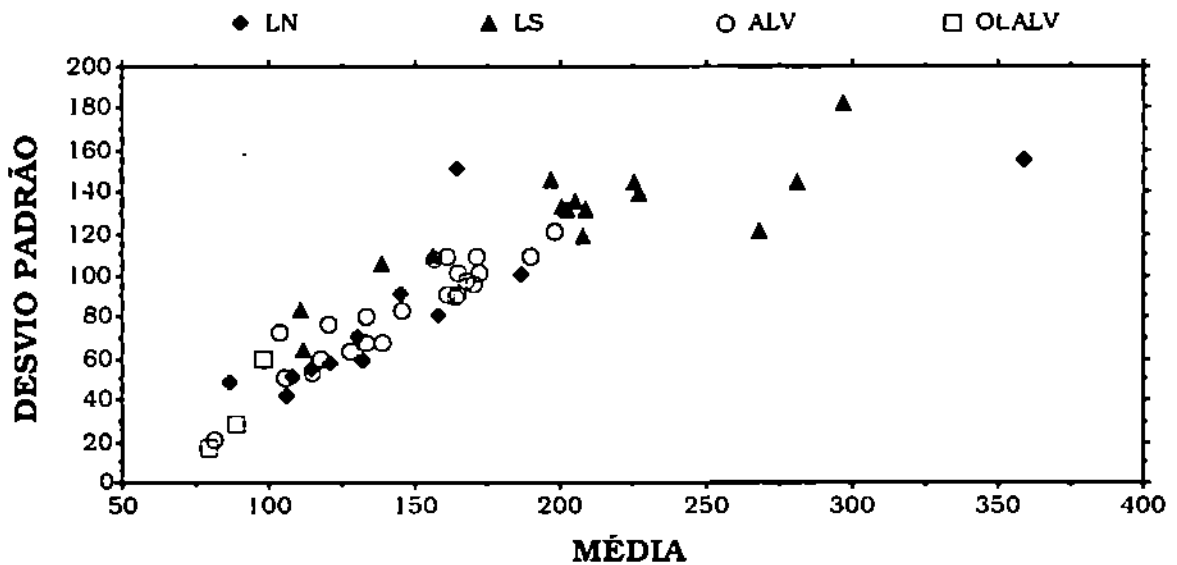


Fig.II.25 - Diagrama média-desvio padrão do índice de desgaste nos seixos de quartzo, classe (22-32mm); mantém-se o significado da simbologia e sequência de projecção como na figura II.24.

O valor da média do índice de desgaste é directamente influenciado pelo tipo de distribuição das classes do índice de desgaste e sua frequência nos seixos. Nas amostras estudadas, a presença de seixos com desgaste inferior a 100 faz baixar o valor da média; as amostras com menor desvio (fig.II.25) correspondem às que apresentam menor média, sucedendo-se as amostras numa mancha alongada, mantendo-se os grupos e sua disposição relativa como foram anteriormente descritos. Seixos muito desgastados (I.D.>500) ocorrem frequentemente no conjunto de amostras LS; observam-se principalmente em 49A.PL.S e 16.PL.2S, respectivamente cerca de 17% e 18% (quadro II.3).

#### 2.2.4.2 - Índice de achatamento, $(L+1)/2E$

A maioria dos seixos apresenta achatamento inferior a 2.5, observando-se raramente (5%) elementos com achatamento superior (quadros em anexo; fig.II.26). As amostras Ot.ALV apresentam maior variação e valores mais elevados relativamente às percentagens de seixos com achatamento inferior a 1.5 e superior a 2.5.

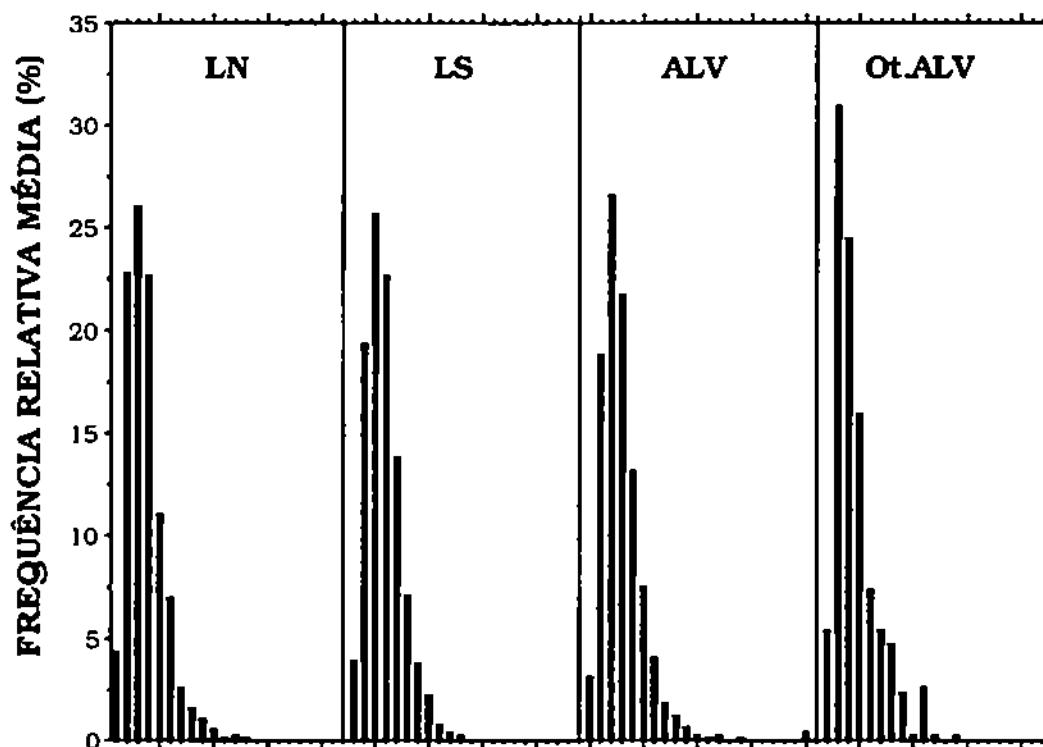


Fig.II.26 - Distribuição média das classes de achatamento (classes de 1 a 6.25 com intervalos de 0.25) em cada grupo de amostras; depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (Ot.ALV).

Quadro II.4 - Média (Md) e desvio padrão (Dp) do índice de achatamento, e % de seixos com achatamento  $\leq 1,5$  e  $>2,5$ .

AMOSTRAS	Md	Dp	% ACHAT. $\leq 1,5$	% ACHAT. $>2,5$	AMOSTRAS	Md	Dp	% ACHAT. $\leq 1,5$	% ACHAT. $>2,5$
<b>LN</b>									
49A.PL.S	1.9	0.4	19.7	4.6	<b>ALV</b>				
50.PL.2S	1.9	0.5	20.8	8.8	1.CAR.5S	2.0	0.5	13.6	13.6
43.PL.1S	1.7	0.4	30.7	8.1	3.CAR.2S	1.8	0.5	20.4	7.1
43.PL.4S	1.7	0.3	32.0	2.4	3.CAR.3S	1.8	0.4	21.9	6.7
5.PL.2S	1.8	0.5	24.1	5.8	3.CAR.4S	1.9	0.6	25.0	8.3
4.PL.2S	1.8	0.4	28.0	8.8	6.CAR.S	1.9	0.5	14.4	10.4
8A.PL.S1	1.6	0.3	42.6	3.0	25.VC.2S	1.8	0.4	24.0	6.4
8B.PL.S2	1.8	0.4	26.1	4.4	25.VC.4S	1.7	0.4	38.4	4.0
48.PL.1S	1.9	0.5	16.4	5.5	15A.ALV.5S	2.0	0.5	16.1	16.9
48.PL.3S	1.8	0.4	32.0	8.0	15A.ALV.8S	1.9	0.4	12.4	9.5
42.VC.2S	1.8	0.5	25.6	10.4	15A.ALV.13S	1.7	0.4	38.6	2.4
50.VC.2S	1.8	0.5	27.0	6.1	15A.ALV.13S1	1.8	0.5	31.3	7.5
<b>LS</b>					16A.ALV.3S	1.8	0.5	29.6	6.4
64.PL.2S	1.7	0.4	38.0	6.3	16B.ALV.2S	2.0	0.6	16.0	14.4
65.PL.1S	1.8	0.4	27.2	5.6	16B.ALV.5S	1.8	0.4	23.2	3.2
65.PL.3S	1.8	0.4	24.2	7.3	10A.ALV.S	1.8	0.5	29.5	11.6
13A.PL.S	1.8	0.4	23.2	8.0	9B.ALV.S	1.8	0.4	23.2	4.0
17.PL.1S	1.9	0.5	20.0	7.2	9.ALV.2BS	1.8	0.4	24.8	9.6
16.PL.2S	1.9	0.4	16.1	9.7	8.ALV.S	1.8	0.4	21.3	11.1
19.PL.1S	1.8	0.4	25.8	15.3	7A.ALV.S	1.9	0.4	17.0	8.0
19.PL.2S	1.8	0.4	18.6	5.1	29.ALV.6S	1.8	0.4	20.0	7.2
19.PL.4S1	1.8	0.4	56.4	6.4	29A.ALV.S	2.0	0.5	16.8	8.8
19.PL.4S2	1.9	0.4	16.2	8.1	22B.VC.4S	2.0	0.5	14.4	12.8
8.GL.3S	1.8	0.4	19.2	4.0	22A.VC.5S	1.9	0.6	16.7	9.3
3.GL.2S	1.8	0.4	20.3	5.7	<b>OL.ALV</b>				
5B.GL.1S	1.9	0.5	23.4	10.5	43.ALV.2S	1.6	0.4	58.0	2.5
5A.GL.1S	1.9	0.5	17.6	15.2	35.VC.2S	2.0	0.6	27.0	19.1
32A.GL.2S	1.8	0.5	28.8	8.0	19A.VC.2S	1.8	0.5	23.9	10.1

Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante. Depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (OL.ALV); a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosselra dum depósito coluvial.



Existe grande semelhança na distribuição das classes de achatamento, e consequentemente relativamente à média de achatamento; os valores desta média (quadro II.4) variam de 1.6 a 2.0, no entanto, são mais frequentes valores entre 1.7 e 1.9, não se individualizando nenhum dos grupos de amostras em particular (fig.II.27).

Os valores observados indicam uma tendência isodiamétrica, característica dos fragmentos de quartzo e, também observada frequentemente, nos clastos obtidos por choque mecânico.

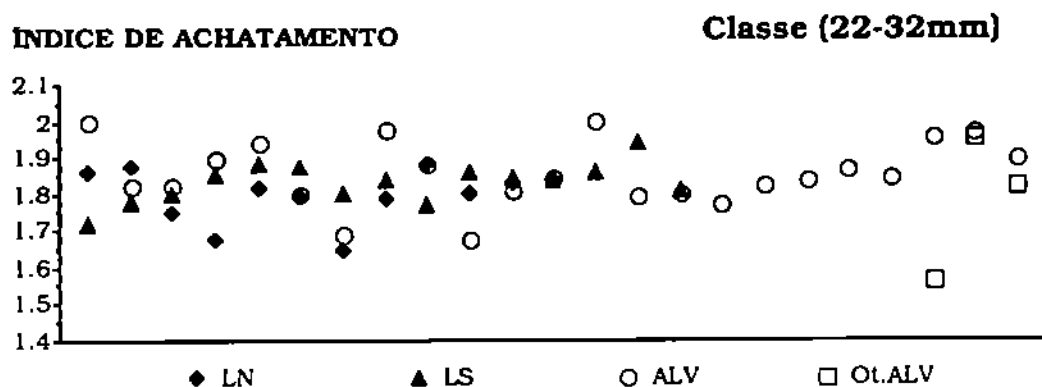


Fig.II.27 - Valores da média do índice de achatamento nos seixos de quartzo, classe (22-32mm). Amostras projectadas da direita para a esquerda, em cada grupo, ou seja de montante para jusante; depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (Ot.ALV).

### 2.2.5 - AGENTE MODELADOR E DE TRANSPORTE

Os índices de forma utilizam-se frequentemente nas reconstituições paleoambientais, principalmente caracterizando o agente modelador. Desde a introdução por WENTWORTH do "roundness index" que a morfologia dos clastos é estudada e interpretada, para cada litologia, como função da distância percorrida e do tipo e agente de transporte.

Além destes factores a morfologia das partículas depende da forma inicial, dimensão e das próprias características internas do fragmento libertado (SNEED e FOLK 1958; CAILLEUX e TRICART 1959; FISHER e BRIGLAND 1986).

Neste trabalho as medições foram realizadas em seixos duma só composição, o quartzo filoniano, num intervalo de classe dimensional pequeno (0.5Ø) tal como aconselhado por SNEED e FOLK (1958) e BRIGLAND (1986), tendo-se mantido o mesmo critério nas leituras efectuadas; assim, as diferenças morfométricas observadas poderão ser atribuídas a variações nas condições de transporte.

Os resultados morfométricos, embora de difícil comparação dada a grande dispersão entre as classes e litologias utilizadas pelos investigadores, parecem indicar que o transporte dos seixos foi dum modo geral predominantemente do tipo fluvial com algumas variações de regime (CARVALHO G. S. 1952 e 1953; CARVALHO A. M. G. 1968, 1972; CAILLEUX e TRICART 1959; BOYÈ 1960; RAYNAL e NONN 1968; LOPES 1974).

A relação entre os índices de forma, desgaste e achatamento, inicialmente ensaiada por TRICART, permitiram a RICHTER (1959; in REINECK e SINGH 1980) distinguir clastos provenientes de vários ambientes do Quaternário; por comparação (fig.II.28) os seixos estudados, subangulosos a subredondos e pouco achatados, apresentam índices morfométricos que se distribuem próximo do domínio delimitado como típico de ambiente fluvial e à esquerda deste.

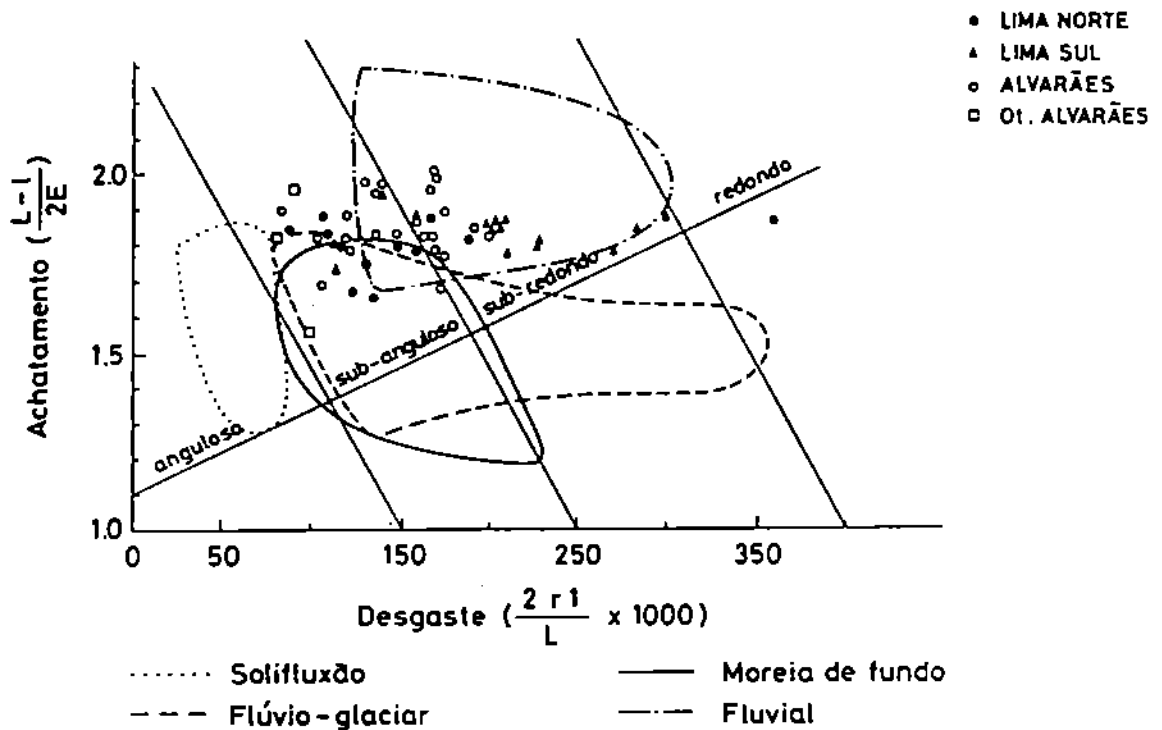


Fig.II.28 - Distribuição das amostras função dos respectivos valores de média do índice de desgaste e média do índice de achatamento, no diagrama utilizado por RICHTER (1959) modificado (REINECK e SINGH 1980).

Segundo CAILLEUX e TRICART (1959) o desgaste efectua-se nos primeiros 30Km, no caso de seixos de quartzo, mantendo-se posteriormente, sendo favorecido por pequenos choques e atrito. Os depósitos estudados são fundamentalmente arenosos com matriz limo-argilosa envolvendo a fracção grosseira, não ocorrendo pois verdadeiramente cascalho como é observado na bacia do rio Minho (PEREIRA

1989). O desgaste foi produzido principalmente pela acção de atrito das areias, areão e seixos mais pequenos, deslocando-se em saltação e rolamento sobre os elementos da carga de fundo (TRICART e SHAEFFER 1950; TRICART 1961), ocasionando desgaste não muito elevado, e pelo efeito turbilhonar em pequenas marmitas gerando seixos de desgaste muito superior ao do leito (TRICART e SHAEFFER 1950; CAILLEUX e TRICART 1959). Por outro lado o transporte turbulento ou escoamento em massa, comum em derrames torrenciais, e o transporte por tracção junto ao leito não confere grande desgaste (TRICART 1961). Além disso, durante o trajecto alguns seixos podem fracturar-se, constituindo uma população que inicia um novo ciclo de desgaste, e em qualquer ponto pode ocorrer adição de novos fragmentos, o que permite um enriquecimento nas classes de menor índice de desgaste.

Os tipos de distribuição nas classes de desgaste, descritos anteriormente, resultam da interacção destes modos de transporte, observando-se na figura II.9 duas tendências:

i) - nas amostras que coincidem com o domínio fluvial o transporte foi efectuado em meio fluvial com energia suficiente para promover alguma fracturação por choque mecânico, motivando o aparecimento de seixos desgastados inteiros misturados com seixos desgastados partidos e posteriormente desgastados, e de alguns elementos muito desgastados, talvez em marmitas;

ii) - nas amostras que se projectam para a esquerda daquele domínio pode ter ocorrido transporte fluvial por tracção e/ou escoamentos em massa, por vezes fortemente enriquecido por material local de escorrência das vertentes.

A amostra menos desgastada, 19A.VC.2S, que foi reconhecida como pertencendo a um depósito coluvial, é para as amostras estudadas o limite inferior, ilustrando a situação em que poucas modificações foram introduzidas nos fragmentos libertados, mas estes sofreram um burilamento dos seus vértices (mecânico e/ou químico), e por isso se projectam fora do domínio de solifluxão (fig.II.28). Assim, as amostras 22A.VC.5S, 35.VC.2S e 50.VC.2S que apresentam desgaste muito próximo do daquela amostra, representam fundamentalmente materiais de vertente sujeitos a transporte curto. As restantes fora do domínio fluvial são o resultado de acção mista, na qual o material de vertente pouco transportado e os seixos que habitualmente se partem no ambiente fluvial fazem baixar a média do índice de desgaste, por isso se projectam em posição intermédia. A amostra 43.PL.4S, pelo contrário, parece ter beneficiado dum aumento na média do índice de desgaste, devido à presença de alguns elementos desgastados, possivelmente provenientes dum depósito anterior.

### 2.2.6 - INFLUÊNCIA DO CLIMA NO ESPECTRO LITOLÓGICO E ÍNDICE DE DESGASTE

O espectro litológico dum sedimento reflecte as litologias aflorantes na área de alimentação e as condições dinâmicas e climáticas que actuaram durante e posteriormente à sua formação. Na fracção grosseira da maioria dos sedimentos estudados observam-se clastos de rochas alteráveis num pequeno número de amostras (sendo abundantes somente em 5.PL.2S e 4.PL.2S), o que permite classificá-los como litologicamente maduros.

O quartzo que nas rochas mãe ocupa em média 0 a 2% de superfície (CAILLEUX e TRICART 1959) é um dos materiais mais resistentes física e quimicamente (TRICART 1961). A frequência elevada em quartzo ou rochas siliciosas nos sedimentos é, portanto, um indicio de condições favoráveis à desagregação física e química dos materiais, ou seja, à destruição das rochas mais alteráveis, semelhantes às que se observam actualmente em clima quente e húmido (CAILLEUX e TRICART 1959). Em ambiente menos quente a decomposição química é menos intensa, ocorrendo nas vertentes durante épocas mais pluviosas a desagregação física de fragmentos de litologia e alteração variável. A primeira situação ocorreu durante a génese da maioria dos sedimentos estudados e a segunda fez-se sentir quando da formação dos depósitos **4.PL** e **5.PL**.

A concentração de quartzo nos sedimentos por acções mecânicas pode ocorrer em todos os ambientes; por outro lado, também se pode observar o mesmo resultado sem intervenção do transporte. O diagrama apresentado por DAL CIN (1968) permite avaliar o comportamento das diversas litologias sob os efeitos de acções quer mecânicas, atribuídas ao desgaste durante transporte, quer químicas inerentes às condições climáticas regionais, inferindo sobre o regime de transporte e climático em que ocorreram.

A projecção neste diagrama (fig.II.29) corrobora as interpretações gerais anteriormente efectuadas e acentua os seguintes factos:

- a maioria dos sedimentos formaram-se em condições climáticas semelhantes;

- as litologias presentes nos clastos e sua abundância, relativamente às frequências nas áreas de alimentação, sugerem condições favoráveis à desagregação física e química, semelhante ao que se observa em regiões quentes e húmidas;

- é provável que as condições não tenham permanecido invariáveis; a presença de clastos litologicamente alteráveis inclusos nalguns depósitos, por vezes relativamente abundantes, são um indicador de "crises climáticas", ocorrendo

durante estas um reforço da erosão física, com arranque e transporte de fragmentos ainda não alterados:

- as diferenças no desgaste entre os seixos dos depósitos de Alvarães e a maioria dos que ocorrem nos depósitos na margem esquerda do rio Lima deve-se à maior duração no transporte destes elementos, quer por afluentes importantes do rio Lima, quer pelo facto de que o curso responsável pelos depósitos de Alvarães ter tido menor extensão que o paleo-Lima.

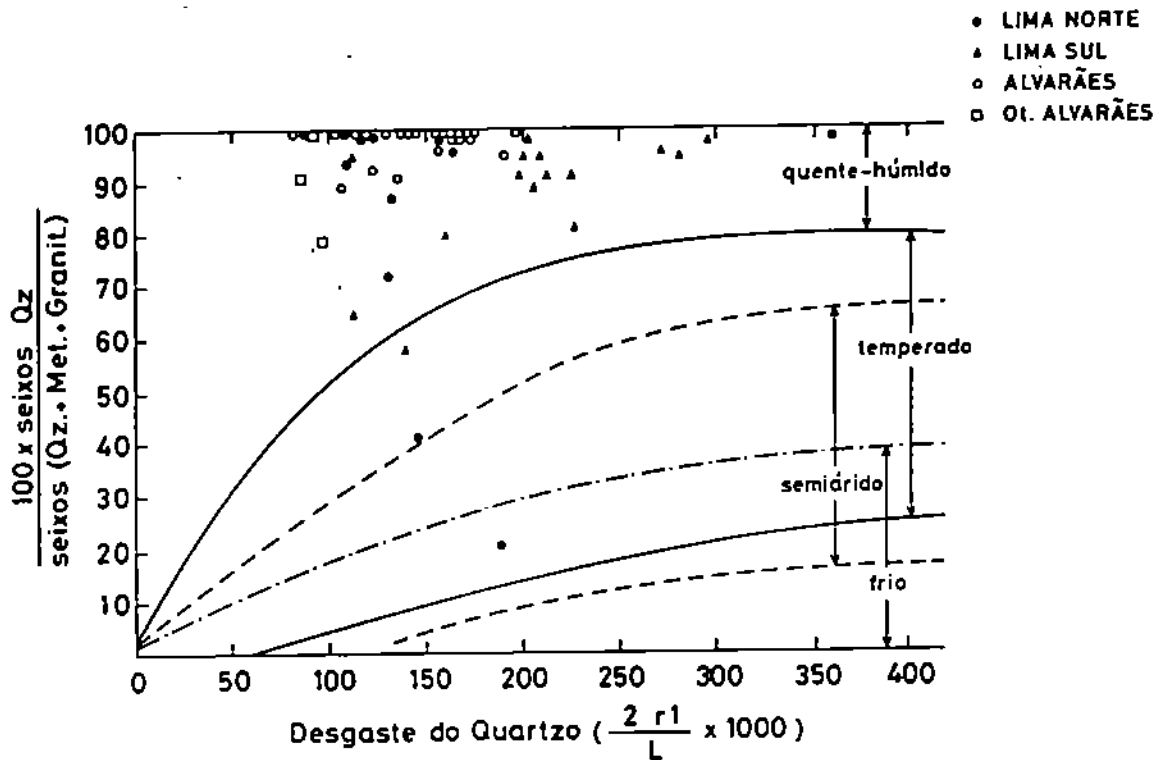


Fig.II.29 - Projecção das médias do índice de desgaste, dos clastos de quartzo na classe 22-32mm versus a frequência desta litologia (Qz), no mesmo intervalo de classe: depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LIMA NORTE) e margem esquerda (LIMA SUL), e depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALVARÃES) e restantes (Ot. ALVARÃES). Met. - rochas metamórficas; Granit. - rochas graníticas.

### 2.3 - ASSOCIAÇÕES MINERAIS

A constituição mineral das partículas é uma função de muitas variáveis, relacionadas com a disponibilidade mineral na áreas fornecedoras, directamente associada à composição litológica, e com as características físicas e químicas das espécies minerais face ao meio sedimentar e às condições climáticas prevalentes durante e após a sua deposição. Em sedimentos abrangendo um grande leque de dimensões, as partículas ocorrem em intervalos dimensionais geralmente com significado dinâmico: no sedimento como um todo, a sua composição mineral é o

somatório de várias associações minerais, geralmente estudadas em "grupos" função das técnicas de identificação mineralógica que melhor se adaptam ao tipo de material e objectivos pretendidos.

Além das observações à lupa binocular, com um cariz informativo não tendo sido por isso quantificadas, foram estudadas e semiquantificadas as associações minerais presentes na fracção densa do intervalo 500-62 $\mu$ m, e na fracção <2 $\mu$ m.

### **2.3.1 - FRACÇÃO Densa (d>2,89) NO INTERVALO 500-62 $\mu$ m**

Para este estudo foram seleccionados alguns perfis de amostragem nos depósitos fluviais, e ainda algumas amostras dos sedimentos de colúvios (17.ALV.3, 19.ALV.2 e 3, 10.GL.2 e 3, 6.PL 2 e 3, 12A.PL.2 e 3, 12B.PL.2 e 3, 19A.VC.2 e 3, 34.VC.2 e 3) e das litologias dominantes; destas seleccionaram-se as amostras 4.PL.A1, 47.VC.1, 19.ALV.1, 17.ALV.2, 19A.VC.1, 35.VC.1, 35B.VC.1, 9.VC.1 e 14.VC.1 representando rochas graníticas alteradas; 6.PL.1, 5.PL.1, 34.VC.1, 10.GL.1, 12A.PL.1, 12B.PL.1, 3.CAR.A1, 31.VC.1A e 1B provenientes dos metassedimentos silúricos também alterados.

#### **2.3.1.1 - Características gerais dos grãos**

Como características comuns a todas as amostras pode-se citar o facto de que nos grãos, recolhidos como fracção densa, os de minerais opacos apresentam contornos irregulares por vezes arredondados, enquanto que entre os minerais transparentes ocorrem alguns grãos euédricos. A composição mineral dos opacos não é possível identificar pela metodologia utilizada, por isso eles figuram somente na contagem da razão opacos/transparentes. Relativamente aos minerais transparentes resumem-se alguns dos aspectos mais típicos de cada mineral presente. A turmalina, predominando a variedade castanha, ocorre principalmente em fragmentos de cristais não rolados e algumas vezes em pequenos cristais euédricos. O silicato de metamorfismo mais abundante é a andalusite, incluindo a variedade quiaistolite, frequentemente pleocróica e por vezes rolada. Nitidamente menos frequentes ocorrem, em quase todas as amostras, fragmentos prismáticos de silimanite e alguns grãos de estauroilite. São muito frequentes fragmentos e cristais bipiramidais de zircão, incolor, róseo e amarelo, alguns arredondados. Observam-se cristais de anátase, grãos irregulares de broquite e fragmentos e cristais de rútilo, algumas vezes com maclas ainda visíveis; destes, a anátase é sem dúvida o polimorfo mais abundante, segue-se o rútilo e menos frequente a broquite. Ocorrem ainda, cassiterite, esporadicamente granada e monazite e, muito raramente, distena, epidoto, esfena, idocráse, hiperstena, hornblenda verde e xenótime.

### **2.3.1.2 - Depósitos na bacia do rio Lima**

#### **Depósitos na margem direita (LN)**

Nas amostras destes depósitos (quadro II.5) observa-se grande variação do conteúdo em minerais opacos, ocorrendo estes desde vestígios (<5%), amostras do perfil 8.PL, a muito abundantes (85%), amostra 29.GL.1.

A andalusite, o mineral transparente dominante, encontra-se geralmente com frequência superior a 50% atingindo o máximo de 96%. Este predomínio de andalusite só não se observa nos perfis 50.VC e 29.GL; no primeiro predomina a turmalina (este mineral nos restantes depósitos embora sempre presente ocorre em proporções reduzidas), e no perfil 29.GL observam-se quantidades significativas de granada (27 a 30%) e cassiterite (7 a 19%).

O zircão, óxidos de titânio, silimanite e estauroлите, ausentes ou vestigiais na maioria das amostras, são ligeiramente mais frequentes nas amostras dos perfis 31.GL e 29.GL (zircão), 4.PL (anátase e silimanite), e 42.VC (estauroлите).

O grupo designado como restantes minerais, cuja frequência é diminuta (1%), representam nestes depósitos epidoto (5.PL.2), esfena (31.GL.1) e idocráse (5.PL.3).

Em cada perfil, analisando as amostras da base para o topo, não se registam geralmente (quadro II.5) grandes variações nas associações minerais e respectivas frequências relativas; no entanto, nas amostras dos perfis:

- 4.PL: existe aumento em andalusite e diminuição de turmalina, óxidos de titânio e silimanite, mercê do crescente enriquecimento em sedimentos provenientes dos metassedimentos;
- 29.GL: ocorre diminuição de andalusite, desaparecimento dos óxidos de titânio e silimanite, e aumento da frequência em cassiterite e granada, minerais muito frequentes no campo filoniano em redor da Serra de Arga.

Relativamente ao conjunto dos perfis verifica-se que a distribuição e associações minerais dos perfis 43.PL, 5.PL, 5(A,B).PL, parte superior do perfil 4.PL, 3.PL e 8B.PL são muito semelhantes entre si, agrupando-se noutra conjunto os perfis 48.PL, 31.GL e 42.VC. Destacam-se, assim, o perfil 50.VC com predomínio de turmalina, e 29.GL já referido pela sua abundância em granada.

#### **Depósitos na margem esquerda (LS)**

A proporção minerais opacos/transparentes é notoriamente mais elevada nestas amostras do que nas anteriores, na maioria superior a 50% (quadro II.6).

Quadro II.5 - Frequência relativa de minerais pesados.  
Amostras dos depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN).

Amostras	Transparentes											Opacos	
	Tur	Zir	Mon	Anát	Rût	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
29.GL.1	19	12	-	-	-	-	7	-	55	7	-	-	85
29.GL.2	21	2	-	1	-	-	10	-	36	-	30	-	28
29.GL.3	33	-	-	-	1	-	19	-	20	-	27	-	25
31.GL.1	20	20	-	5	1	-	-	-	52	2	-	-	40
31.GL.2	27	-	-	-	-	-	1	-	72	-	-	-	6
31.GL.3	31	8	-	-	1	-	1	-	57	2	-	-	22
3.PL.2	14	-	-	-	-	-	4	-	81	1	-	-	10
4.PL.1	17	4	1	1	-	-	-	1	57	18	1	-	37
4.PL.2	16	6	2	9	3	-	-	1	49	13	1	-	40
4.PL.3	3	5	1	-	-	-	-	-	86	5	-	-	46
4.PL.4	5	3	1	1	-	-	-	-	89	1	-	-	57
4.PL.5	8	-	1	-	-	-	-	-	86	5	-	-	26
5.PL.2	1	2	-	-	-	-	-	-	92	4	-	1	18
5.PL.3	4	2	-	-	-	-	-	-	87	6	-	1	27
5A.PL.1	15	5	-	-	2	-	-	-	74	4	-	-	23
5A.PL.2	9	2	-	-	1	-	1	-	87	-	-	-	17
5B.PL.1	9	4	-	1	-	-	-	-	84	1	-	1	15
5B.PL.2	9	-	-	1	-	-	-	-	89	1	-	-	20
8B.PL.1	6	-	-	-	-	-	-	-	94	-	-	-	4
8B.PL.2	4	-	-	-	-	-	-	-	96	-	-	-	2
8B.PL.3	5	-	-	-	-	-	-	-	95	-	-	-	3
43.PL.1	2	-	-	-	-	-	-	-	95	3	-	-	4
43.PL.2	9	2	1	-	-	-	1	-	84	3	-	-	25
43.PL.3	5	1	-	-	-	-	-	-	94	-	-	-	4
43.PL.4	3	1	1	2	-	-	2	-	90	1	-	-	47
48.PL.1	5	-	-	1	-	-	9	-	85	-	-	-	17
48.PL.2	23	1	-	-	-	-	2	-	74	-	-	-	12
48.PL.3	7	-	-	-	-	-	14	-	78	-	1	-	5
42.VC.1	25	-	-	-	-	-	-	4	71	-	-	-	4
42.VC.2	23	1	-	-	-	-	8	5	63	-	-	-	15
50.VC.1	64	-	-	-	-	-	-	-	34	2	-	-	8

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anát - anátase; Rût - rûtulo;  
Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - sillmanite;  
Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.



Quadro II.6 - Frequência relativa de minerais pesados.  
Amostras dos depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem esquerda (LS).

Amostras	Transparentes											Opa cos	
	Tur	Zir	Mon	Anát	Rút	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
3.GL.1	13	17	1	1	1	2	1	2	55	7	-	-	67
3.GL.2	15	20	1	2	1	-	-	7	46	1	3	4	70
5.GL.1	17	5	-	2	-	-	-	-	73	3	-	-	70
5B.GL.1	3	6	-	4	-	2	1	-	75	9	-	-	54
8.GL.2	18	13	-	7	-	-	-	-	49	13	-	-	55
8.GL.3	40	4	-	3	7	-	-	-	35	11	-	-	58
8.GL.4	18	7	-	12	3	1	3	-	48	8	-	-	62
32.GL.1	43	23	-	6	-	1	3	-	20	2	1	1	62
32.GL.2	70	11	-	5	2	-	2	-	10	-	-	-	70
32.GL.3	17	13	-	3	-	-	4	-	54	9	-	-	63
32.GL.4	27	16	-	2	1	-	2	-	42	9	1	-	68
35.GL.1	7	30	-	3	-	3	4	1	41	10	-	1	79
35.GL.2	14	27	-	13	3	4	1	2	34	2	-	-	64
36.GL.1	14	11	1	8	1	1	-	-	57	7	-	-	72
36.GL.2	18	15	-	7	5	1	-	-	50	3	-	1	51
36.GL.3	18	18	-	3	-	-	1	1	48	11	-	-	55
16.PL.2	7	14	-	3	1	2	5	5	61	2	-	-	57
19.PL.1	23	13	-	3	-	1	2	-	56	2	-	-	70
19.PL.2	12	2	2	-	-	-	10	4	59	11	-	-	88
19.PL.3	16	17	2	-	-	-	1	-	56	8	-	-	80
19.PL.4	17	11	1	-	-	-	-	-	65	6	-	-	91
19.PL.5	14	15	5	3	-	-	8	-	51	3	-	1	82
64.PL.1	11	3	-	2	-	-	-	-	84	-	-	-	10
64.PL.2	10	4	-	-	-	-	-	-	85	1	-	-	16
65.PL.4	17	16	1	6	-	-	1	1	51	7	-	-	51
65.PL.6	15	21	2	4	-	-	-	-	47	11	-	-	40
62.VC.1	18	2	-	1	-	-	-	8	61	8	1	1	24
62.VC.2	14	7	-	-	1	-	-	16	56	4	2	-	26

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anát - anátase; Rút - rútilo;  
Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - silimanite;  
Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.

A andalusite é também o mineral transparente mais frequente, mas ocorrendo em percentagens muito diversas, entre 10 e 75% na maioria das amostras, atingindo 85% somente nas amostras do perfil 64.PL. O polimorfo silimanite ocorre em todos os perfis raramente ultrapassando 10%, nalguns é vestigial (16.PL e 64.PL); a presença da silimanite realça o abastecimento em materiais de filiação granítica onde este mineral está presente, frequentemente como inclusões na moscovite.

A turmalina está sempre presente, e em geral com frequência semelhante, é no entanto, mais abundante nalgumas amostras dos perfis 8.GL (de 18 a 40%) e 32.GL (de 17 a 70%).

Nos depósitos desta margem parecem ser mais frequentes os óxidos de titânio (principalmente a anátase) e zircão; este mineral raramente ultrapassa 5% nos depósitos situados na margem direita (LN), enquanto que na maioria das amostras destes da margem esquerda (LS), a sua frequência varia entre 10 e 20%, atingindo loalmente 30% (35.GL).

A estauroлите e cassiterite ocorrem vestigial e pontualmente com frequência significativa ( $\geq 5\%$ ); citam-se, estauroлите nas amostras dos perfis 3.GL.2, 16.PL.2 e 62.VC, e cassiterite nos perfis 16.PL e 19.PL. Outros minerais são raros (agrupados nos quadros como restantes) ocorrendo em amostras isoladas: epidoto (3.GL.2 e 36.GL.2), esfena (32.GL.1), hornblendas verde (62.VC.1), distena (35.GL.1) e xenótimo (19.PL.5).

Em análise vertical, as duas amostras superiores do perfil 32.GL mostram a maior variação nas associações minerais; verifica-se um aumento de andalusite acompanhado de redução na quantidade de turmalina.

### **2.3.1.3 - Depósitos de Alvarães**

#### **Depósitos entre Capareiros-Anha**

Em quase todas as amostras deste depósito (quadros II.7 e II.8) se pode citar como característica importante a abundância em minerais opacos; nas cento e três amostras semiquantificadas, estes grãos ultrapassam muito frequentemente 50%, destacando-se as amostras 15.ALV.8 e 9 e as do perfil 25.VC pela quase ausência ( $\leq 3\%$ ) destes.

A turmalina e andalusite perfazem em todos os perfis mais de metade dos minerais transparentes presentes, habitualmente de 80 a 100%. Encontram-se por vezes amostras quase totalmente constituídas por turmalina (22VC.1, 2 e 3), mas o mesmo não ocorre com andalusite.

Quadro II.7 - Frequência relativa de minerais pesados nos depósitos de Alvarães (ALV).

Amostras	Transparentes											Opa cos	
	Tur	Zir	Mon	Anat	Rut	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
ALV													
7.ALV.1	59	4	-	11	-	-	-	-	24	-	-	2	39
7.ALV.2	46	12	-	6	1	1	-	1	32	-	1	-	50
9.ALV.1	56	3	-	7	5	2	-	1	24	1	1	-	61
10.ALV.2	54	8	-	2	3	-	1	1	30	-	-	-	77
10.ALV.3	44	20	-	3	1	-	3	-	27	2	-	-	70
10.ALV.4	51	4	-	1	1	-	4	-	35	2	2	-	67
11.ALV.1	23	3	2	4	1	-	4	-	61	2	-	-	76
11.ALV.2	33	-	-	4	1	-	2	-	56	4	-	-	55
11.ALV.3	21	1	-	1	2	-	1	1	71	2	-	-	70
11.ALV.4	34	-	-	2	1	-	2	1	57	3	-	-	82
15.ALV.1	38	20	-	16	-	1	-	-	25	-	-	-	44
15.ALV.2	76	2	-	5	-	-	-	-	17	-	-	-	23
15.ALV.2A	77	2	-	5	-	-	-	-	16	-	-	-	23
15.ALV.3	57	4	-	5	-	4	-	-	30	-	-	-	61
15.ALV.4	62	4	-	1	-	-	-	-	32	1	-	-	67
15.ALV.5	51	4	-	1	1	-	-	-	42	1	-	-	79
15.ALV.6	53	4	-	2	1	-	-	-	30	1	-	-	84
15.ALV.7	53	3	-	2	2	1	-	-	38	-	-	1	58
15.ALV.8	52	-	-	3	1	-	-	1	42	1	-	-	1
15.ALV.9	43	-	-	2	-	-	-	-	55	-	-	-	3
15.ALV.10	42	8	-	3	2	1	-	-	43	-	-	1	66
15.ALV.11	20	3	-	5	-	-	-	-	71	1	-	-	62
15.ALV.12	36	5	-	6	-	-	-	-	53	-	-	-	60
15.ALV.13	29	9	-	4	1	-	-	-	57	-	-	-	50
15.ALV.14	43	6	-	5	2	-	-	-	43	-	-	1	69
15.ALV.15	35	7	-	3	2	1	-	-	52	-	-	-	73
15A.ALV.1	32	8	-	10	1	2	-	-	47	-	-	-	46
15A.ALV.2	40	1	-	6	-	-	-	-	53	-	-	-	50
15A.ALV.3	24	1	-	-	-	-	-	-	75	-	-	-	51
15A.ALV.4	28	1	-	3	-	-	-	-	67	1	-	-	35
15A.ALV.5	67	4	-	3	-	-	-	-	26	-	-	-	71
15A.ALV.6	56	2	-	4	2	-	-	-	35	1	-	-	84
15A.ALV.7	46	13	-	11	-	1	-	-	29	-	-	-	65
15A.ALV.9	40	2	-	1	-	2	-	-	54	1	-	-	60
15A.ALV.10	28	7	-	4	2	1	-	-	58	-	-	-	85
15A.ALV.11	36	12	-	7	2	-	1	-	42	-	-	-	68
15A.ALV.13	49	9	-	8	1	-	-	-	32	1	-	-	83
15A.ALV.14	32	10	-	3	1	-	1	1	46	5	-	1	93
15A.ALV.15	50	3	1	11	-	-	-	1	32	2	-	-	91
16.ALV.6	43	10	-	2	2	1	-	-	40	2	-	-	69
16.ALV.7	48	11	-	5	1	2	1	-	30	1	-	1	65
16.ALV.8	55	9	-	1	2	-	1	-	30	2	-	-	62
16.ALV.9	52	9	-	2	3	-	-	1	32	1	-	-	63
16.ALV.10	53	9	-	2	4	-	-	1	20	1	1	-	69
29.ALV.1	20	8	1	8	-	-	-	1	62	-	-	-	69
29.ALV.2	34	6	2	6	-	2	-	2	47	-	-	1	72
29.ALV.3	23	2	2	1	1	-	-	2	60	-	-	-	78

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anat - anatase; Rut - rutilo; Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - sillimanite; Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.

Quadro II.8 - Frequência relativa de minerais pesados nos depósitos de Alvarães (ALV).

Amostras	Transparentes											Opa COS	
	Tur	Zir	Mon	Anál	Rút	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
ALV													
29.ALV.4	21	3	-	2	-	-	-	-	74	-	-	-	66
29.ALV.5	25	-	-	5	-	-	-	-	70	-	-	-	43
29.ALV.6	29	-	-	-	-	-	1	-	68	2	-	-	62
29.ALV.7	26	7	2	-	-	-	2	9	53	1	-	-	60
51.ALV.2.1	26	3	-	3	2	-	-	-	63	3	-	-	44
51.ALV.2.3	24	2	-	3	-	-	-	-	71	-	-	-	40
51.ALV.3	26	14	1	4	-	-	-	-	55	-	-	-	70
51.ALV.4.1	21	6	-	-	1	-	1	8	59	2	-	2	45
51.ALV.4.2	24	2	-	2	1	-	-	15	53	2	-	1	46
51.ALV.4.3	17	4	-	1	-	-	-	16	57	5	-	-	36
1.CAR.1	44	18	-	13	3	-	-	-	22	-	-	-	93
1.CAR.2	44	29	-	12	5	2	-	-	8	-	-	-	73
1.CAR.3	79	2	-	2	1	-	-	-	16	-	-	-	84
1.CAR.4	40	35	-	9	3	6	-	-	7	-	-	-	61
1.CAR.5	70	8	-	3	-	-	-	-	19	-	-	-	74
3.CAR.1	54	5	-	7	1	1	-	-	31	1	-	-	69
3.CAR.2	42	8	-	5	-	-	-	-	42	3	-	-	57
3.CAR.3	53	2	-	2	-	-	-	-	42	1	-	-	36
3.CAR.4	75	5	-	2	-	1	-	-	17	-	-	-	69
3.CAR.5	67	3	1	1	1	-	1	-	25	1	-	-	80
3.CAR.6	75	5	-	1	-	-	-	-	18	1	-	-	74
3.CAR.7	37	1	-	3	1	-	-	-	58	-	-	-	60
3.CAR.8	22	4	-	1	-	-	-	-	73	-	-	-	52
3.VC.1	23	1	-	4	1	-	-	3	63	4	-	1	60
22.VC.1	92	-	-	-	-	-	-	-	7	1	-	-	26
22.VC.2	90	-	-	1	-	-	-	-	6	-	3	-	23
22.VC.3	90	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	8
22.VC.5	35	4	-	2	4	-	-	-	54	1	-	-	45
22.VC.7	77	1	-	6	2	-	-	-	13	1	-	-	31
22A.VC.5	58	3	2	3	1	-	2	6	24	-	1	-	48
22A.VC.7	60	5	-	-	-	-	2	15	11	-	5	2	64
25.VC.2	41	-	-	3	-	-	-	-	55	1	-	-	1
25.VC.3	51	-	-	2	-	-	-	-	47	-	-	-	2
25.VC.4	52	-	-	2	-	-	2	-	44	-	-	-	2
25.VC.5	30	-	-	3	-	-	-	-	65	1	-	-	2
27.VC.1	17	-	1	1	2	-	-	-	67	12	-	-	57
27.VC.2	37	-	2	5	-	-	-	-	54	2	-	-	68
27.VC.3	29	-	1	2	2	-	-	-	65	1	-	-	74
30.VC.1	40	7	-	2	-	-	-	-	51	-	-	-	33
30.VC.2	34	11	-	3	1	-	2	12	35	1	1	-	79
33.VC.1	41	1	1	6	-	-	1	-	50	-	-	-	63
33.VC.2	34	1	2	7	-	-	-	-	56	-	-	-	75
33.VC.3	37	2	5	7	1	-	-	-	48	-	-	-	74
33.VC.4	42	2	-	2	-	-	-	-	54	-	-	-	55
33.VC.5	39	1	2	-	-	-	-	-	58	-	-	-	71

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anál - anátase; Rút - rútilo; Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - silimanite; Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.

Os óxidos de titânio e zircão apresentam frequência semelhante, somente mais abundantes em 1.CAR (os primeiros atingem 19% e o segundo 35%).

Na parte superior dos perfis 29.ALV, 51.ALV, 22A.VC e 30.VC, parece existir um leve enriquecimento em estauroilite (entre 6 e 16%), relativamente às amostras subjacentes, e às restantes onde está ausente. Esta concentração nos perfis na região de *Além Ribeiro-Teodoro-Anha* pode estar relacionada com o fornecimento de materiais de litologia metamórfica que não os metassedimentos silúricos, pois este mineral não foi observado em nenhuma das amostras destes, quer na fracção densa (quadro II.10), quer em lâmina delgada (capítulo III). Supondo a possibilidade de provir do Complexo xisto-grauváquico, estudaram-se algumas lâminas desta litologia, no entanto, também aqui não foi detectado; prefere-se não retirar conclusões sobre esta possibilidade pois não foi realizada uma amostragem exaustiva das rochas deste Complexo.

Os "restantes" minerais, encontrados vestigialmente, são: epidoto (perfis 15.ALV, 7.ALV, 51.ALV e 3.VC), xenótime (perfis 15A.ALV e 29.ALV), esfena (topo do perfil 22A.VC) e hiperstena (topo do perfil 16. ALV).

### Outros depósitos de Alvarães

Embora a associação mineral dominante seja muito semelhante nos três depósitos estudados (quadro II.9), as amostras 43.ALV destacam-se das restantes por conterem: maior proporção de opacos (>50%), zircão ( $\geq 15\%$ ) e de andalusite (12 a 18%); silimanite (4%) e broquite (10%), minerais ausentes nas amostras dos outros depósitos.

Quadro II.9 - Frequência relativa de minerais pesados nos restantes depósitos de Alvarães (Ot.ALV).

Amostras	Transparentes											Opacos	
	Tur	Zir	Mon	Anát	Rút	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
Ot.ALV													
43.ALV.2	52	15	-	8	-	-	-	2	18	4	-	1	57
43.ALV.3	46	18	-	9	-	10	-	4	12	-	1	-	52
19.VC.1	84	1	2	2	2	-	-	4	4	-	1	-	17
19.VC.2	95	-	-	2	1	-	-	-	2	-	-	-	17
35.VC.2	87	-	-	5	1	-	-	-	7	-	-	-	2
35.VC.3	96	-	-	1	-	-	-	-	3	-	-	-	3
35.VC.4	91	-	-	2	-	-	-	-	7	-	-	-	16
35.VC.5	87	-	-	2	-	-	-	-	10	-	1	-	5
35.VC.6	73	3	-	4	-	-	-	8	11	-	1	-	18
35.VC.7	70	5	-	2	-	-	1	2	10	-	1	-	20

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anát - anátase; Rút - rútilo; Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - silimanite; Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.

Quadro II.10 - Frequência relativa de minerais pesados.  
Amostras de rochas alteradas e colúvios.

Amostras	Transparentes											Opa cos	
	Tur	Zir	Mon	Anát	Rút	Bro	Cas	Est	And	Sil	Gran		Rest
17.ALV.2 (Gr)	20	64	-	3	12	1	-	-	-	-	-	-	21
17.ALV.3	27	7	-	1	4	1	-	12	36	7	4	1	53
19.ALV.1 (Gr)	97	2	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	1
19.ALV.2	74	8	-	10	-	5	-	-	-	2	1	-	42
19.ALV.3	59	7	-	8	7	5	3	-	2	6	1	2	58
3.CAR.A1 (X)	1	-	-	-	-	-	-	-	99	-	-	-	35
10.GL.1 (X)	52	3	-	2	1	2	-	-	40	-	-	-	21
10.GL.2	7	1	-	-	1	1	-	-	90	-	-	-	21
10.GL.3	1	-	-	1	-	-	-	-	95	3	-	-	5
4.PL.A1 (Gr)	-	4	-	30	1	65	-	-	-	-	-	-	50
5.PL.1 (X)	58	36	-	-	-	-	1	-	4	1	-	-	48
6.PL.1 (X)	4	-	-	-	-	-	-	-	96	-	-	-	1
6.PL.2	3	1	-	-	-	-	1	-	93	2	-	-	21
6.PL.3	4	1	1	1	-	-	-	-	92	1	-	-	16
12A.PL.1 (X)	11	79	-	1	-	-	-	-	6	2	-	1	73
12A.PL.2	19	32	-	5	-	-	-	-	32	12	-	-	62
12A.PL.3	23	24	-	1	-	-	1	-	44	6	-	1	55
12B.PL.1 (X)	6	93	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	48
12B.PL.2	14	51	-	2	4	1	-	1	25	1	-	1	85
12B.PL.3	25	23	-	8	-	-	-	1	32	11	-	-	48
9.VC.1 (Gr)	98	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	8
14.VC.1 (Gr)	96	-	-	3	1	-	-	-	-	-	-	-	2
19A.VC.1 (Gr)	56	19	-	8	15	2	-	-	-	-	-	-	4
19A.VC.2	93	1	1	-	1	-	-	-	3	1	-	-	8
19A.VC.3	93	-	-	2	3	-	-	-	1	1	-	-	8
31.VC.1A (X)	35	-	-	-	-	-	-	-	65	-	-	-	8
31.VC.1B (X)	22	-	-	-	-	-	-	-	77	1	-	-	9
34.VC.1 (X)	1	-	-	-	-	-	-	-	99	-	-	-	9
34.VC.2	3	-	-	-	-	-	-	-	97	-	-	-	17
34.VC.3	7	-	-	1	-	-	-	-	91	1	-	-	15
35.VC.1 (Gr)	98	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
35B.VC.1 (Gr)	95	2	-	2	-	1	-	-	-	-	-	-	12
35B.VC.2	88	-	-	4	-	1	3	-	4	-	-	-	15
35B.VC.3	89	-	-	2	-	3	1	-	3	1	1	-	13
47.VC.1 (Gr)	95	4	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	4

Tur - turmalina; Zir - zircão; Mon - monazite; Anát - anátase; Rút - rútilo;  
Bro - broquite; Cas - cassiterite; Est - estauroilite; And - andalusite; Sil - silimanite;  
Gran - granada; Rest - restantes minerais transparentes.  
(Gr) - rochas graníticas; (X) - rochas silúricas metamorfizadas.

### 2.3.1.4 - Colúvios e rochas alteradas

O estudo da composição mineral tem como finalidade reconstituir o fornecimento de partículas aos depósitos, identificando as possíveis áreas fonte. Esta ligação é facilitada quando se dispõe de alguma informação sobre o conteúdo mineralógico das rochas fornecedoras ou depósitos gerados na sua dependência directa.

As amostras de alguns perfis têm composição mineral muito semelhante à das rochas cristalinas próximas; isto verifica-se nos perfis **19.ALV**, **19.VC**, **19A.VC** e **35B.VC**, cujas associações minerais são muito semelhantes às dos granitos locais (quadro II.10), ligeiramente contaminadas por minerais das rochas metamórficas. Por outro lado, os perfis **6.PL**, **10.GL** e **34.VC** apresentam forte influência dos metassedimentos silúricos. Existe semelhança entre a composição mineral dos sedimentos do depósito de vertente **6.PL** e dos depósitos **43.PL**, **5.PL** e **5(A,B).PL** localizados na proximidade, verificando-se situação idêntica entre a amostra 17.ALV.3 e a composição da parte superior dos depósitos de Alvarães na região de Teodoro. Noutras situações a mistura é mais evidente. Ao longo do perfil **12(A,B).PL** (colúvios contendo clastos dos depósitos fluviais) a frequência relativa em andalusite e zircão varia (quadro II.10), sendo este mineral fundamentalmente proveniente dos metassedimentos silúricos (12A.PL.1 e 12B.PL.1).

### 2.3.1.5 - Resumo

Das observações efectuadas podem-se resumir dois factos:

- a proporção em minerais opacos é muito variável: desde vestígios (<10 %) a muito abundantes (>90%);
- os minerais pesados transparentes mais frequentes são a turmalina e a andalusite cuja soma é, em quase todas as amostras, superior a 60%.

A composição destes depósitos, em minerais pesados transparentes, é função de três variáveis, representadas nos vértices do diagrama da figura II.30: turmalina, andalusite, e a terceira agrupando os "restantes" minerais.

As amostras dos depósitos entre Capareiros-Anha (ALV), de Alvarães, dispersam-se entre os vértices de turmalina e andalusite, concentrando-se a maioria das amostras dos restantes depósitos (01.ALV) junto do vértice turmalina; destas (01.ALV), saliente-se que o depósito 43.ALV possui uma composição diferente, projectando-se as amostras no interior do triângulo separadas daquelas. Os depósitos na margem direita do rio Lima (LN) dispõem-se junto do vértice da andalusite; as amostras dos depósitos situados na margem oposta (LS) apresentam

mineralogia mais variada, situando-se mais deslocadas para o vértice dos "restantes" minerais.

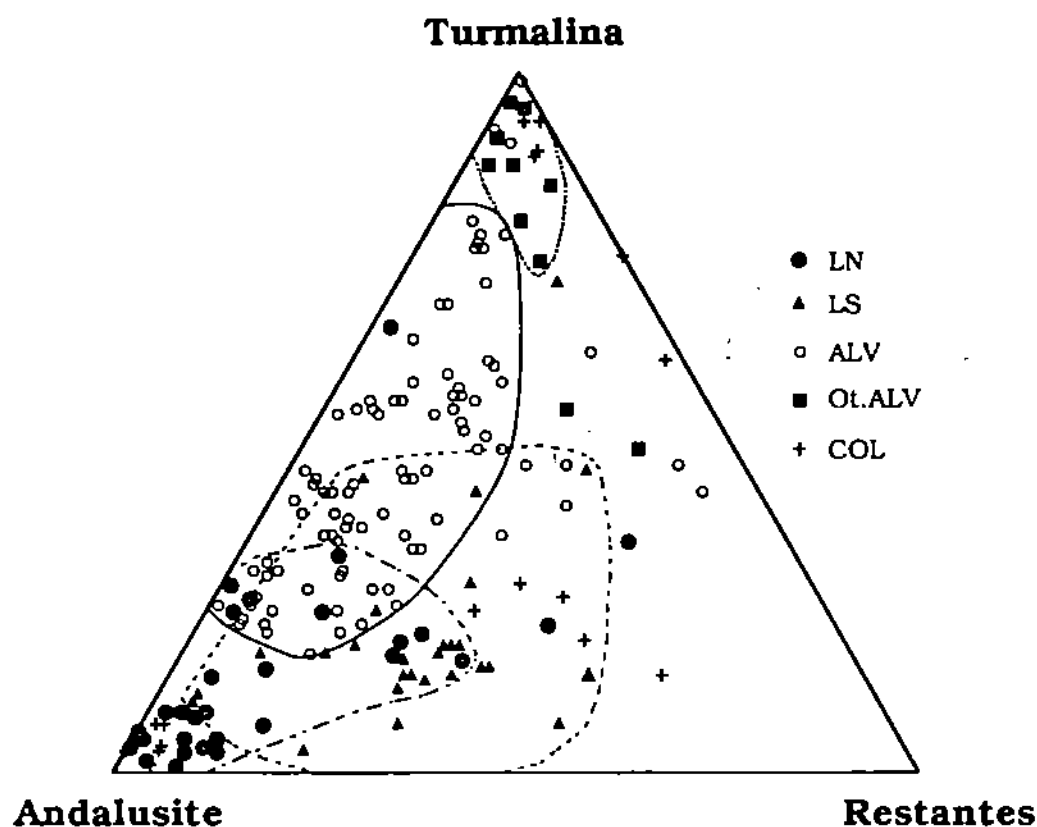


Fig.II.30 - Frequência de turmalina e andalusite relativamente aos restantes minerais pesados transparentes: depósitos na bacia do rio Lima (LN e LS), depósitos de Alvarães (ALV e Ot.ALV) e colúvios (COL).

### 2.3.1.6 - Variação da relação andalusite/turmalina e da frequência em minerais opacos

Verifica-se que, dum modo geral, nas amostras de rochas alteradas a frequência em minerais opacos é baixa, aumentando estes nos colúvios e depósitos fluviais; além disso, a abundância em turmalina e andalusite nestes sedimentos é fortemente influenciada pela contribuição granítica ou metamórfica a que estão associados. Assim, a frequência relativa destes minerais nos depósitos representará a importância na afluência em materiais provenientes das rochas metamórficas e/ou ígneas das vertentes próximas. A proporção em minerais opacos deverá ser maior em sedimentos mais transportados; pelo facto de serem mais densos que a turmalina e andalusite, poderão concentrar-se localmente durante a sedimentogénese.



Na figura II.31 estão projectadas todas as amostras estudadas, função do conteúdo em **minerais opacos** e da frequência de andalusite relativamente à turmalina, dada pela razão **andalusite/(andalusite+turmalina) x 100**.

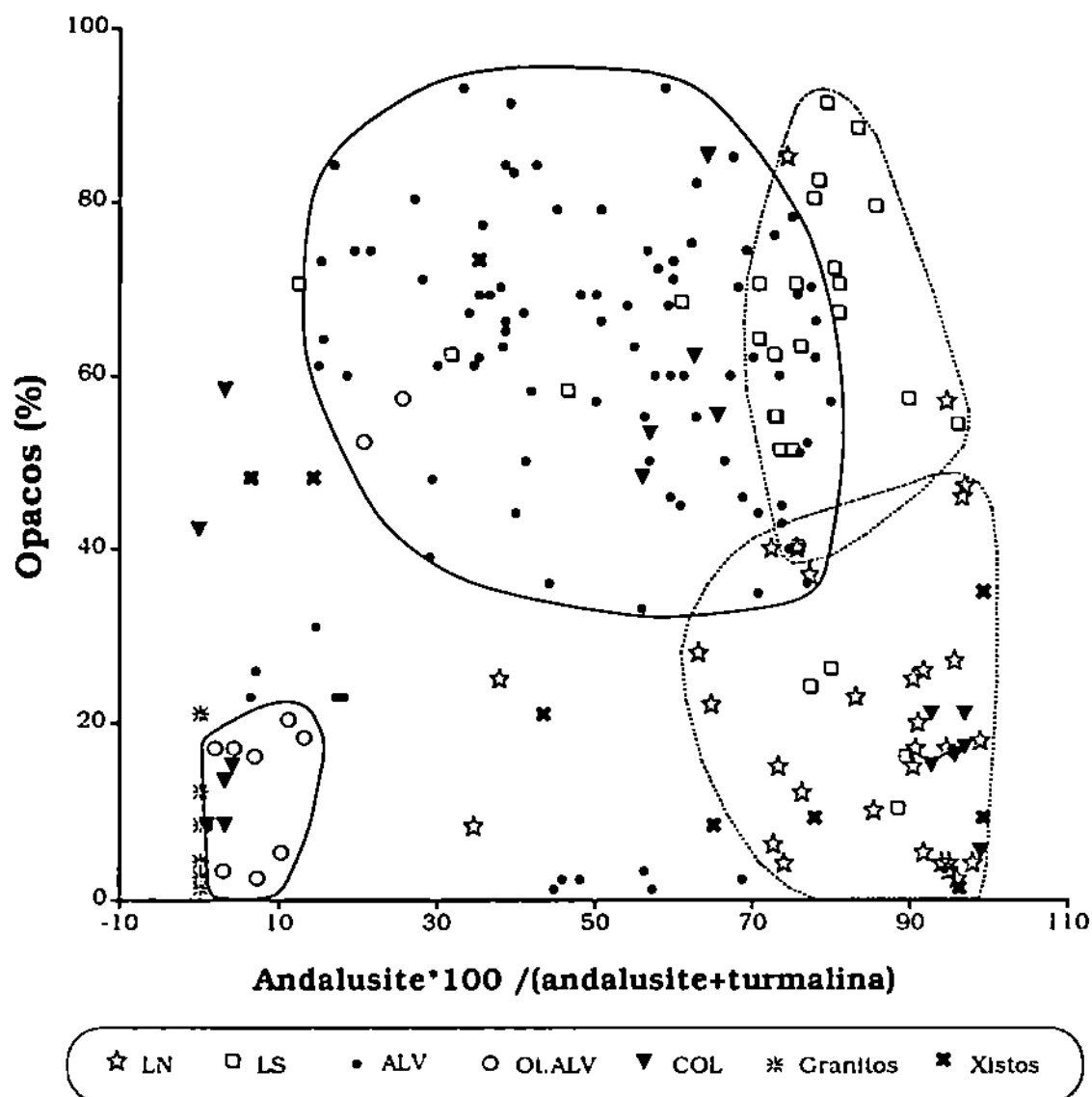


Fig.II.31 - Diagrama de dispersão das amostras função do conteúdo em minerais opacos e da razão  $100 \times \text{andalusite} / (\text{andalusite} + \text{turmalina})$ . Amostras dos depósitos na bacia do rio Lima (LN e LS), depósitos de Alvarães (ALV e OL.ALV) e colúvios (COL).

Na parte inferior do diagrama projectam-se algumas amostras dos depósitos de Alvarães, quase todas as amostras dos depósitos na margem direita do rio Lima, as de rochas alteradas e colúvios. Estas localizam-se preferencialmente à direita, se relacionadas com rochas metamórficas e à esquerda se relacionadas com granitos. A maioria das amostras dos depósitos de Capareiros-Anha (ALV), de Alvarães, ocupa a parte superior do diagrama, constituindo uma mancha que se estende acima dos 30% de minerais opacos, entre 15% e 80% da relação

andalusite/turmalina. À direita destas e sobrepondo-se parcialmente, colocam-se as amostras dos depósitos na margem esquerda do rio Lima (LS) e aproximadamente para os mesmos valores de andalusite/turmalina mas com menor frequência em minerais opacos projectam-se as amostras dos depósitos na margem direita (LN). Grande parte das amostras dos restantes depósitos de Alvarães (Ot.ALV) forma um pequeno conjunto com frequência reduzida de minerais opacos e andalusite/turmalina.

As amostras dos perfis 17.ALV, 19.ALV e 12(A,B).PL, sedimentos coluviais, e 43.ALV merecem ainda um comentário. Os sedimentos dos perfis 17.ALV, 43.ALV projectam-se no interior da mancha de amostras dos depósitos entre Capareiros-Anha (ALV) pois contêm, tal como as do perfil 19.ALV (contendo seixos herdados), partículas parcialmente remobilizadas daqueles; situação semelhante deve ter ocorrido em relação aos sedimentos do depósito 12(A,B).PL que se colocam no diagrama (fig.II.31) à esquerda da mancha principal das amostras do conjunto LS, por terem sido parcialmente alimentados pela erosão dum depósito anterior existente na proximidade.

### 2.3.1.7 - Estabilidade relativa dos minerais

A maioria dos minerais pesados presente nos sedimentos são herdados, e a sua frequência relativa depende da resistência aos processos activos durante a génese do depósito e ambiente pósdeposicional. A seriação dos minerais em função dessa estabilidade relativa tem sido realizada por vários autores, que ordenaram os minerais nem sempre em posição equivalente. Neste trabalho optou-se pelos grupos apresentados por PETTIJOHN *et al.* (1987), modificados de acordo com informações presentes em PARFENOFF *et al.* (1970). Assim consideraram-se dois grandes conjuntos de minerais:

- **estáveis:** anátase, estauroлите, monazite, rútilo, turmalina e zircão, minerais estáveis e ultraestáveis segundo PETTIJOHN *et al.* (1987), e ainda cassiterite, considerada por PARFENOFF *et al.* (1970) pouco alterável;

- **alteráveis:** andalusite, distena, epidoto, esfena, granada, hiperstena, hornblenda e silimanite, minerais moderadamente estáveis e instáveis (PETTIJOHN *et al.*, 1987); ainda broquite que altera em rútilo, idocráse e xenótimo, raros em sedimentos (PARFENOFF *et al.*, 1970).

No diagrama triangular da figura II.32 estão projectadas as amostras dos depósitos em função dos grupos definidos, tendo-se destacado a andalusite dos restantes minerais alteráveis. Verifica-se que os sedimentos apresentam:

- minerais estáveis associados a andalusite, em proporções variáveis;

- os depósitos da margem direita do rio Lima são os que apresentam maior frequência de andalusite;
- a frequência de minerais alteráveis, excluindo a andalusite, é bastante baixa, 7% nos depósitos de Alvarães e 15% na maioria das amostras;
- estes minerais são quase na totalidade silimanite, ocorrendo alguma broquite nos depósitos de Alvarães e nos da margem esquerda do rio Lima;
- o conteúdo elevado em minerais alteráveis presente nas amostras do perfil 29.GL resulta da abundância em granada.

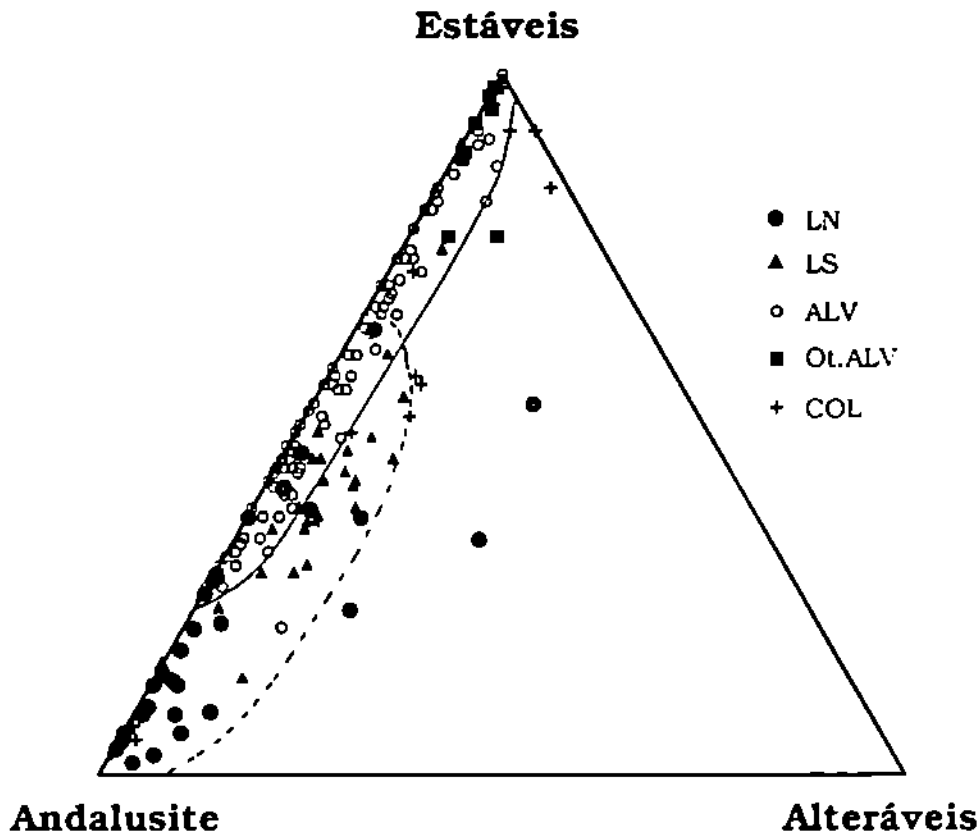


Fig.II.32 - Representação dos minerais pesados, em diagrama triangular, função dos grupos de estabilidade definidos no texto. Amostras dos depósitos na bacia do rio Lima (LN e LS), de Alvarães (ALV e Ol.ALV) e colúvios (COL).

### 2.3.1.8 - Significado das associações de minerais pesados nos sedimentos

A frequência relativa dos minerais pesados nos sedimentos resulta quer da sua estabilidade relativa e disponibilidade nas áreas de alimentação do depósito, quer da selectividade do meio deposicional. Deste modo, os sedimentos mostrarão uma associação de minerais pesados semelhante à distribuição dos mesmos na rocha-mãe, ou serão o resultado da influência das várias litologias presentes nas

zonas de alimentação e, como tal, apresentarão uma associação mais complexa (princípios de filiação e sobreposição de fases, POMEROL 1968).

A fracção designada geralmente como fracção densa dos sedimentos é na realidade constituída por minerais apresentando uma vasta gama de densidades, que se podem agrupar em dois conjuntos:

- fracção de minerais pesados com densidade inferior a 3.7, à qual pertencem andalusite, sillimanite, turmalina, etc.;

- fracção constituída por minerais de densidade superior a 3.7, na qual se encontram anátase, cassiterite, zircão, minerais opacos e outros.

Sob a acção das correntes os grãos depositam-se de acordo com o seu comportamento hidráulico que depende da dimensão e densidade dos minerais (POMEROL 1968), observando-se a coexistência de grãos pequenos de minerais densos e grãos maiores de menor densidade.

Nesta região as litologias fornecedoras resumem-se a granitos, metassedimentos (predominam corneanas e micaxistos andalusíticos), por vezes associadas a abundantes apófises graníticas, e rochas do Complexo xisto-grauváquico; a este Complexo é atribuída a associação xisto-granito-migmatito que se observa a norte de Ponte de Lima e Viana do Castelo, e a mancha alongada de xistos e grauvaques fortemente metamorfizados que ocorre a oeste dos depósitos de Alvarães.

As amostras de colúvios sobre granito possuem nitidamente partículas provenientes desta litologia, expressa por maior conteúdo em turmalina. As amostras relacionadas com rochas metamórficas apresentam maior frequência de andalusite e maior dispersão mineralógica, resultante das apófises graníticas intruídas naquelas rochas. O conteúdo em minerais opacos destes colúvios sujeitos a um transporte curto, é próximo do das rochas-mãe e dum modo geral baixo.

Alargando a interpretação aos depósitos, os da margem direita do rio Lima evidenciam afluência de sedimentos resultantes das vertentes próximas, a maioria metassedimentos silúricos; destes, as amostras do perfil 50.VC encontram-se "deslocadas" pois beneficiaram principalmente da desagregação do granito da Serra de Perre. Os depósitos da margem esquerda, embora próximos de vertentes graníticas, apresentam grande frequência em andalusite, resultante da mistura com os sedimentos transportados longitudinalmente pelo rio; é visível a contribuição local de material granítico em algumas amostras do perfil 32.GL, com maior frequência de turmalina. A influência de rochas metamórficas no perfil 64.PL, é sugerida pela elevada frequência de andalusite e poucos minerais opacos.

Relativamente aos depósitos de Alvarães, verifica-se que estes a montante (Capareiros, perfil 1.CAR) parecem ter sido alimentados por materiais essencialmente graníticos, aos quais se misturaram, a jusante, sedimentos

provenientes das rochas silúricas metamorfozadas, principalmente da região Portela Suzã-Fragoso e de Vila de Punhe. A andalusite e outros minerais provenientes destas rochas foram transportados longitudinalmente, depositando-se nos sedimentos formados até jusante. As rochas do Complexo xisto-grauváquico, que afloram a W, não devem ter dado grande contributo, pois a disposição NNW-SSE das suas camadas subverticais condiciona a drenagem nestas rochas; esta desenvolve-se ao longo da superfície de estratificação tendo drenado preferencialmente para fora da área de acumulação, quando da formação destes depósitos. Nalguns pontos ocorreram, no entanto, "derrames" locais, ocasionando afluxo de sedimentos com baixo conteúdo em minerais opacos, visível em algumas amostras dos perfis 15.ALV e 25.VC. Os sedimentos do perfil 35.VC, provenientes principalmente do granito próximo, resultam da drenagem dum afluente local.

Todos os depósitos sugerem a ocorrência de alteração acentuada nas vertentes, destruindo-se as alterites durante o transporte posterior dos sedimentos para os depósitos, não sendo por isso observáveis nestes. A presença de andalusite, muito frequente nalguns depósitos, justifica-se por ser um mineral de grande dureza e abundante nas rochas metamórficas da região.

### **2.3.1.9 - Importância das associações de minerais pesados na individualização dos depósitos**

A classe dimensional (500 a 62  $\mu\text{m}$ ), utilizada para estudo dos minerais pesados, inclui um leque relativamente alargado de dimensões, permitindo a observação conjunta da maioria dos minerais presentes na amostra. A resistência dos minerais a todos os processos responsáveis pela formação dos depósitos é assunto de difícil generalização. De todos os estudos efectuados, BREWER (1976) considera a tabela de estabilidade apresentada por PETTIJOHN (1941) a mais significativa pois, dado o método como foi compilada, reflecte a persistência relativa dos minerais em sedimentos que se geraram em ambientes muito variados. Na versão actualizada desta tabela, PETTIJOHN *et al.* (1987), inclui a andalusite no grupo de minerais instáveis, supondo-se que seja pouco frequente nos sedimentos. No entanto, outros autores, DUPLAIX (1948) e PARFENOFF *et al.* (1970) afirmaram que se trata dum mineral frequente, por vezes abundante nos sedimentos. Esta situação observa-se nos depósitos estudados, onde a andalusite se associa a minerais que resistiram à alteração.

Assim o estudo dos minerais pesados, na fracção entre 500 a 62  $\mu\text{m}$ , dos depósitos na bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães permitiu a sua individualização, tendo-se concluído o seguinte:

- as espécies e frequência relativa dos minerais presentes nos depósitos

registam os efeitos de forte alteração nas rochas que os forneceram;

- os depósitos da bacia do rio Lima, apresentam maior frequência de andalusite que os de Alvarães, individualizando-se as duas margens pela quantidade em minerais opacos;

- na margem direita os sedimentos possuem associação mineral e conteúdo em minerais opacos semelhante ao das rochas metamórficas e depósitos de vertente com estas relacionados, sugerindo grande contributo em materiais locais sujeitos a transporte curto;

- na margem esquerda a maioria dos depósitos receberam sedimentos fundamentalmente transportados ao longo do rio, sendo parte da andalusite proveniente dos afloramentos da margem oposta;

- nos depósitos de Alvarães, é visível em alguns sedimentos do bordo externo, a influência de alimentação local, mas a maioria apresenta um cortejo mineralógico resultante da mistura durante transporte longitudinal.

### **2.3.2 - FRACÇÃO <2 $\mu$ m**

#### **2.3.2.1 - Estudo por difractometria de raios-X**

Os difractogramas de raios-X foram obtidos segundo o procedimento descrito no capítulo I, sendo a interpretação dos mesmos baseada principalmente nas descrições apresentadas por BRINDLEY e BROWN (1980), THOREZ (1975) e WILSON (1987).

#### **Descrição e distribuição dos minerais**

Dois filossilicatos abundam na fracção <2 $\mu$ m destes sedimentos: caulinite e illite.

Nos difractogramas de raios-X da maioria das amostras, as reflexões da caulinite são simétricas e claramente dominantes. A illite, cujas reflexões são frequentemente muito nítidas, ocorre por vezes "aberta", apresentando folhetos do tipo vermiculítico, gerando estruturas mistas, interestratificados irregulares (raramente regulares) do tipo illite-vermiculite (fig.II.33); estas estruturas não sofrem qualquer expansão quando glicoladas e colapsam para 10Å após aquecimento (amostras 19.PL.5 e 35A.VC.2, fig.II.33), intensificando o pico da illite e conferindo-lhe algumas vezes assimetria no lado dos valores angulares mais baixos.

Outro mineral muito frequente nesta dimensão é a goethite, responsável pela coloração vermelha (51.ALV.3, fig.II.33) ou laranja-acastanhada dos sedimentos, colorindo-os irregularmente em profundidade, função do grau de permeabilidade, e

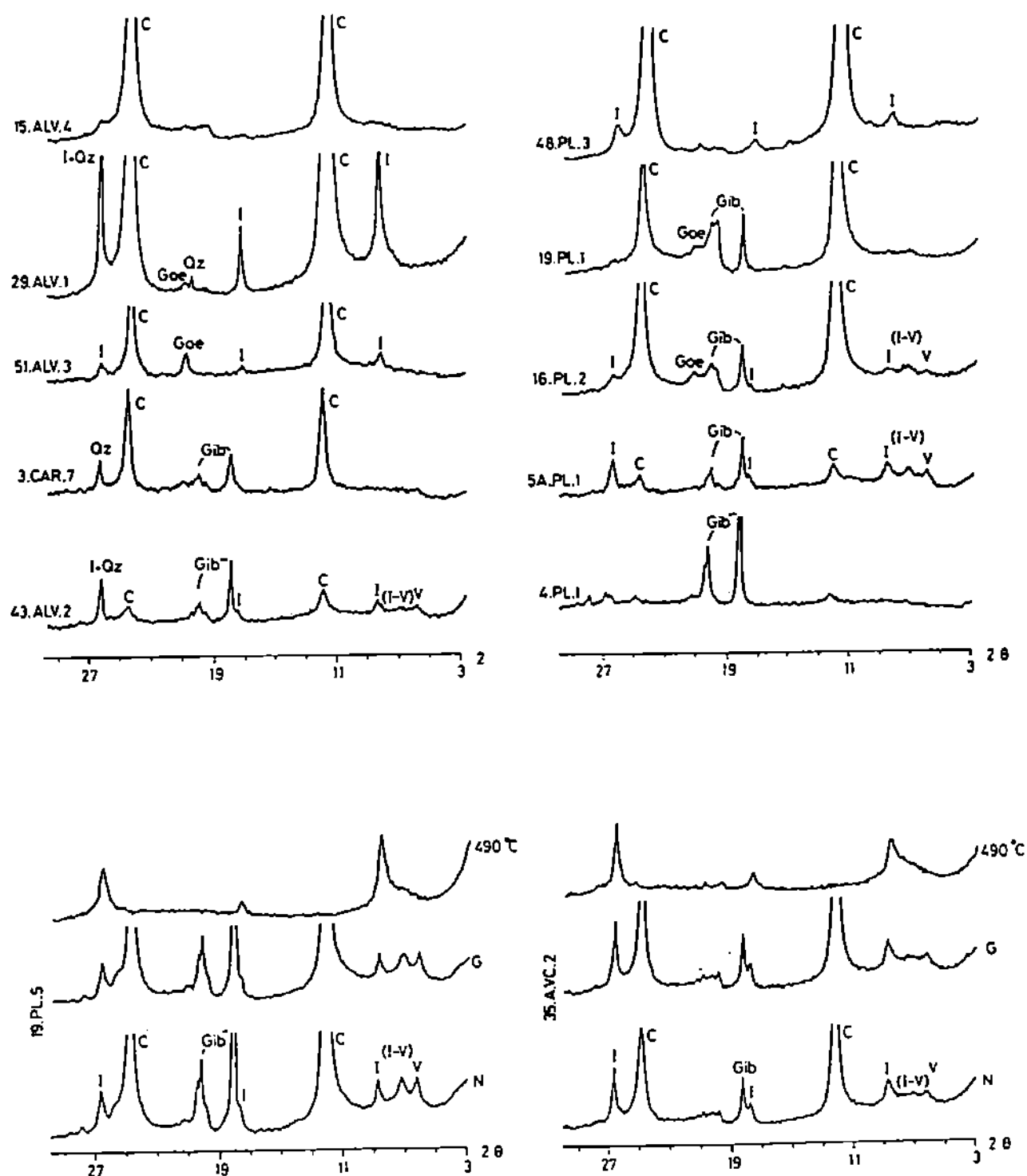


Fig.II.33 - Difractogramas da fracção <math><2\mu\text{m}</math> (pasta orientada) de amostras dos depósitos fluviais. Os dois blocos na parte superior da figura representam difractogramas da fracção <math><2\mu\text{m}</math> sem qualquer tratamento; na parte inferior da figura, estão duas séries de difractogramas obtidos sobre a fracção <math><2\mu\text{m}</math>, sujeitas à sequência analítica: amostra não tratada (N), glicolada (G) e após aquecimento a 490°C.

V - vermiculite; (I-V) - interestratificados do tipo (10-14<sub>v</sub>); I - illite; C - caulinite;  
Gib - gibbsite; Oz - quartzo; Goe - goethite.

cuja lixiviação irregular promove o aparecimento de zonas descoloridas. Por vezes concentra-se, ocorrendo então ferruginizações, localmente bem desenvolvidas, formando conglomerados e arenitos ferruginosos, existentes na região *Torre-Vila Mou* (margem direita do rio Lima, depósitos 55.VC e 37.GL) e *Teodoro-Paço (Vila Fria)* (51.ALV, depósitos ALV de Alvarães); a maioria destas ferruginizações têm expressão reduzida, e são observadas em posições que reflectem a precipitação do ferro na dependência de oscilações do nível freático local.

Está presente ainda nesta fracção um outro oxihidróxido, a gibsite, dominante nalgumas amostras; foram ainda detectados montmorilonite, e como impurezas quartzo, albite e boemite.

Nas amostras de Alvarães (quadros em anexo) verifica-se que a gibsite ocorre frequentemente nos sedimentos mais superficiais de alguns perfis e ao longo de perfis pouco espessos, quase sempre em sedimentos onde também foram observados interestratificados ilite-vermiculite e/ou vermiculite. Neste grupo de amostras só no perfil 43.ALV é claramente dominante (cerca de 60%) sobre a caulinite (máximo 10%) (43.ALV.2, fig.II.33).

Nos depósitos da bacia do rio Lima a gibsite é frequentemente muito abundante na margem esquerda (depósitos LS, quadro II.19); na margem direita (depósitos LN, quadro II.18) é o mineral dominante nos perfis 4.PL (fig.II.33) e 5.PL, ocorrendo associada a pequenas quantidades de caulinite e goethite; domina ainda nas amostras 5A.PL.1 (fig.II.33) e 43.PL.1. Nos depósitos LS grande parte das amostras com predomínio de gibsite sobre a caulinite apresentam, tal como em Alvarães, interestratificados ilite-vermiculite e/ou vermiculite. No entanto, também existem sedimentos puramente cauliniticos (perfil 13.PL; amostras 35.GL.2 e 36.GL.2 estas referentes a unidades argilosas incluídas numa sequência arenosa na qual foram detectadas quantidades apreciáveis de gibsite). Convém ainda referir que no perfil 16.PL (fig.II.33) domina a caulinite, assim como na amostra 19.PL.1 (fig.II.33), amostra mais limo-argilosa, situada na base doutras mais grosseiras, de composição gibsítica (quadro em anexo).

As amostras dos colúvios (quadro em anexo) apresentam associações minerais semelhantes às descritas, salientando-se o facto de que em todas as amostras foram observados interestratificados ilite-vermiculite quase sempre acompanhados de estruturas vermiculíticas. A caulinite predomina nos perfis 34.VC e 35B.VC, e a gibsite nas amostras 6.PL.3 e 19ALV.3; nas restantes as frequências relativas em gibsite e caulinite são bastante semelhantes. Estes sedimentos sofreram, dum modo genérico, forte afluxo de materiais locais, provenientes das vertentes próximas, sendo por isso conveniente retomar o assunto posteriormente quando se tratar da alteração das rochas da região.



### **Associações minerais observadas na fracção <2µm**

Os minerais mais frequentes na fracção <2µm, caulinite, ilite, goethite, gibsite, vermiculite e interestratificados ilite-vermiculite, definem um número restrito de associações minerais, resumidas seguidamente:

- a) - caulinite ± ilite ± goethite, em que a caulinite é o mineral dominante;
- b) - caulinite + gibsite ± ilite ± goethite, dominando ainda a caulinite;
- c) - gibsite ± caulinite ± ilite ± goethite, com predomínio de gibsite;
- d) - caulinite + gibsite + ilite + vermiculite + (ilite-vermiculite) ± goethite, ocorrendo duas variantes uma em que existe maior frequência de caulinite e outra em que domina a gibsite;
- e) - ilite + vermiculite + (ilite-vermiculite) + gibsite ± caulinite, existindo grande abundância de filossilicatos 2:1 quase sempre associados a gibsite.

Estas associações minerais, embora reconhecidas em todos os depósitos, apresentam diferentes frequências relativas.

Nos sedimentos de Alvarães predomina a associação mineral do tipo a) quer na unidade inferior, "barro vermelho bioturbado" de Chasqueira, quer nos corpos limo-argilosos presentes na unidade superior, intercalados nas litofácies mais grosseiras; nas restantes amostras identificam-se, por ordem decrescente de frequência, as associações dos tipos b), variante mais caulínica da associação do tipo d), e e).

Nos depósitos na margem direita da bacia do rio Lima predomina a associação do tipo a) seguida do tipo c) e menos frequentes são as do tipos d) e e). Nos depósitos na margem esquerda a associação mais frequente é a do tipo d), com predomínio de gibsite, sendo de igual modo menos frequentes as restantes.

#### **2.3.2.2 - Estudo por espectrometria de infravermelhos**

A espectrometria de infravermelhos foi aplicada à fracção <2µm de algumas amostras dos depósitos fluviais na bacia do rio Lima (4.PL.1, 5.PL.2, 16.PL.2, 19.PL.1 e 8B.PL.3), depósitos de Alvarães (15.ALV.14, 27.VC.2, 3.CAR.5, 25.VC.3, 15.ALV.5 e 3.CAR.1) e de um colúvio (14A.PL.2).

Realizaram-se dois tipos de diagramas, uns obtidos em % de transmitância e outros em % de absorbância, representados nas figuras II.34, II.35 e II.36.

## Descrição dos espectros

Os difractogramas de raios-X das fracções seleccionadas para este método de análise, revelaram que estes materiais contêm gíbsite e caulinite; algumas destas fracções são materiais quase puros num daqueles constituintes minerais.

Os espectros em % de transmitância das duas primeiras amostras na figura II.34, apresentam na primeira parte as seguintes bandas de absorção: 620cm<sup>-1</sup> (nítida, mas pequena), 3525 e 3460cm<sup>-1</sup> (evidentes) e um ombro a 3400cm<sup>-1</sup>; na segunda parte do espectro observa-se uma pequena inflexão a 1170cm<sup>-1</sup>, seguida da bossa em 1100cm<sup>-1</sup>, e duma série de bandas em 1025, 915cm<sup>-1</sup> (mais pequena, mas nítida), e outras menos evidenciadas (800, 745 e 670cm<sup>-1</sup>), terminando com inflexões em 670, 560, 530, 455 e 425 cm<sup>-1</sup>. Nos espectros obtidos em % de absorbância (fig.II.34) foi possível individualizar as bandas de absorção presentes no intervalo de 3700 a 3300cm<sup>-1</sup>; nesta zona surge um pico vestigial em 3695cm<sup>-1</sup>, ocorrendo três bandas estreitas em 3620, 3525 e 3458cm<sup>-1</sup>, e dois pequenos picos em 3395 e 3375cm<sup>-1</sup>. Estas vibrações são típicas da gíbsite, tendo sido observada grande semelhança com o espectro obtido por MOENKE (1963), mas ocorrendo nas amostras estudadas vestígios de caulinite (3695, 1100, 915 e 750cm<sup>-1</sup>).

No espectro de absorbância para a amostra 12A.PL.2 (fig.II.34), do depósito de vertente, a banda de absorção em 3695cm<sup>-1</sup>, é maior e muito nítida, acompanhada de vestígios doutra em 3650cm<sup>-1</sup>; nesta amostra, embora constituída essencialmente por gíbsite, a quantidade de caulinite presente é maior.

Os espectros, em % de transmitância, das amostras 16.PL.2 (fig.II.34), 19.PL.1, 15.ALV.14, 27.VC.2 e 3.CAR.5 (fig.II.35), são muito semelhantes, apresentando bandas de absorção nas frequências 3695, 3620, 3525, 3460, 1100, 1030, 1010, 915, 800, 750, 475 e 430cm<sup>-1</sup>. Em absorbância (fig.II.34 e II.35) registaram-se em todos os espectros bandas nítidas em 3695, 3620, 3525, 3445, 3395 e 3375cm<sup>-1</sup>; são visíveis ainda absorções em 3670 e 3650cm<sup>-1</sup>, excepto na amostra 19.PL.1. Existem, no entanto, algumas diferenças relativamente à amostra 15.ALV.14, onde o duplete 3395 e 3375cm<sup>-1</sup> está substituído por uma só banda de absorção na região 3380cm<sup>-1</sup>.

Restam ainda quatro amostras, as mais cauliniticas; os espectros da amostras 25.VC.3 e 8B.PL.3 (fig.II.36) possuem bem evidenciadas as absorções típicas da caulinite (3695, 3670, 3650 e 3620cm<sup>-1</sup>), associadas a outras menos intensas de gíbsite (3530, 3455 e 3380cm<sup>-1</sup>).

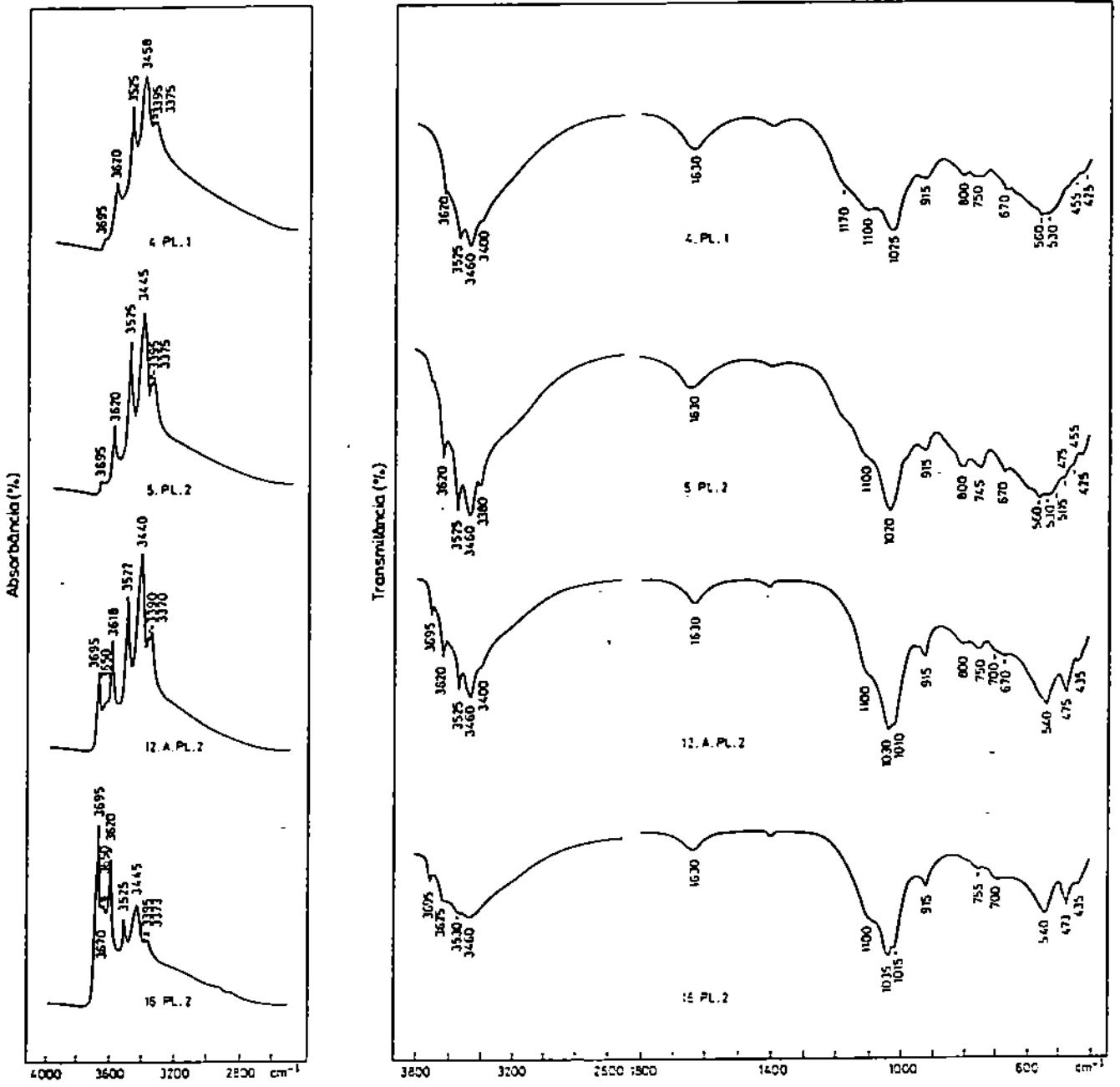


Fig.II.34 - Diagramas de espectrometria de infravermelhos obtidos em % de Transmittância e % de Absorbância.

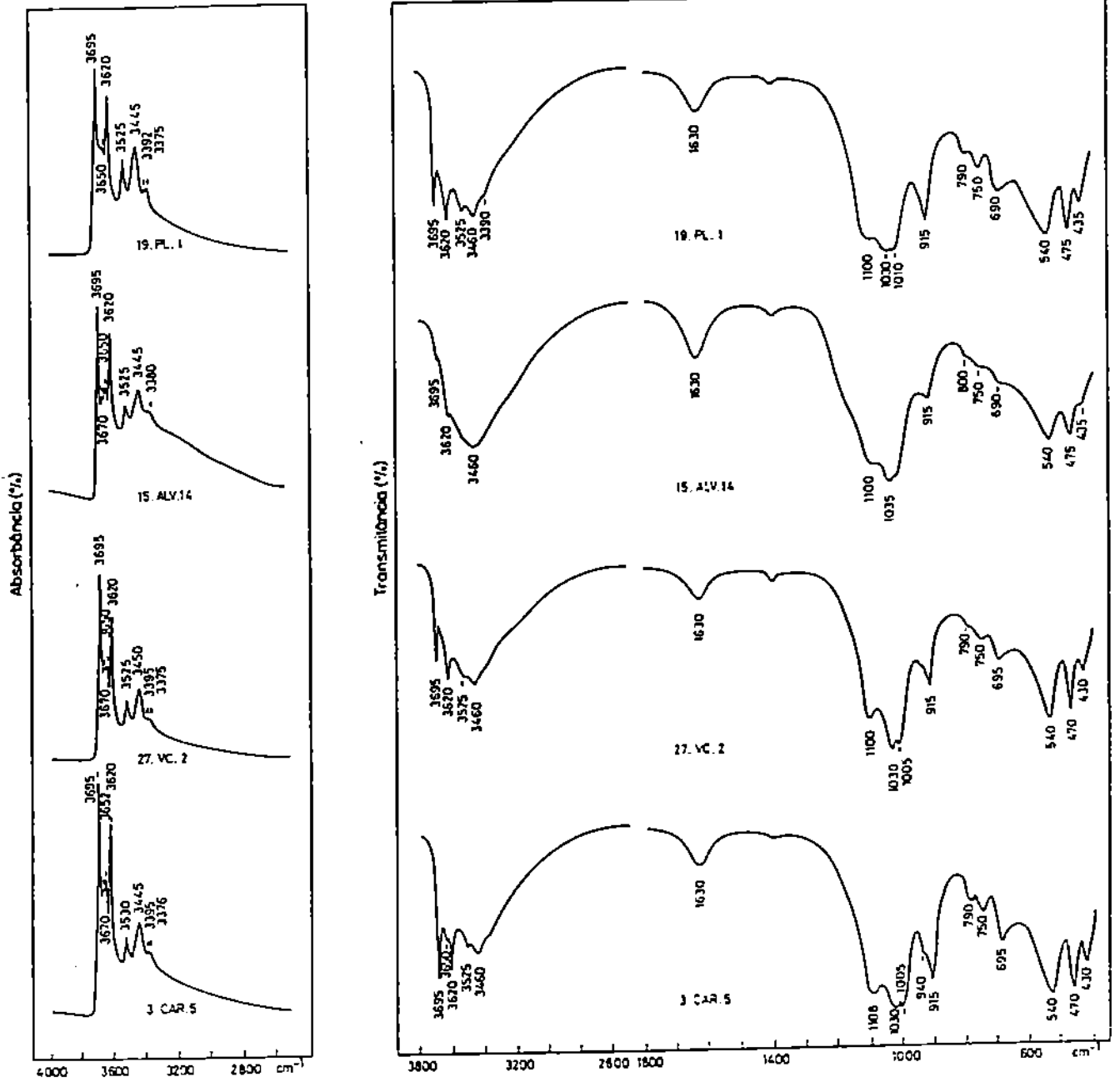


Fig.II.35 - Diagramas de espectrometria de infravermelhos obtidos em % de Transmittância e % de Absorbância.

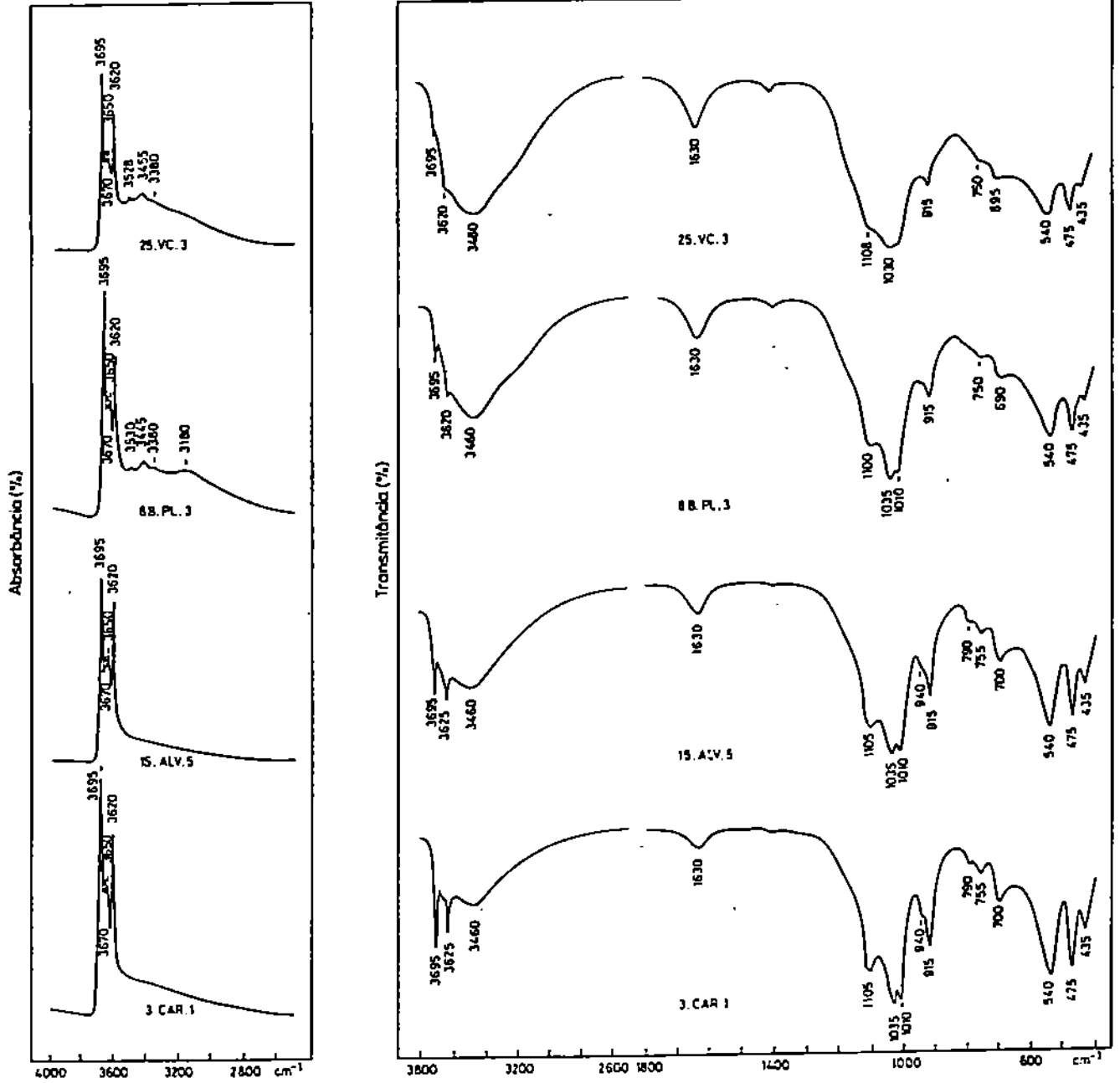


Fig.II.36 - Diagramas de espectrometria de infravermelhos obtidos em % de Transmitância e % de Absorbância.

As últimas amostras, 3.CAR.1 e 15.ALV.5 (fig.II.36), são caulinites "puras". A parte inicial do espectro, em % de transmitância, mostra dois picos bem definidos, em 3695 e 3625 $\text{cm}^{-1}$ , entre os quais se advinha vestígios de outras bandas de absorção; o espectro continua com uma bossa larga a 3460 $\text{cm}^{-1}$ , e a presença nítida do tripleto de bandas em 1105, 1035 e 1010 $\text{cm}^{-1}$ , seguido do pico bem evidenciado em 915 $\text{cm}^{-1}$ , com uma bossa em 940 $\text{cm}^{-1}$  num dos lados. Seguem-se ainda um ombro largo em 790 $\text{cm}^{-1}$  e bandas de absorção em 755, 700, 540, 475 e 435 $\text{cm}^{-1}$ , as três últimas muito definidas. Nos diagramas de absorbância (fig.II.36) observam-se nitidamente dois picos em 3695 e 3620 $\text{cm}^{-1}$ , um pico vestigial em 3670 $\text{cm}^{-1}$ , associado a outro em 3650 $\text{cm}^{-1}$ , pequeno mas nítido.

Nos espectros obtidos em % de transmitância (fig.II.34, II.35 e II.36) a banda de absorção larga em 3460 $\text{cm}^{-1}$  e o pico aberto em 1635 $\text{cm}^{-1}$  devem-se às vibrações respectivamente de tensão O-H e de deformação O-H das moléculas de água absorvidas pelas pastilhas de KBr.

### 2.3.2.3 - Cristalinidade da caulinite e gíbsite

A cristalinidade apresentada pela caulinite, nos vários depósitos, pode ser rapidamente apreciada através do índice de assimetria  $Sk(001)$ , figura II.37. Foi utilizado este índice porque ao contrário de outros, como os índices de Hincley e triclinicidade, não é afectado pela presença dos minerais associados acima indicados. Segundo GOMES (1979; 1982; 1987), o índice  $Sk(001)$  está directamente relacionado com a presença de irregularidades no arranjo do empilhamento das camadas, devido a interestratificados irregulares de camadas do tipo caulinite com sequências típicas de outros minerais de argila; a utilização deste índice quase não tem limitações, aproximando-se de 1 para caulinites sem defectos cristalinos (*op. cit.*).

Os valores encontrados (fig.II.37) não mostram relação com a posição estratigráfica dos depósitos. Os sedimentos de Alvarães apresentam a maior frequência de valores unitários, seguindo-se por ordem decrescente, depósitos na margem direita do rio Lima, colúvios e depósitos na margem esquerda do rio Lima. Os menores índices (0.5) observam-se pontualmente em amostras na baía do rio Lima (amostras 32A.GL.2, 5.PL.2 e 16.PL.2), sendo o valor mínimo mais frequente 0,67.

Os valores médios encontrados, respectivamente 0.90 (LN), 0.97 (ALV) e 0.91 (Ot.ALV), são na realidade elevados quando comparados com os dos materiais cauliniticos actualmente disponíveis nas vertentes (capítulo III).

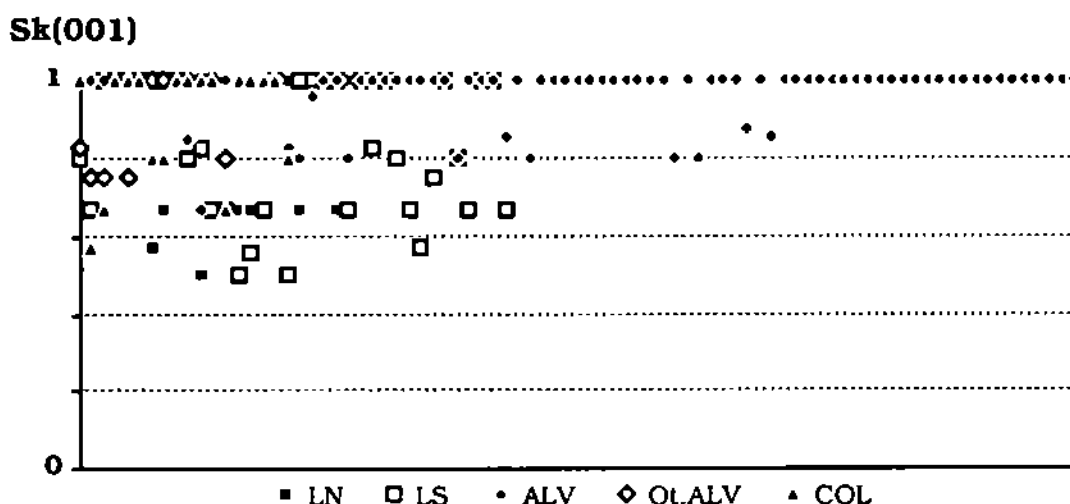


Fig. II. 37- Índice de assimetria Sk(001) das caulinites dos depósitos.

Para avaliação da cristalinidade da caulinite e gibsite a espectrometria de infravermelhos mostrou-se muito eficaz. Nos espectros de infravermelhos, representados nas figuras II.34, II.35 e II.36, está presente o duplete de bandas de absorção em  $3700\text{cm}^{-1}$  e  $3620\text{cm}^{-1}$ , muito nitidas nos espectros de absorbância, típico dos minerais do grupo da caulinite em geral. Mas, as bandas de deformação O-H da caulinite, na região  $938\text{cm}^{-1}$  a  $915\text{cm}^{-1}$ , não são visíveis em todas as amostras; este duplete está presente nas amostras 12A.PL.2, 3.CAR.5, 27.VC.2, 15.ALV.5 e 3.CAR.1, e nas restantes somente na região  $915\text{cm}^{-1}$ .

Estudos realizados em caulinites mostram que a região  $3670$  e  $3650\text{cm}^{-1}$  regista de modo sensível variações na ordem-desordem estrutural deste mineral (GOMES 1979; RUSSELL 1987). Segundo aqueles investigadores a presença de defeitos cristalinos motiva o desaparecimento da banda  $3670\text{cm}^{-1}$  enquanto que aumenta a  $3650\text{cm}^{-1}$ , única presente nas caulinites desordenadas.

Nas amostras estudadas, este duplete (quadro II.11) é visível em quase todos os espectros (fig.II.34, II.35 e II.36): o referente à amostra 12A.PL.2 apresenta uma pequena banda a  $3650\text{cm}^{-1}$  com uma leve inflexão na região  $3670\text{cm}^{-1}$ . Neste conjunto de amostras cauliniticas salientam-se os espectros da amostra 15.ALV.5, muito semelhante ao da caulinite Dry Branch (USA) (VAN DER MAREL e BEUTELSPACHER 1976), o da amostra 19.PL.1 semelhante ao da caulinite desordenada Frantex B (RUSSELL 1987), e o da 12A.PL.2 que parece corresponder a uma caulinite de cristalinidade intermédia entre estes dois tipos, e semelhante ao espectro da caulinite do depósito de Provence (França) (VAN DER MAREL e BEUTELSPACHER 1976).

Quadro II.11 - Frequências ( $\text{cm}^{-1}$ ) das bandas de absorção da caulinite (C) e gibsíte (G), na região de tensão O-H, presentes nos espectros obtidos em % de absorbância.

4.PL.1	5.PL.2	12A.PL.2	16.PL.2	19.PL.1	15.ALV.14
3695 C	3695 C	3695 C	3695 C	3695 C	3695 C
			3670 C		3670 C
		3650 C	3650 C	3650 C	3650 C
3620 C,G	3620 C,G	3618 C,G	3620 C,G	3620 C,G	3620 C,G
3525 G	3525 G	3522 G	3525 G	3525 G	3525 G
3458 G	3445 G	3440 G	3445 G	3445 G	3445 G
3395 G	3395 G	3390 G	3395 G	3392 G	G
3375 G	3375 G	3370 G	3373 G	3375 G	3380 G
27.VC.2	3.CAR.5	25.VC.3	8B.PL.3	15.ALV.5	3.CAR.1
3695 C	3695 C	3695 C	3695 C	3695 C	3695 C
3670 C	3670 C	3670 C	3670 C	3670 C	3670 C
3650 C	3652 C	3650 C	3650 C	3650 C	3650 C
3620 C,G	3620 C,G	3620 C,G	3620 C,G	3620 C	3620 C
3525 G	3530 G	3528 G	3530 G		
3450 G	3445 G	3455 G	3445 G		
3395 G	3395 G				
3375 G	3376 G	3380 G	3380 G		

Embora a maioria das caulinites destes sedimentos apresentem o duplete  $3670\text{cm}^{-1}$  e  $3650\text{cm}^{-1}$ , indicando serem bem cristalizadas, verifica-se que existe um aumento da banda de menor frequência, significativo de alguma desordem nestas estruturas. A cristalinidade das caulinites é maior nas amostras sem gibsíte, 3.CAR.1 e 15.ALV.5, ocorrendo as restantes como termos intermédios entre estas e a a estrutura mais desordenada, presente na caulinite da amostra 19.PL.1. A diminuição da banda de absorção na região  $3670\text{cm}^{-1}$  com crescimento progressivo da  $3650\text{cm}^{-1}$ , indicando aumento da desordem estrutural na caulinite, permite seriar as amostras do seguinte modo: caulinites melhor cristalizadas 3.CAR.1 e 15.ALV.5, seguidas por ordem decrescente 15.ALV.14, 3.CAR.5, 27.VC.2, 8B.PL.3, 25.VC.3 e 16.PL.2, 12A.PL.2, e 19.PL.1.

Relativamente à gibsíte, a presença do duplete na região  $3395$  e  $3375\text{cm}^{-1}$  (quadro II.11), revela elevado grau de cristalinidade (RUSSELL 1987); este duplete não está diferenciado nas amostras 15.ALV.14, 25.VC.3 e 8B.PL.3.

No conjunto, a cristalinidade das caulinites nos depósitos de Alvarães parece ser superior à das caulinites da bacia do rio Lima; e entre estas, as dos depósitos situados na margem direita (LN) são as que se aproximam mais das caulinites de



Alvarães. A seriação das amostras, através da espectrometria, permite ainda resumir o seguinte:

- os defeitos cristalinos da caulinite aumentam nas amostras que contêm também gíbsite, embora seja independente da quantidade existente;
- relativamente à gíbsite, esta apresenta menor cristalinidade nas amostras junto do topo dos afloramentos, próximas do solo, nos depósitos cauliniticos de Alvarães e do Lima (amostras 15.ALV.14 e 8B.PL3) e na amostra 25.VC.3 onde ela ocorre de forma diminuta, pois não foi detectada por difractometria de raios-X;

Os resultados obtidos indicam:

- a coexistência nalguns depósitos de caulinite e gíbsite bem cristalizadas;
- aparecimento de gíbsite autóctone nos depósitos cauliniticos, podendo esta ocorrer com cristalinidade variável, função das condições locais de permeabilidade e pH, mas geralmente de menor cristalinidade nos casos de proximidade com o solo (amostras 15.ALV.14, 25.VC.3 e 8B.PL3);
- em Alvarães evidente degradação da caulinite aumentando esta com a proximidade da superfície e permeabilidade do depósito.

#### **2.3.2.4 - Microscopia electrónica**

Todas as amostras estudadas por espectrometria de infravermelhos foram também observadas ao microscópio electrónico de transmissão (MET), tendo-se alargado o estudo a materiais graníticos, utilizando também o microscópio de varrimento (MEV).

As partículas de caulinite e gíbsite apresentam grande diversidade dimensional, variando desde 2 $\mu$ m a 0.1 $\mu$ m nas primeiras, e desde 1 $\mu$ m a 0.03 $\mu$ m, na gíbsite.

Nas caulinites dos depósitos fluviais, quer de Alvarães quer dos depósitos da bacia do rio Lima, a morfologia é pseudo-hexagonal, geralmente de contorno nítido. Observam-se frequentemente grandes placas de caulinite e outras mais pequenas também idiomórficas, formando agregados de contorno irregular (fig.II.38a, b, c); estes agregados cauliniticos são muito semelhantes aos observados nas amostras de granito alterado, explorado como caulino residual (fig.II.38e). Pontualmente ocorrem também formas alongadas terminadas por faces, com ângulos de 120°, correspondendo a caulinites de forma espatulada.

Nas amostras mais gíbsíticas, 5.PL.2 e 4.PL.1, este mineral ocorre em partículas espessas e de forma desde tabular a pseudoprismática (fig.II.38.d); esta morfologia é idêntica à dos cristais de gíbsite observados nas arenas graníticas (fig.II.38f, g, h), e às "ripas" descritas por BRAGA (1988) em depósitos do Cávado.

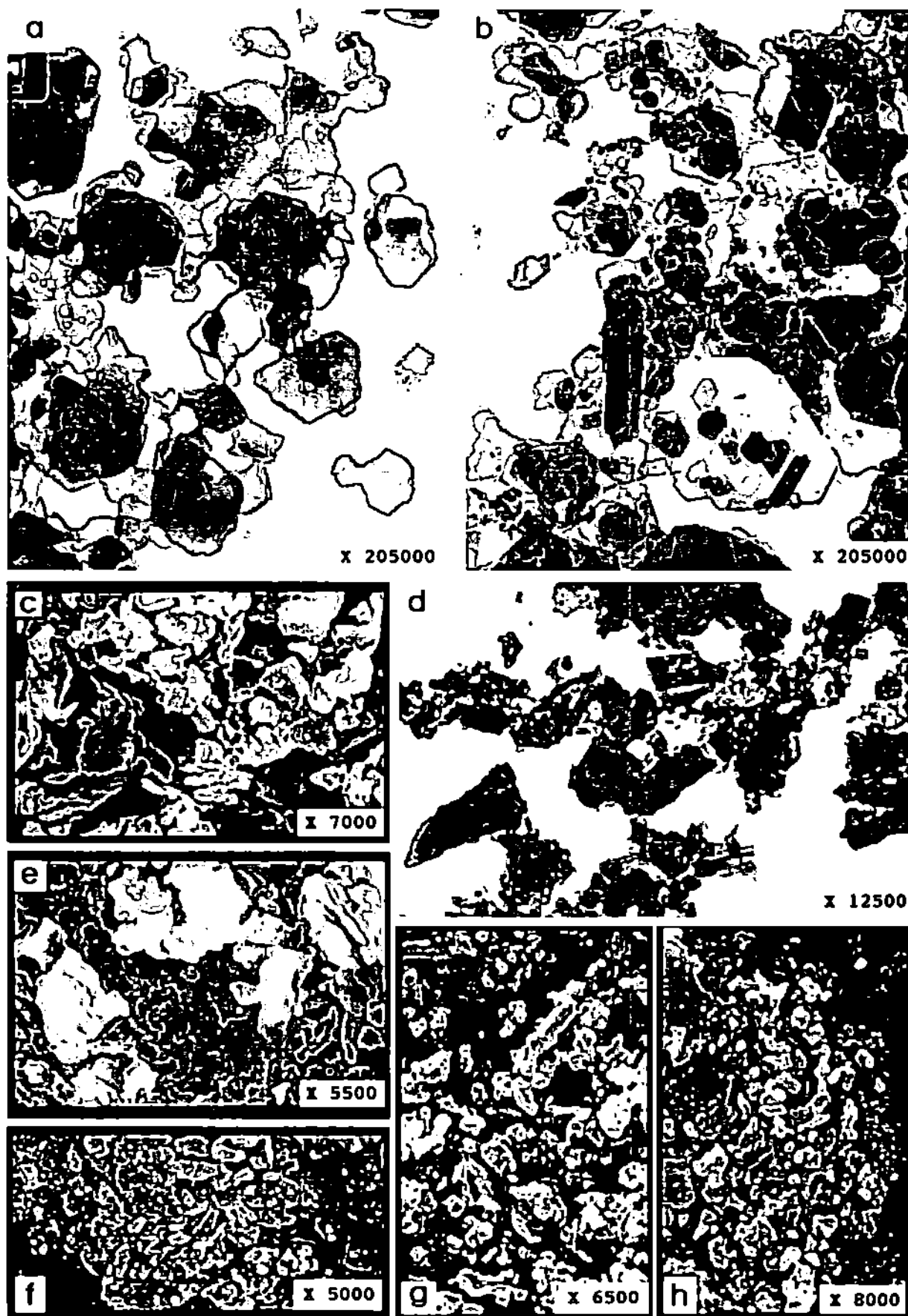


Fig.II.38 - Microfotografias da fracção <math><2\mu\text{m}</math>: a, b, c - caulinites dos depósitos de Alvarães (3.CAR.1, 3.CAR.5 e 15.ALV.1); d - gibsita dum depósito do rio Lima (4.PL.1); e - caulinito residual de Vila Fria (35.VC.1); f, g, h - gibsita (arenas graníticas: f-22.GL.3; g, h- 54.VC.1).

Das amostras caulíníticas salienta-se 19.PL.1, onde abundam formas de contornos pseudo-hexagonais muito imperfeitos, arredondados, por vezes de aspecto quase esférico, associadas a outras de forma mais alongada, pseudoprismática e nitidamente muito mais espessas; as primeiras, correspondem a minerais do grupo da caulinite, que por espectrometria se verificou serem caulinites desordenadas, e as segundas, são muito semelhantes aos cristais de gibsite descritos anteriormente.

A diversidade dimensional e morfológica observada nestas caulinites sedimentares, é um reflexo das várias origens deste mineral; mas não é possível atribuir uma determinada morfologia e dimensão a qualquer proveniência específica (BATES 1971).

Alguns autores têm relacionado a perfeição morfológica dos cristais de caulinite com o seu grau de cristalinidade (BATES 1971; NADEAU e TAIT 1987). Assim, formas pseudo-hexagonais nítidas, como as observadas em 3.CAR.1, 3.CAR.5 e 15.ALV.5, poderiam ser interpretadas como caulinites bem cristalizadas; estas caulinites são morfológicamente semelhantes às caulinites de Supreme, Pugu-D e Solanea (GOMES 1979), e à de Kampak Mine, Japão, (SUDO *et al.* 1981) que, no entanto, possuem vários graus de ordem-desordem estrutural. Este facto salienta mais uma vez a não correspondência absoluta entre a perfeição morfológica e a ordem estrutural nas caulinites (GOMES 1979; ROBERTSON *et al.* citado em NADEAU e TAIT 1987). Através da espectrometria de infravermelhos (assunto tratado no item anterior) foi possível seriar as caulinites estudadas, sendo este um método mais correcto para avaliação da "cristalinidade". No entanto, a perda de nitidez no contorno dos cristais de caulinite, e a existência de partículas alongadas, com enrolamento tubular imperfeito, de haloisite (ocorrendo em proporções diminutas), são um indicio de degradação mineral por acção diagenética. Nas caulinites de Alvarães os contornos são mais nítidos nas amostras mais protegidas no depósito, ocorrendo perda da idiomorfia (iniciando-se esta preferencialmente nas partículas de maiores dimensões) nas dos sedimentos mais superficiais, que por este facto são mais vulneráveis às modificações ambientais; das amostras da bacia do rio Lima a 8B.PL.3 é a que apresenta maior idiomorfia, mas somente nos cristais de pequenas dimensões.

A gibsite ocorre na natureza com grande variedade de formas e dimensões (SUDO e TAKAHASHI 1971; BARDOSSY *et al.* 1978; McHARDY e BIRNE 1987); a ausência de formas perfeitamente euédricas de gibsite nas amostras estudadas, indica simplesmente que as condições se afastaram das condições favoráveis, ou seja, forte lixiviação em condições de pH neutro ou levemente ácido (BARDOSSY *et al.* 1978).

### 2.3.2.5 - A origem das associações minerais na fracção <2µm

No início deste capítulo, quando se descreveram os depósitos, foi referida a existência de rochas alteradas e, no caso de Alvarães, mantos de alterites alóctones. Embora a composição das rochas presentes nestes interflúvios seja somente tratada no capítulo seguinte convém, no entanto, adiantar que as associações minerais presentes na fracção <2µm das rochas graníticas são semelhantes às dos metassedimentos, descritas em ALVES (1989). Assim, por um lado existem materiais cauliniticos quer nas rochas circundantes e sedimentos fluviais, quer nos mantos de alterites alóctones fossilizados pelos depósitos de Alvarães; por outro, são reconhecidas modificações pósdeposicionais atingindo a composição mineral da fracção <2µm.

A distribuição das associações minerais nos depósitos (quadros em anexo) sugere que a associação **caulinite ± illite ± goethite** (item 2.3.2.1) representa a composição inicial destes sedimentos; por este motivo, projectaram-se estes minerais no mesmo vértice dos diagramas triangulares das figuras II.39 e II.40. Admite-se que algures no tempo se formaram nas vertentes caulinites relativamente euédricas, bem cristalizadas, depositando-se juntamente com micas e outros minerais, em meios propícios à oxidação do ferro. Nestes sedimentos as alterações posteriores originam o aparecimento de gibsite e abertura dos filossilicatos 2:1; deste modo, um dos vértices restantes é ocupado pela proporção de gibsite e o outro vermiculite e interestratificados do tipo (10-14<sub>v</sub>), figuras II.39 e II.40.

A formação de gibsite ocorre frequentemente com a alteração de aluminossilicatos; conhecem-se exemplos de formação deste mineral quer nos primeiros estádios de alteração de feldspatos e micas, quer como mineral do sistema residual em regiões de intensa meteorização química, por degradação de todos os minerais incluindo da caulinite (TARDY 1969; CHESWORTH 1975 e 1977; DUCHAUFOUR 1979; BRAGA e PAQUET 1986; BRAGA 1988). Nestes depósitos a degradação da illite, e das micas em geral, transformando-as em estruturas menos aluminosas, do tipo vermiculite, liberta entre outros iões alumínio, podendo este gerar gibsite autóctone.

No entanto, nesta área existem formações superficiais ricas em gibsite e filossilicatos 2:1 [vermiculite, interestratificados do tipo (10-14<sub>v</sub>), capítulo III]; é provável que nalguns sedimentos, possivelmente mais recentes, estes minerais tenham também sido herdados, representando uma outra etapa de sedimentação.

A maioria das amostras de Alvarães projectam-se no vértice illite+caulinite+goethite do diagrama triangular da figura II.39, afastando-se as restantes em direcção aos outros vértices (57 das 83 amostras semiquantificadas);

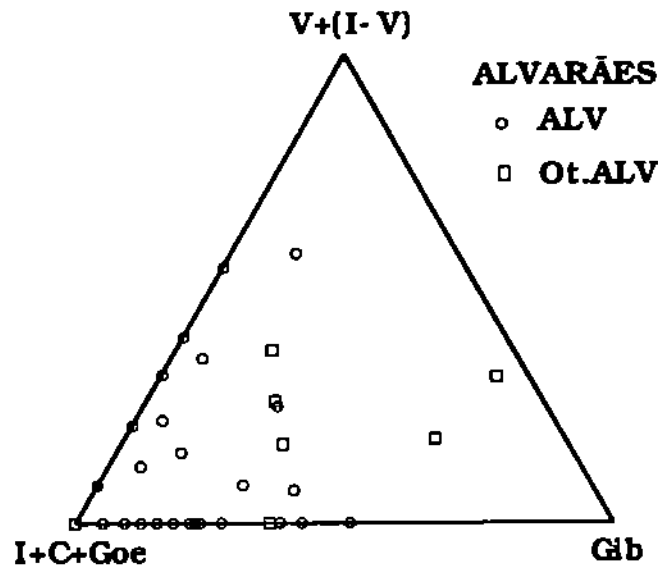


Fig.II.39 - Associações minerais na fracção <math><2\mu\text{m}</math> dos sedimentos de Alvarães. No vértice I+C+Goe estão projectadas a maioria das amostras: 57 (das 83 que foram semiquantificadas) dos depósitos de Capareiros-Anha (ALV) e 7 dos restantes (Ot.ALV). V- vermiculite; (I-V) interestratificados do tipo (10-14<sub>v</sub>); I- ilite; C- caulinite; Goe- goethite; Gib- gibsite.

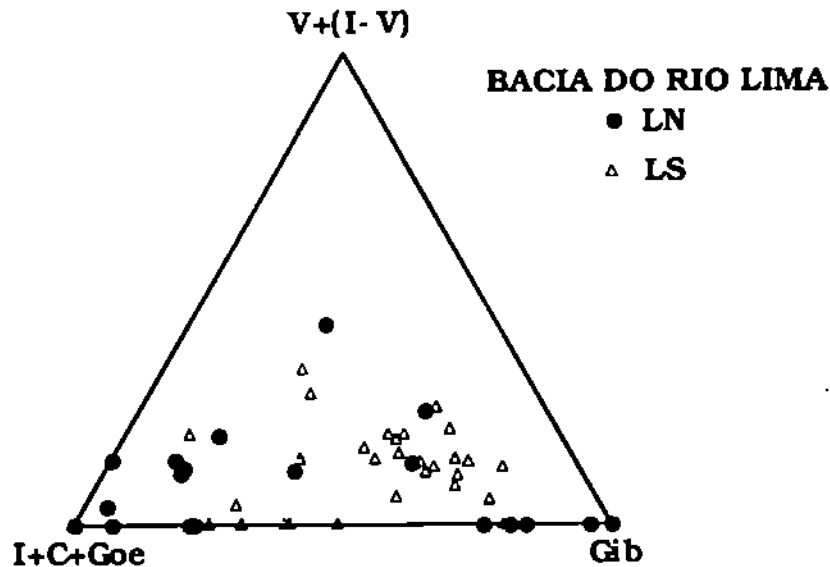


Fig.II.40 - Associações minerais na fracção <math><2\mu\text{m}</math> dos depósitos na bacia do rio Lima: margem direita (LN) e margem esquerda (LS). O vértice I+C+Goe representa 10 amostras LN e 4 LS; no vértice Gib estão projectadas 2 amostras LN. V- vermiculite; (I-V) interestratificados do tipo (10-14<sub>v</sub>); I- ilite; C- caulinite; Goe- goethite; Gib- gibsite.

o conjunto é francamente caulinitico destacando-se somente as amostras mais gibsíticas do perfil 43.ALV, referentes aos restantes depósitos e Alvarães (Ot.ALV). A frequência dos principais minerais presentes na fracção <2µm destes depósitos parece ilustrar alterações pósdeposicionais, durante as quais a "meteorização" que atingiu estes materiais cauliniticos foi responsável pelo aparecimento de gibsite e abertura da illite. Ocorre ainda uma outra associação mais rica em filossilicatos preferencialmente distribuída nos sedimentos mais superficiais dos depósitos, que se supõe marcar uma etapa de enriquecimento em materiais finos coluviais de génese climaticamente distinta.

Na bacia do rio Lima a distribuição dos minerais ao longo de alguns perfis, principalmente 43.PL (LN), 19.PL, 35.GL e 36.GL (LS), evidencia claramente o papel desempenhado pelas características texturais dos sedimentos; estas condicionam a drenagem interna dos depósitos e formação de gibsite, nos locais mais permeáveis, conservando-se a mineralogia original nos sedimentos mais impermeáveis. Nos depósitos da bacia do rio Lima (principalmente nos da margem esquerda) existe maior degradação das partículas de caulinite e maior frequência de gibsite, pelo que as amostras se dispersam em direcção ao vértice da gibsite (fig.II.40).

Admite-se a possibilidade de herança de pelo menos uma segunda associação mineral, que ao longo do tempo pode ter sido igualmente gerada nalguns dos depósitos mais antigos; isto é, a gibsite, vermiculite e interestratificados podem estar presentes nalguns depósitos como minerais quer alóctones quer autóctones. Uma vez que não é visível uma relação estreita entre a composição dos depósitos e a sua cota, as interpretações mineralógico-estratigráficas têm quer ser enquadradas no contexto geomorfológico em que se inserem os afloramentos.

### 3 - LITOFÁCIES E REGIME FLUVIAL: DEPÓSITOS DE ALVARÃES

Termos como litofácies e biofácies são frequentemente aplicados, quer no sentido descritivo quer interpretativo; actualmente fazem-se uso de outros directamente relacionados com o implemento de métodos indirectos para análise ambiental (READING 1989).

No sentido descritivo, uma litofácies representa uma unidade definida pelas suas características litológicas (composição, dimensão das partículas, características de estratificação) e estruturas sedimentares. Cada litofácies tem assim uma conotação descritiva e interpretativa, sendo o produto de processos deposicionais; ela individualmente representa um acontecimento deposicional e, como tal, pode ocorrer em vários ambientes. No entanto, verifica-se que nos meios deposicionais naturais, as fácies ocorrem num número finito, sendo possível reconhecer grupos de fácies, repetidas no espaço e tempo; estes grupos, as associações de fácies, são geneticamente relacionadas, podendo suceder-se de modo regular ou irregular.

Em 1977 MIALl apresentou um esquema generalizado contendo 10 tipos de litofácies, resultante de pesquisa bibliográfica e investigação em rios actuais. Este número duplicou na versão do mesmo autor, apresentada um ano mais tarde (MIALl 1978), incluindo algumas descrições básicas propostas por ALLEN (1963) e CANT e WALKER (1976).

Neste trabalho descrevem-se as litofácies, no sentido proposto por MIALl (1977, 1978, 1985, 1990), somente aos depósitos de Alvarães. Um dos requisitos para o bom êxito deste tipo de análise inclui o estudo das relações de fácies não só na vertical mas tri-dimensionalmente; a extensão e qualidade dos depósitos na bacia do rio Lima não permitem a aplicação desta metodologia.

#### 3.1 - DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES

A maior parte dos sedimentos que constituem os depósitos de Alvarães podem descrever-se como uma associação de cascalho arenoso, areia cascalhenta e areia fina+lodo (estampas II.1, II.2, II.3, II.4 e II.5).

Estas litofácies passam gradativamente umas para as outras, sendo limitadas na base e topo por contactos erosivos, definindo uma verdadeira sequência de fácies (READING 1989), constituída por:

- um pavimento grosseiramente estratificado (*Gm*), formado por seixos de quartzo e alguns intraclastos de finos (*Fm*);



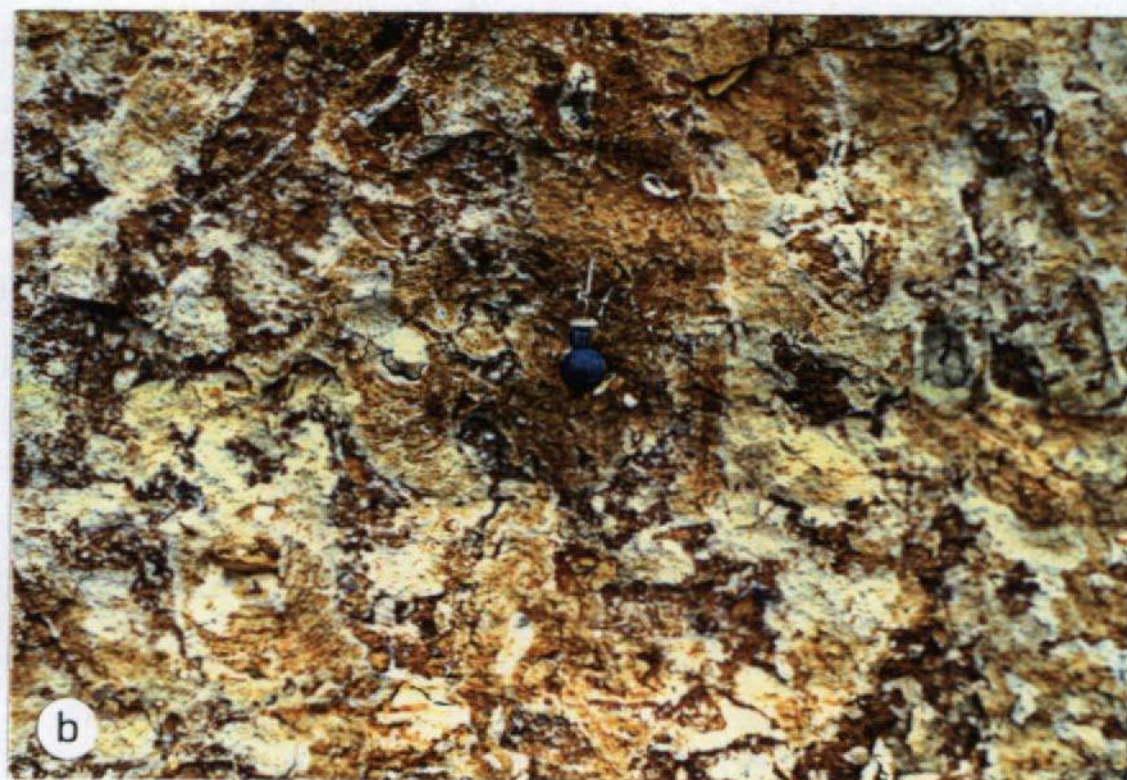
## ESTAMPA II.4



Depósitos de Alvarães: estratificação em ventre nas sequências cauliniticas da formação superior.



## ESTAMPA II.5



Depósitos de Alvarães: a- pormenor do cascalho arenoso (*Gt*), das sequências da formação superior; b- pormenor da litofácies *Fr*, de Teodoro-Paço (Vila Fria).



- seguem-se sobre ele os coset de cascalho arenoso (*Gt*), e areia média a muito grosseira (*St*), com seixos e alguns intraclastos de finos (*Fm*), dispostos em leitos avivando a estratificação entrecruzada em ventre, de grande amplitude (de 1 a 3m), envoltos em abundante matriz limo-argilosa (estampas II.4 e II.5a); observam-se ainda pontualmente alguns corpos de cascalho arenoso e areia com estratificação entrecruzada planar, litofácies *Gp* e *Sp*;

- terminam em espessas (localmente até 2,5 a 3m) bancadas de limo+argila e alguma areia fina, nitidamente predominando o limo+argila; apresentam vulgarmente aspecto maciço (*Fm*), embora ocorram porções vestigiais com o aspecto inicial finamente laminado (*Fl*, *Fsc*), posteriormente bioturbado (*Fr*) (estampas II.2, II.3 e II.5b).

A sequência simples descrita é granodecrescente; a dimensão dos clastos varia entre cerca de 6cm nas litofácies de cascalho *Gm* para 3cm nas *Gt*, ocorrendo os intraclastos de finos (*Fm*) desde poucos a 80 cm. Nestes depósitos estão conservadas três sequências simples separadas por superfícies erosivas de 2ª ordem (fig.II.12, II.13, II.41, II.42).

Em *Enfia-Chasqueira*, a base das três sequências simples é uma mistura de limo+argila, fortemente bioturbada (*Fr*) ocorrendo de modo vestigial o aspecto inicial laminado (*Fl*) (estampas II.1 e II.3a). Este enchimento fino, descrito no item II.1, inclui ainda o seguinte:

- esporadicamente, alguns seixos de quartzo com desgaste;
- junto à base termina lateralmente em cunha, em direcção a Vila de Punhe, interestratificando com leitos de areia fina a média e leitos de areia média-grosseira e algum areão, com estratificação planar subhorizontal (*Sp*);
- corpos arenosos apresentando estratificação planar oblíqua (*Sp*).

Outro local de grandes explorações situa-se em *Teodoro-Vila Fria*, junto à actual lixeira de *Viana do Castelo*. As explorações atingiram neste sector uma variante das litofácies mais finas (*Fm*, *Fl*, *Fsc* e *Fr*), estampas II.3b e II.5b, com abundante material orgânico disseminado e alguns macrorestos vegetais (*C*); estas ocorrem junto da base das sequências arenosas cauliniticas, em posição estratigráfica idêntica à do barro vermelho de *Enfia-Chasqueira*.

No bordo Este as sequências arenosas cauliniticas, assentam sobre alterites alóctones (descrita em II.1), bastante espessas neste local (cerca de 15 a 20m), sendo o contacto uma superfície erosiva de 3ª ordem escavada nestas alterites, figuras II.13 e II.41.



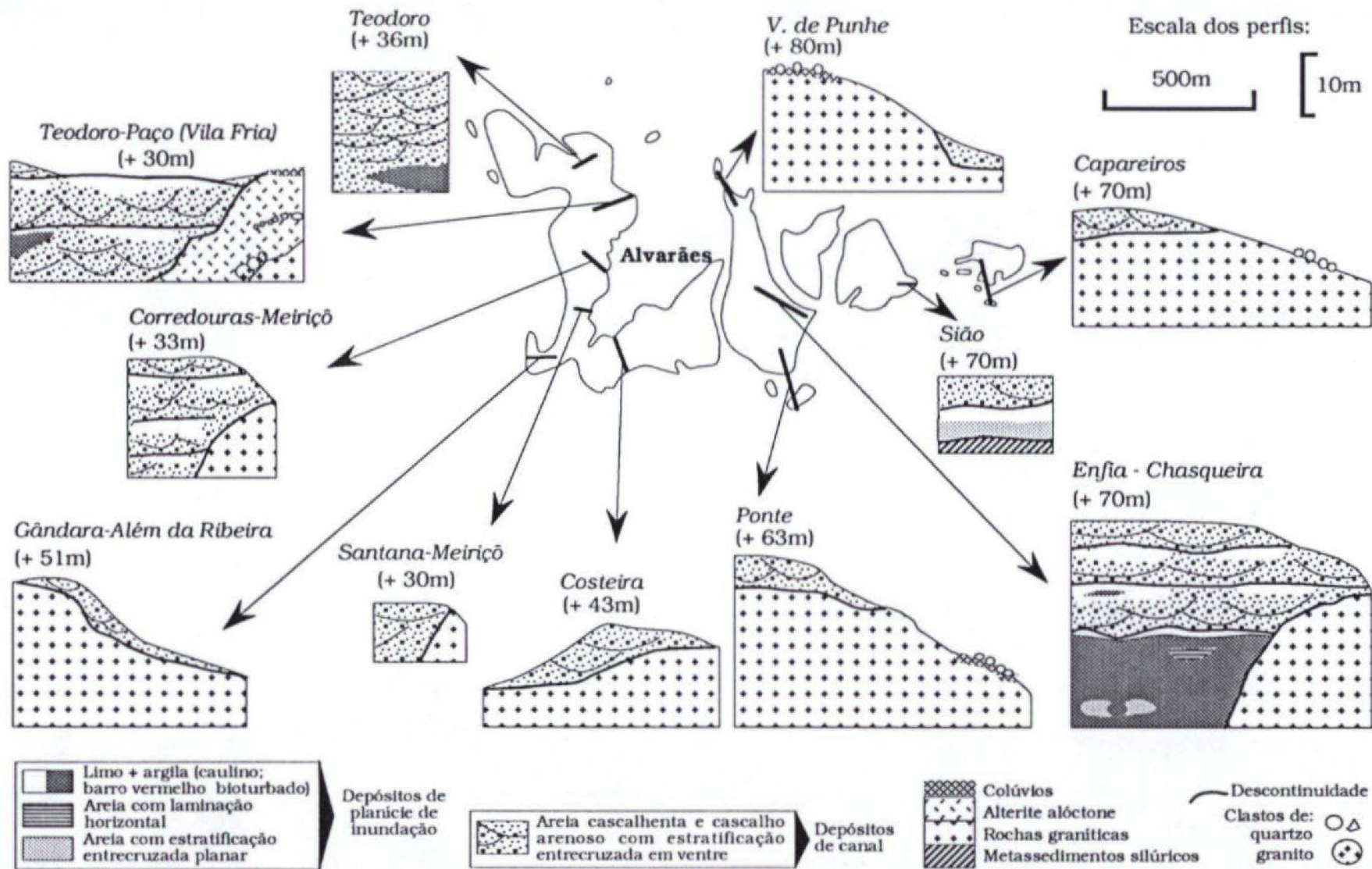


Fig.II.41 - Depósitos de Alvarães: espessura e distribuição das litofácies.

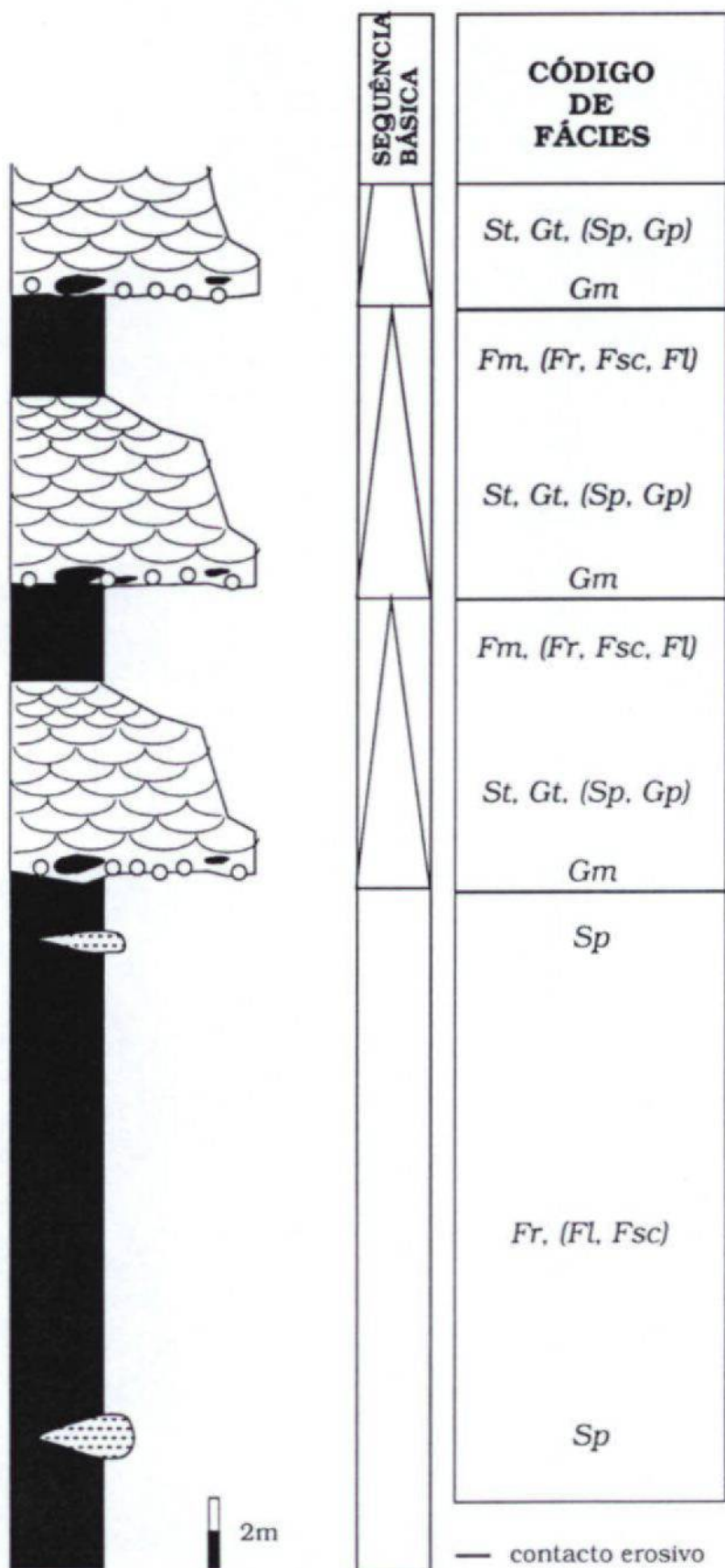


Fig.II.42 - Sequência de fácies nos depósitos de Alvarães, referente ao perfil tipo de Chasqueira; entre parêntesis figuram as litofácies menos frequentes.



Em resumo nos depósitos de Alvarães ocorrem as seguintes litofácies:

- cascalho grosseiramente estratificado, **Gm**;
- cascalho com estratificação entrecruzada em ventre, **Gt**;
- cascalho com estratificação entrecruzada planar, **Gp**;
- areia média a muito grosseira com seixos, apresentando estratificação entrecruzada em ventre, **St**;
- areia fina a muito grosseira e areão, apresentando estratificação entrecruzada do tipo planar, **Sp**;
- limo+argila e alguma areia fina, de aspecto maciço por vezes com fendas de dessiccação, **Fm**, frequentemente bioturbado, **Fr**, e raramente laminado **Fl** e **Fsc**;
- lodo rico em restos vegetais, **C**;

Destas, definem-se dois tipos de associações de litofácies:

- uma, que representa a formação inferior de *Enfia-Chasqueira* (estampas II.1 e II.3a) e equivalente conservada em *Teodoro* (estampas II.3b e II.5b), caracterizada pelo predomínio de litofácies **Fr** (pontualmente **Fl** e **Fsc**), associadas às litofácies **Sp** menos frequentes;
- a segunda, correspondendo à maior parte do enchimento fluvial (estampas II.1, II.2, II.3, II.4 e II.5), caracteriza-se pela ocorrência, por ordem decrescente em frequência, de litofácies **St** associadas a **Gt**, **Fm** e **Gm**, acompanhadas de algumas litofácies **Gp**, **Sp**, **Fr** e/ou **Fl** e **Fsc**, muito raramente **C**.

A distribuição e frequência das litofácies nos depósitos de Alvarães estão resumidas na figura II.41. Verifica-se que estes sedimentos contactam o substrato, em quase toda a extensão do depósito, por uma superfície erosiva modelada no granito e uma pequena parte sobre metassedimentos.

### 3.2 - ELEMENTOS ARQUITECTURAIS

O estudo das litofácies e estruturas sedimentares associadas tem como finalidade última a reconstituição dos ambientes genéticos que as produziram (ALLEN 1963, 1965, 1983, 1984; CANT e WALKER 1976; CANT 1978; MIALI 1977, 1978, 1985, 1990; READING 1989).

Os sedimentos de depósitos fluviais embora produzam inúmeras associações de fácies, definem um número restrito de formas a várias escalas, semelhantes em todos os depósitos (JACKSON 1975; MIALI 1985), permitindo a descrição sucinta dos vários ambientes fluviais.



As microformas são produzidas por fluxos de tracção unidireccional, ocorrendo de forma idêntica em todos os ambientes deste tipo, não sendo por isso diagnósticas de ambiente fluvial. As mesoformas incluem formas a maior escala, tais como dunas, "sandwaves", canais menores e barras unitárias linguóides, transversas, longitudinais ou diagonais. São formas geradas em todos os ambientes clásticos sob condições de fluxo aquoso unidireccional, produzidas por fenómenos dinâmicos como os períodos de cheia. As macroformas reflectem o efeito acumulado destes fenómenos actuando durante dezenas ou centenas de anos; daqui resultam os canais maiores e as barras compostas, planícies arenosas e ilhas, responsáveis pelos vários estilos fluviais. ALLEN (1983) afirma que à escala das macroformas menores se podem definir oito elementos arquitecturais básicos que compõem em proporções, escalas e complexidade variadas todos os depósitos fluviais. Estes elementos estão presentes nos depósitos de forma hierarquizada, cujos contactos definem três tipos de ordem: contacto de 1ª ordem limitam os "set" individuais, contacto de 2ª ordem limitam os coset ou conjuntos de litofácies geneticamente relacionadas e o contacto de 3ª ordem define grupos de elementos ou complexos, como por exemplo a superfície base dum canal maior. Aos vários elementos arquitecturais correspondem associações de litofácies com geometria e interrelação próprias (MIALL 1985). Nos depósitos de Alvarães identificaram-se os elementos arquitecturais que se descrevem a seguir.

#### **Elemento GB, barras e leitos cascalhentos**

Nestes depósitos de Alvarães os elementos GB têm expressão reduzida ocorrendo preferencialmente interpenetrado na litofácies *St*; constituem este elemento as litofácies *Gm*, *Gt* e *Gp*. A litofácies *Gm*, desenvolve-se como folhas difusas de cascalho que se deslocam somente em período de fluxo máximo; em épocas de descarga de sedimentos podem crescer por adição de clastos e formar barras longitudinais (RUST 1978, HEIN e WALKER 1977, citados em MIALL 1985). A litofácies *Gt* deve corresponder ao enchimento de canais menores e as litofácies *Gp* a barras linguóides (MIALL 1985).

#### **Elemento SB, morfologia arenosa**

Os campos de dunas, responsáveis pela litofácies *St*, ocupam geralmente as partes mais profundas de canais activos, quando a carga de fundo é predominantemente areia, enquanto nas partes menos profundas são comuns barras transversas ou "sandwaves", geradoras de litofácies *Sp* (MIALL 1985).

Nos depósitos de Alvarães estão bem representadas as dunas, mas não se definem macroformas como "point bar" ou planícies arenosas; este facto talvez



possa ter sido motivado pela migração e reactivação de canais, que neste tipo de sedimentos não permitem a conservação das superfícies erosivas de 2ª ordem, de contorno convexo típico.

#### **Elemento OF, finos de transbordo**

Este elemento arquitectural é geralmente controlado, entre outros factores, pelo tipo de material fornecido, tipo de canal e seu comportamento em termos de migração/avulsão, sendo caracterizado pela ocorrência de litofácies *Fl* e *Fsc*. Nestes depósitos o aspecto laminado, frequente neste tipo de materiais, está conservado pontualmente; a lixiviação do ferro e bioturbação radicular destruiu a laminação, ocorrendo litofácies *Fr*, por vezes com fendas de dessiccação e aparência macroscópica maciça, litofácies *Fm*.

### **3.3 - MODELO FLUVIAL**

Os rios classificam-se em quatro tipos básicos, entrançado, meandriforme, anastomosado e recto, conhecendo-se, no entanto, todas as situações intermédias possíveis (ARCHE 1989). A forma do canal está estritamente relacionada com o tipo de carga transportada, o que influencia a coesividade das margens; a tendência é de maior sinuosidade quando esta carga é principalmente carga em suspensão (*op. citat.*).

As sequências básicas definidas nos depósitos de Alvarães apontam para dois tipos de enchimento (fig.II.42). Em *Enfia-Chasqueira* a unidade fina da base ("barro vermelho" bioturbado) corresponde provavelmente ao enchimento duma depressão, depositando-se grande espessura de finos e raramente corpos arenosos com estratificação entrecruzada planar. Esta zona de acreção vertical, foi vegetada e episodicamente inundada, por alimentação efémera quer de escorrências aquosas locais quer de derrames a partir dum fluxo maior e mais organizado, donde herdou os seixos rolados; pode-se admitir para este enchimento um sistema fluvio-lacustre, também provavelmente activo na região de *Teodoro-Paço (Vila Fria)* e noutros sectores da paleobacia.

A maioria dos depósitos conservados, representados pelas sequências superiores de tendência granodecrescente e de carácter francamente arenoso, sugerem a acção dum sistema fluvial organizado, com preenchimento dos seus canais activos por agradação vertical, migração e abandono progressivo dos mesmos. As medições de paleocorrentes, determinadas por medição do eixo dos ventres da estratificação (fig.II.43), indicam tendência para um fluxo com orientação próxima da do paleovale, com alguma alimentação lateral por pequenos afluentes.



Parece ter havido, portanto, um sistema de canais móveis, correspondendo ao que geralmente é descrito como rio entrançado, circulando "confinados" num vale, e ocupando-o totalmente durante as inundações (RAMOS 1989). Os canais foram pavimentados frequentemente por cascalho, incorporando alguns intraclastos de limo+argila, sendo o enchimento fundamentalmente areia a cascalho arenoso, com estratificação entrecruzada em ventre (fig.II.41 e II.42), terminando com deposição de finos (OF).

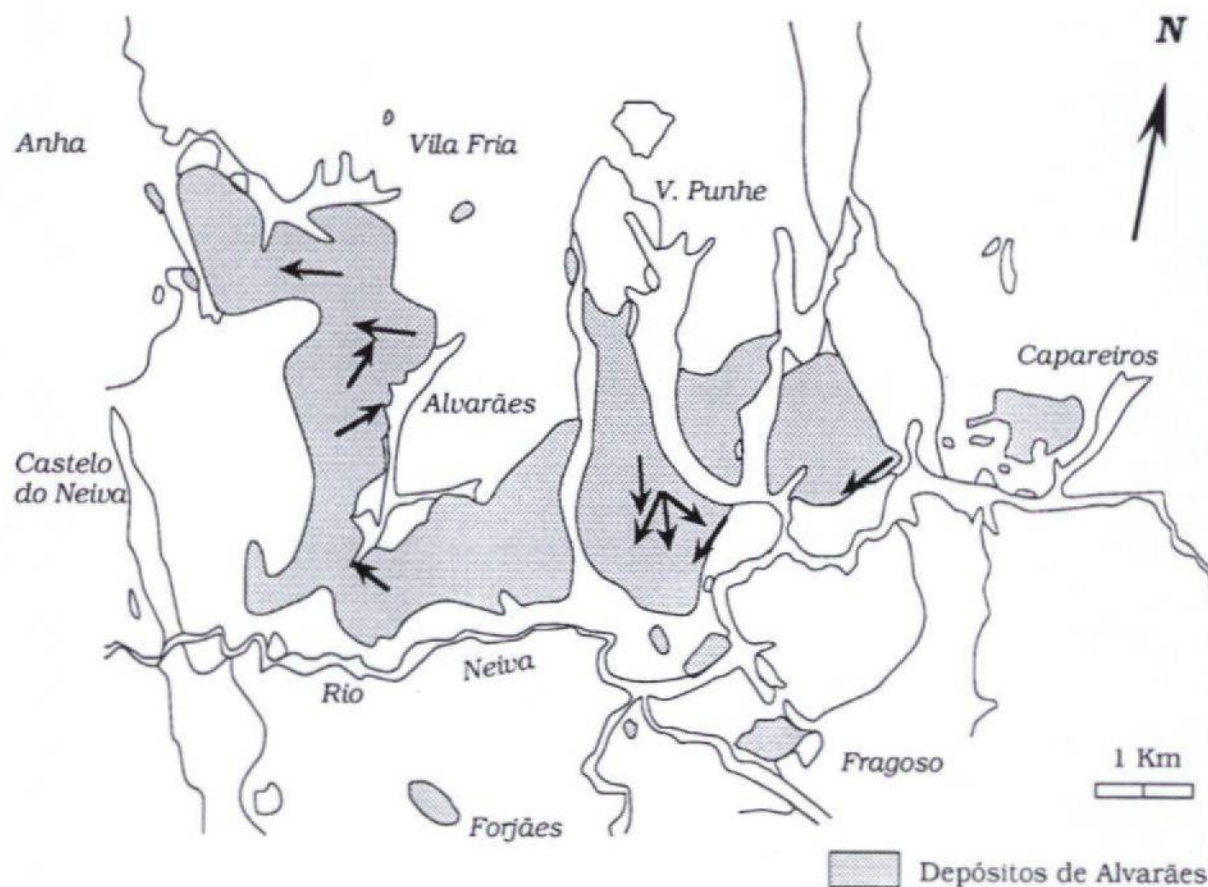


Fig.II.43 - Orientação do fluxo aquoso nos depósitos de Alvarães, obtida por medição do eixo dos ventres da estratificação cruzada.

O sistema fluvial assemelha-se ao descrito por CANT (1978), MIALI (1978) e WALKER e CANT (1979) como do tipo entrançado arenoso cíclico, exemplificado pelo o do South Saskatchewan river. Neste rio, segundo CANT (1978) de fluxo geral paralelo à direcção local, os canais maiores e menores, e os topograficamente menos profundos estão cobertos por dunas; durante as cheias a dimensão das dunas aumenta, assim como a profundidade das suas superfícies de ravinamento, depositando os leitos entrecruzados em ventre, com mais de 1m de espessura. Como as dunas criadas nos estádios de declínio e de regime baixo têm superfícies de ravinamento mais suaves, elas não podem erodir



os depósitos de cheias. Deste modo, são selectivamente preservados os leitos entrecruzados de larga amplitude depositados por dunas maiores. WALKER e CANT (1979) afirmam que nos sistemas fluviais entrançados arenosos são pouco comuns "point bar" ocorrendo por vezes barras unitárias simples. O canal tem vulgarmente um pavimento, sendo a areia transportada acima como carga de fundo; durante os estádios de fluxo baixo ocupa um ou dois canais da planície de inundação, sendo esta novamente atingida durante os períodos de cheias maiores, quando o rio transborda. Nos casos, como o verificado em South Saskatchewan river, em que a planície de inundação é muito estreita, ela e as ilhas vegetadas podem ser facilmente submersas, e receber depósitos de acreção vertical, ou erodidas pela rápida migração lateral dos canais. Este modelo fluvial ajusta-se ao tipo e distribuição das litofácies presentes nos depósitos de Alvarães.

## **4 - REDES DE DRENAGEM**

### **4.1 - O TRAÇADO REGISTRADO PELOS DEPÓSITOS**

#### ***DEPÓSITOS NA BACIA DO RIO LIMA***

A maioria dos depósitos que se encontram na margem direita do rio Lima apresentam características texturais e mineralógicas que os relacionam com a drenagem lateral. Existem no entanto excepções; estão nesta situação os depósitos em *Sra. do Pilar (Refoios do Lima)* e a norte de *Ponte de Lima* (perfil **4.PL**), semelhantes a outros da margem oposta, entre *Feitosa (Ponte de Lima)* e *Deão*. Os depósitos da margem esquerda foram gerados por um fluxo com maior capacidade selectiva (embora sujeito à influência de contribuições laterais) e circulando em direcção subparalela à do rio Lima actual. Estes sedimentos, incluindo também os de *Refoios do Lima*, fossilizam o trajecto anterior deste rio, que no sector Ponte de Lima - Viana do Castelo, possuiu configuração mais rectilínea, segundo um alinhamento NE-SW; a disposição entre os depósitos encontrados nesta região (fig.II.44) materializam esta hipótese.

A disposição escalonada observada entre os depósitos da margem direita, referida na apresentação descritiva (neste capítulo), assim como as cotas a que as respectivas bases afloram, são provas mais do que suficientes de que a posição do nível de base esteve acima da actual. As cotas máximas encontradas são muito próximas de +80m, embora pelo modelado observado na região, seja de admitir que possam ter existido depósitos cobrindo posições mais elevadas, muito próximas de +100m. Assim, desde as etapas mais antigas, das quais restam algumas relíquias como cobertura de pequenas elevações, os talvegues do rio Lima e seus afluentes

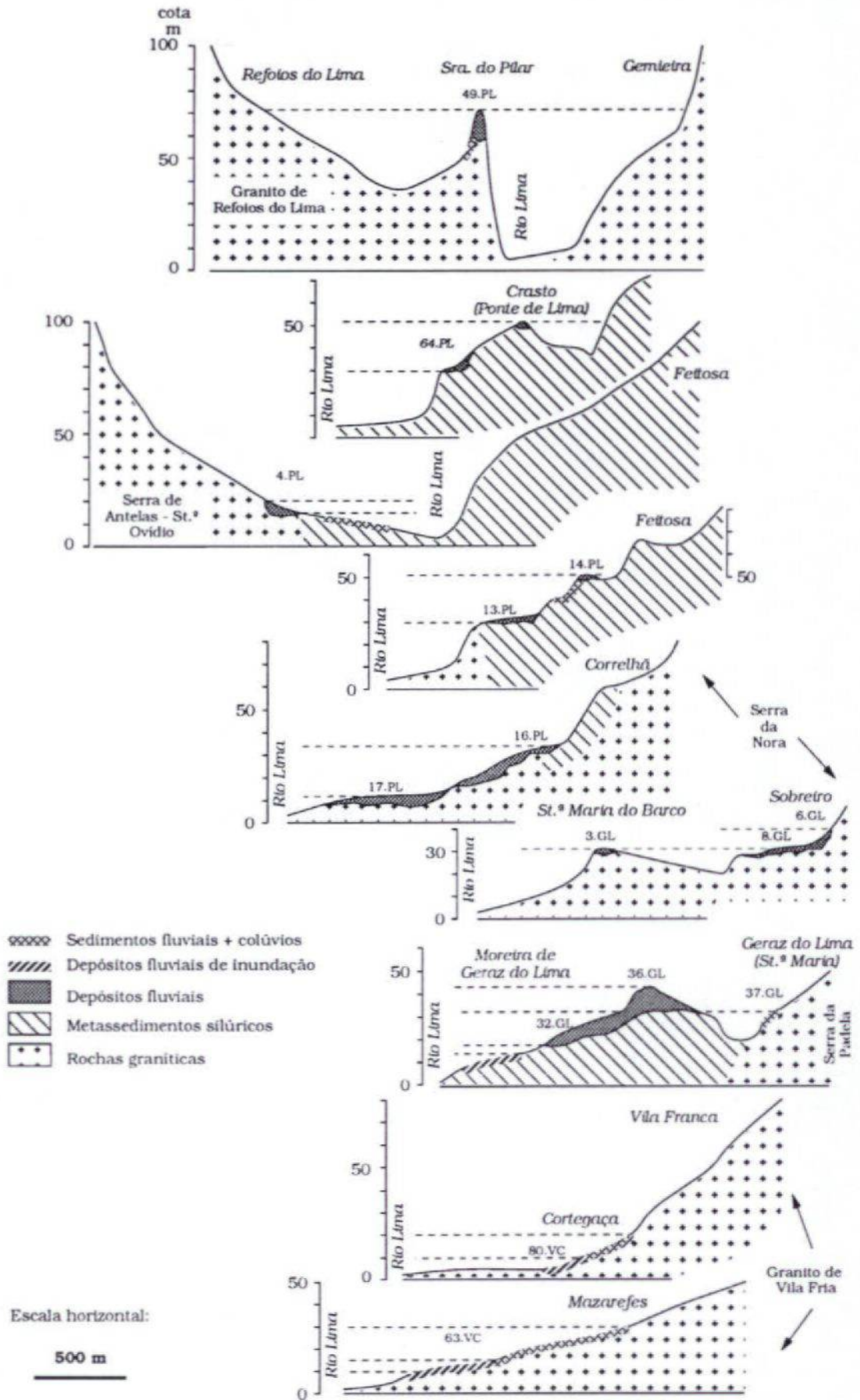


Fig. II.44 - Posição ocupada pelos depósitos não actuais do rio Lima, preferencialmente instalados na sua margem esquerda. Os perfis (executados aproximadamente N40°W) estão dispostos segundo o alinhamento comum aproximadamente N60° E. (Espessura dos depósitos exagerada).



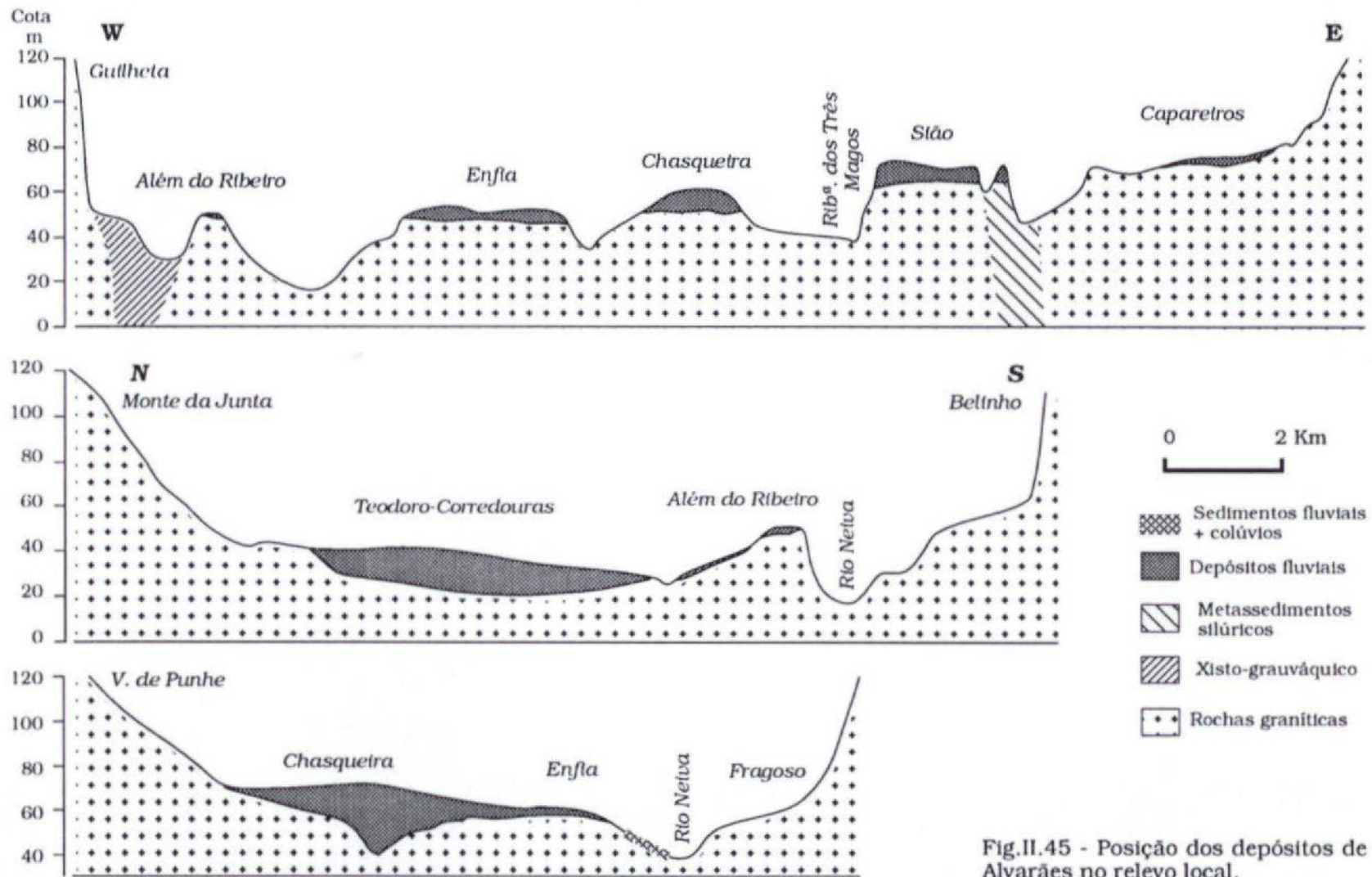


Fig.II.45 - Posição dos depósitos de Alvarães no relevo local.

foram ocupando posições gradualmente mais baixas, destruindo os terraços anteriores; por isso, eles aparentemente se sucedem quase continuamente. Neste primeiro embutimento o rio Lima deslocou-se em Refoios do Lima para Sul, remobilizando o material anteriormente depositado, do qual somente restaram asfracções mais grosseiras (como em *Outeiro 50.PL*); simultaneamente mais a Sul o curso fluvial foi desviado para Norte, ocasionando o entalhe progressivo nos depósitos da margem esquerda (fig.II.44).

### **DEPÓSITOS DE ALVARÃES**

O topo destes depósitos, ocorrendo actualmente erodido a altitudes variadas, atinge cotas muito próximas das da base dos terraços mais elevados na bacia do rio Lima.

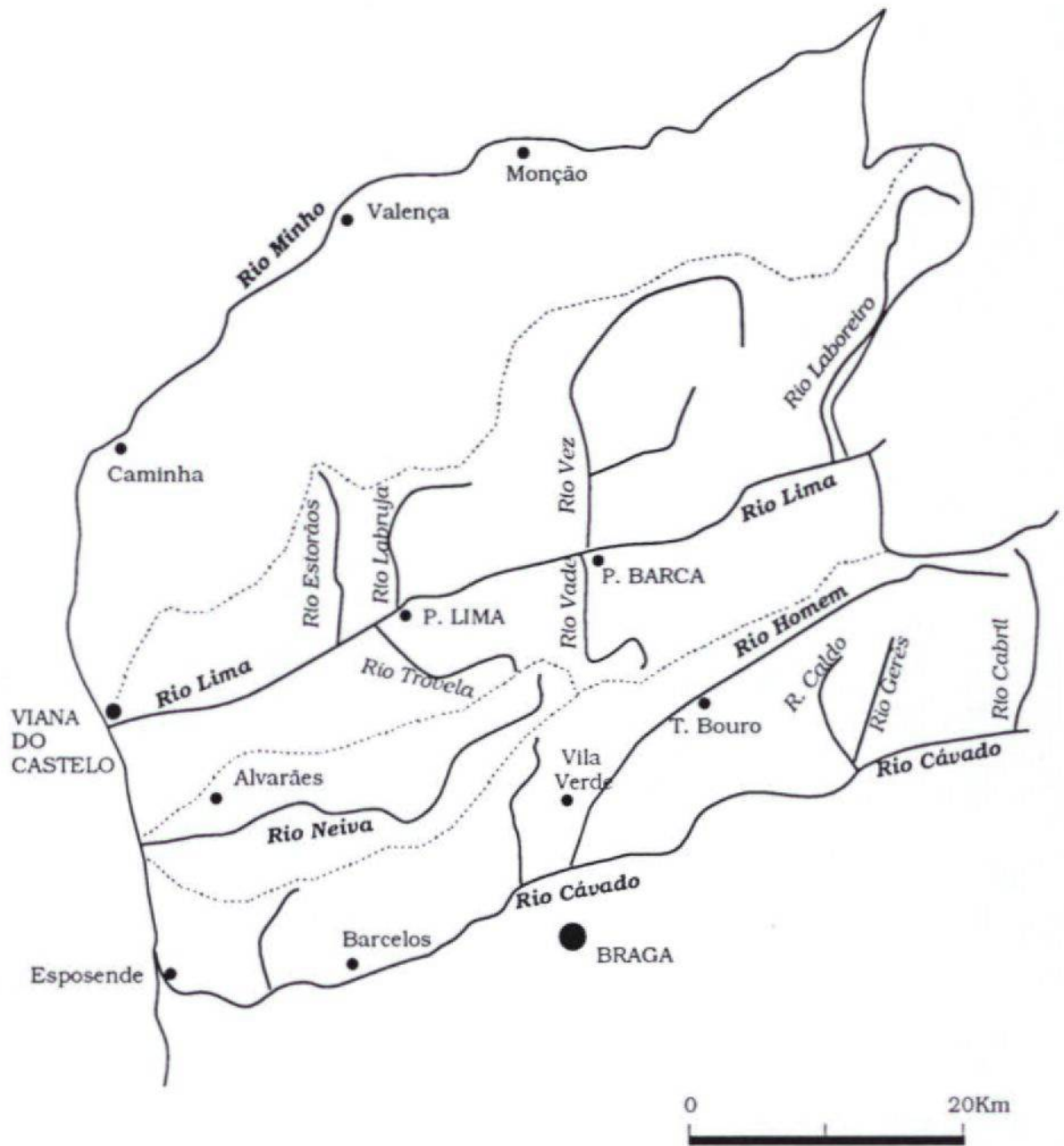
As medições de paleocorrentes (fig.II.43) indicam um fluxo com circulação no sentido E-W até à região de *Além do Ribeiro (Castelo do Neiva)*, neste local desviado para N-NE, e em *Paço (Vila Fria)* invertendo para W-NW, desaguando em frente de *Anha*. Embora a morfologia do depósito lembre um meandro, a arquitectura deposicional presente, como foi anteriormente exposto, não é compatível com um modelo fluvial desse tipo. No perfil de orientação aproximadamente E-W (fig.II.45), verifica-se que o enchimento fluvial é limitado a Oeste pelo contacto entre o granito de Castelo do Neiva e as rochas do Complexo xisto-grauváquico, colmatando até à Serra de Padela (a Este) os locais topograficamente mais baixos. Os perfis topográficos desta região (fig.II.45) evidenciam uma superfície modelada na margem esquerda do rio Neiva (região de Fragoso e Belinho) em continuidade com a base dos depósitos. Outro aspecto importante é a localização das zonas de maior espessura de sedimentos, segundo os alinhamentos NW-SE (*Vila de Punhe - Fragoso*) na região de *Chasqueira - Enfia*, N-S (*Monte da Junta - Belinho*) na região de *Teodoro - Corredouras*, e tudo indica que também sejam espessos na saída para *Anha*.

Mas, qual o curso de água que depositou estes sedimentos, o rio Neiva?

### **4.2 - RIOS LIMA E NEIVA: BACIAS DE DRENAGEM ACTUAIS**

O rio Lima nasce na lagoa de Antelas, na Serra de S. Mamede em Espanha, localizando-se nesse país um pouco mais de metade da sua bacia de drenagem (figuras II.46 e II.47). Segundo BIROT e SABARIS (1954) este rio começa por se encaixar desde a saída da lagoa, tendo acima do seu talvegue actual um vale suspenso (+ 620m). O troço seguinte (560-540m), entre a Serra de Laboreiro (+1332m) e a Serra do Gerês (+1508m), corresponde a um vale alargado (actualmente ocupado por um lago de barragem) embutindo novamente a partir de





	Comprimento em Km	Área da bacia em Km <sup>2</sup>
Rio Minho	300	17 081
Rio Lima	108	2525
Rio Neiva	46	242
Rio Cávado	129	1620

Fig.II.46 - Esboço dos limites entre as bacias de drenagem dos rio Minho, Lima, Neiva e Cávado, acompanhado dum quadro resumo dos respectivos comprimentos e áreas.

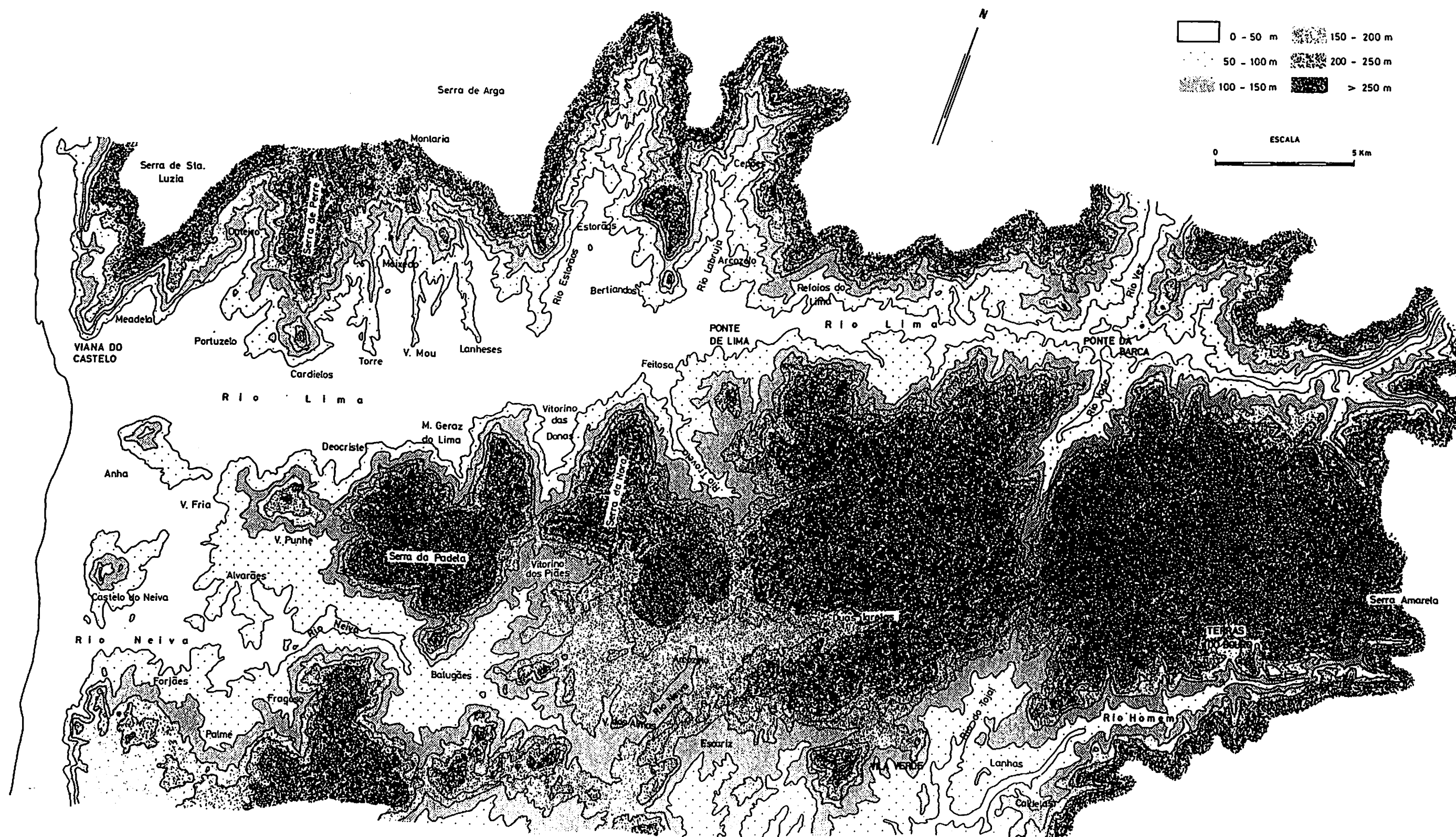


Fig. II.47 - Esboço do relevo onde afloram os depósitos fluviais estudados no capítulo II, incluindo a parte terminal da bacia do rio Lima e bacias de drenagem dos rios Neiva e Homem.

Salto de Las Conchas. Atinge a cota de +200m junto da fronteira de Portugal. Aqueles autores afirmam que este tramo do rio Lima regista um ciclo de erosão parcial, durante o qual alargou o seu vale.

Em Portugal, o rio Lima segue entre a Serra do Soajo e a Serra Amarela num vale apertado e de vertentes aprumadas até à proximidade da aldeia de *Soajo*, baixando para a cota de +50m a partir da qual o declive até à foz se apresenta suave, principalmente o tramo a jusante de *Ponte da Barca* (fig.II.47). Existe um contraste, já referido por FEIO (1949), entre o vale jovem que corre em frente de *Soajo* e o troço de maturidade avançada na parte terminal do rio, um vale de fundo largo penetrando segundo os afluentes (TEIXEIRA *et al.* 1972).

A bacia de drenagem do rio Neiva (figuras II.46 e II.47) situa-se apertada entre as bacias de drenagem dos rios Lima e Homem, principalmente o sector da bacia mais a montante. O rio Neiva nasce na Serra de Oural (fig.II.46 e II.47), a uma cota superior a 650m, segue a orientação NNW passando bruscamente para NNE ao atingir um dos filões quartzosos de *Godinhanços*, à cota aproximada de +300m. A partir daí sofre um abaixamento de quase 100m até *Duas Igrejas*, iniciando-se então uma bacia de drenagem alargada. O rio corre num vale aberto, com orientação ENE-WSW até próximo de *Corvos (Rio Mau)*, toma então um trajecto N-S e, seguidamente, retorna à anterior direcção até *Arcozelo*, onde numa veiga aluvial NNE-SSW (+150 m), segue um traçado meandriforme até atingir o contacto com os metassedimentos silúricos, no alvéolo de *Igreja Nova* (TEIXEIRA *et al.* 1969). A partir daqui até à foz corre, num vale estreito, encaixado em troços de orientações paralelas às anteriores. Atravessa o patamar de Balugães (entre +50 a +100m), onde possivelmente resultado da erosão na confluência dos afluentes o vale se alargou. Acomodando-se no granito duro, contorna do lado sul os depósitos de Alvarães, sendo a bacia deste rio estrangulada pelas rochas do Complexo xisto-grauvácico, na região de Castelo do Neiva.

### 4.3 - O PALEORIO QUE DEPOSITOU OS SEDIMENTOS EM ALVARÃES

Na região de Alvarães a drenagem é actualmente partilhada pelas bacias do rio Lima e o rio Neiva e, encaixada nestas, pela pequena bacía da ribeira de Anha.

Alguns autores referem-se à "bacia de Alvarães" como um exemplo de deposição em alvéolos (FERREIRA 1986), comunicando com o mar de início por *Anha* e actualmente pelo rio Neiva, devido provavelmente a uma captura deslocando a drenagem para sul (TEIXEIRA 1949).

A organização do relevo (fig.II.47) nesta região põe de lado a hipótese do rio Lima ter tido um trajecto por Alvarães; a dissecação no relevo entre *Vila de Punhe* e

*Deocriste* é realmente aparente. O interflúvio está bem demarcado excepto na proximidade da foz, entre *Faro de Anha* e *Monte da Junta* (fig.II.48); esta pequena cumeada, modelada sobre granito fresco, divide a drenagem entre o rio Lima e a ribeira de Anha, não tendo sido observados vestígios de ter sido coberta por depósitos. Supondo que o rio Lima tivesse transposto esta região, contornando o *Monte de Faro* ele poderia ter contribuído somente para o enchimento na parte terminal, fora da área amostrada.

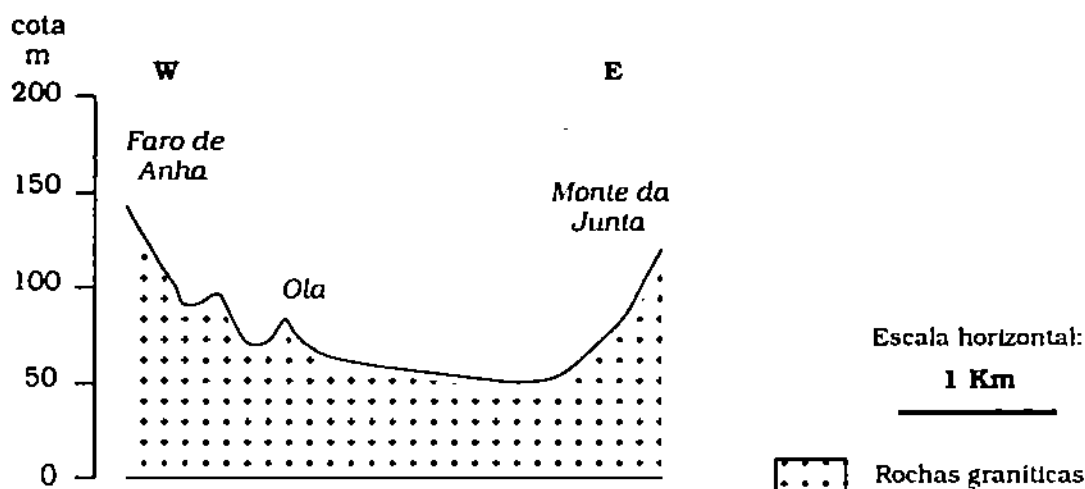


Fig.II.48 - Topografia modelada em granito duro, junto do estuário do rio Lima, numa zona de portela de águas entre este rio e a ribeira de Anha.

O estudo morfométrico revelou que os clastos destes depósitos possuem um desgaste superior aos dos depósitos na margem direita do rio Lima, e inferior aos da margem esquerda; também são frequentes nos depósitos de Alvarães clastos com índice de desgaste diminuído pelo facto de terem sido partidos, registando assim um segundo ciclo de desgaste. Assim, por comparação linear supõe-se que a distância percorrida pelos clastos dos depósitos de Alvarães tenha sido equivalente a um trajecto intermédio; isto é, inferior ao comprimento do rio Lima e superior ao dos afluentes da margem direita.

O rio Neiva tem uma bacia demasiado reduzida, para justificar quer a quantidade de sedimentos depositados em Alvarães quer o desgaste conferido aos clastos de quartzo. Ele próprio (fig.II.47) apresenta uma fase de erosão remontante ainda muito incipiente, observando-se ainda, como foi descrito, largas extensões de topografia relativamente aplanada, em *Balugães* (entre +50 a +100m) e mais para montante até próximo de *Duas Igrejas* (entre +150 e +200m).

Analisando o modelado nas margens do rio Lima e rio Homem, onde a incisão dos vales reduziu fortemente as superfícies de aplanamento mais antigas, seria de esperar que o mesmo ocorresse na bacia do rio Neiva. Esta diferença só



pode ser explicada por alterações dinâmicas, resultantes da diminuição de caudal; estas podem ter sido produzidas, de certo modo repentinamente, por captura.

Admite-se que o curso de água foi desviado algures no seu trajecto, pelos depósitos de Alvarães, a montante do patamar mais elevado. O relevo neste sector (fig.II.47) e a orientação dos rios Neiva e Homem parecem relacionados. Se considerarmos a possibilidade destes dois rios terem sido inicialmente um só, esse paleorio teria um comprimento e área da respectiva bacia sensivelmente igual ao dobro das dimensões daqueles rios isolados. Este paleorio Homem-Neiva enquadra-se perfeitamente nesta hipótese, considerando-se ter sido ele o fluxo que depositou os sedimentos em Alvarães. O percurso do rio Homem foi desviado, pela acção de captura por parte do rio Tojal, passando a constituir um afluente do rio Cávado. Outros afluentes do rio Cávado, actuando pela mesma razão, partilharam parte das águas da região de *Escariz*, dissecando precisamente o relevo entre +150 a +200m (fig.II.47). Para jusante o que restava da bacia de drenagem inicial do rio Homem - Neiva ficou muito reduzida em caudal, pois a água precipitada na Serra Amarela deixou de alimentar os cursos de água deste sector. Por este motivo o rio Neiva não teve capacidade de erodir nem o relevo entre *Balugães* e *Duas Igrejas* nem os depósitos de Alvarães. O facto destes sedimentos serem muito ricos em argilas confere-lhes uma elevada plasticidade dificultando a erosão linear, limitando-se este rio a explorar zonas de fraqueza.

#### 4.4 - CONDICIONAMENTO TECTÓNICO - GEOMORFOLÓGICO DA DRENAGEM E CAULINIZAÇÃO

FEIO (1949) referindo-se ao Minho descreve-o como: "*um amplo anfiteatro virado para o mar e drenado por alguns rios sensivelmente paralelos - Minho, Lima, Cávado e Homem - orientados por fracturas de direcção bética. ... A erosão abriu profundos entalhes segundo estes cursos de água*". Este quadro retrata resumidamente o modelado minhoto, realçando dois factos importantes: a disposição escalonada do relevo com crescente altitude para o interior, o encaixe e orientação da rede hidrográfica condicionada por alinhamentos tectónico-estruturais, alguns acidentes ainda activos (CABRAL 1986).

Os principais rios minhotos (fig.II.50) seguem um percurso, a grosso modo, ENE-WSW, e os seus afluentes possuem vales paralelos aos alinhamentos: NNW (Tropoziz - Ponte da Barca); NNE (Régua - Verin); N-S (Valença - Ponte de Lima); e E-W (TEIXEIRA 1944; FEIO 1949; CABRAL 1986).

Alguns dos vales são estruturais, comprovado pela orientação rectilínea, vertentes muito inclinadas, existência de nascentes minero-medicinais e alta sismicidade na região; citam-se, entre outros, os rios Estorãos, Pontido, Labruja,

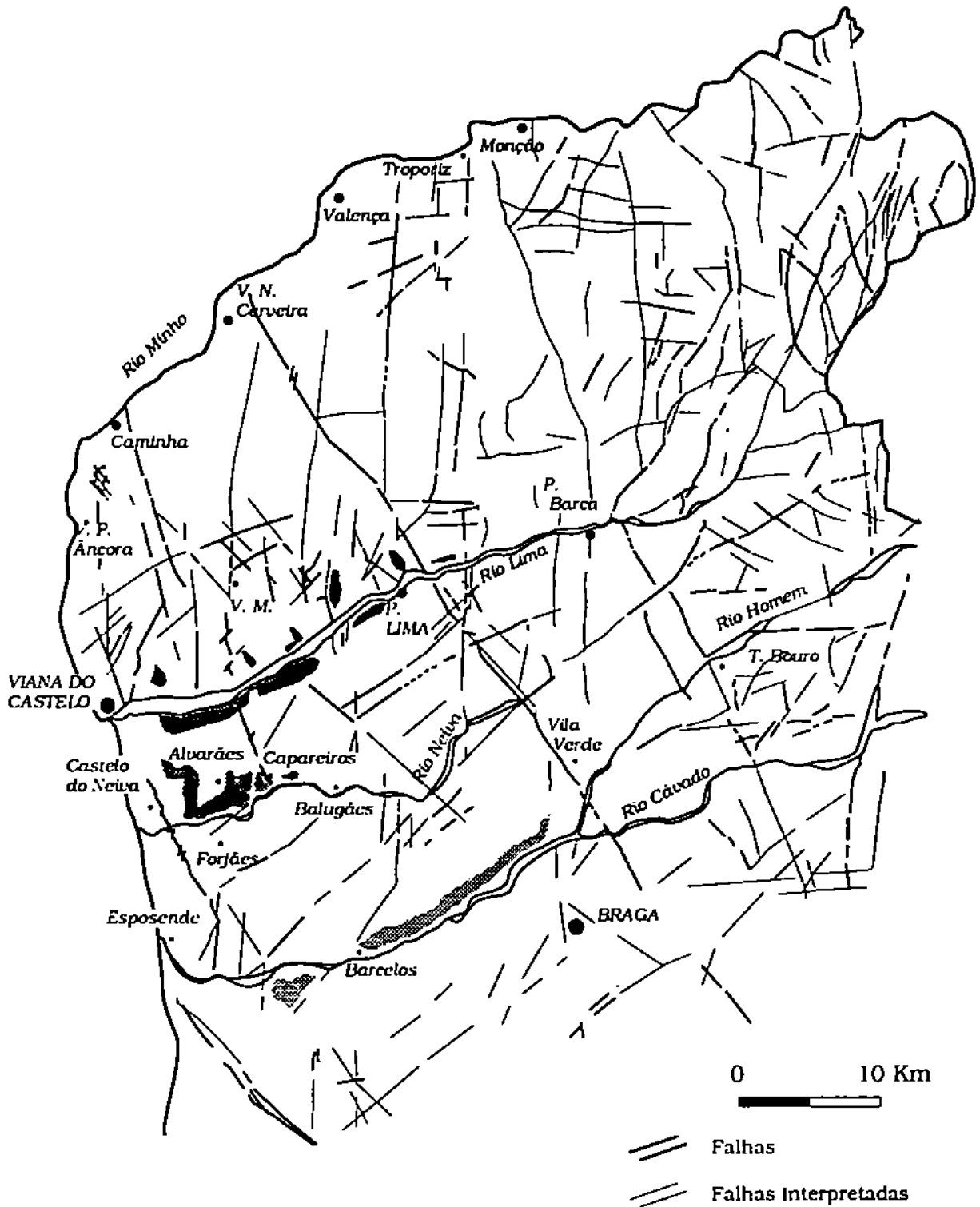


Fig.II.49 - Extracto da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (PEREIRA *et al.*, 1989), simplificado.

◆ Depósitos na bacia do Lima    ◆ Depósitos de Alvarães    ◆ Depósitos na bacia do Cávado

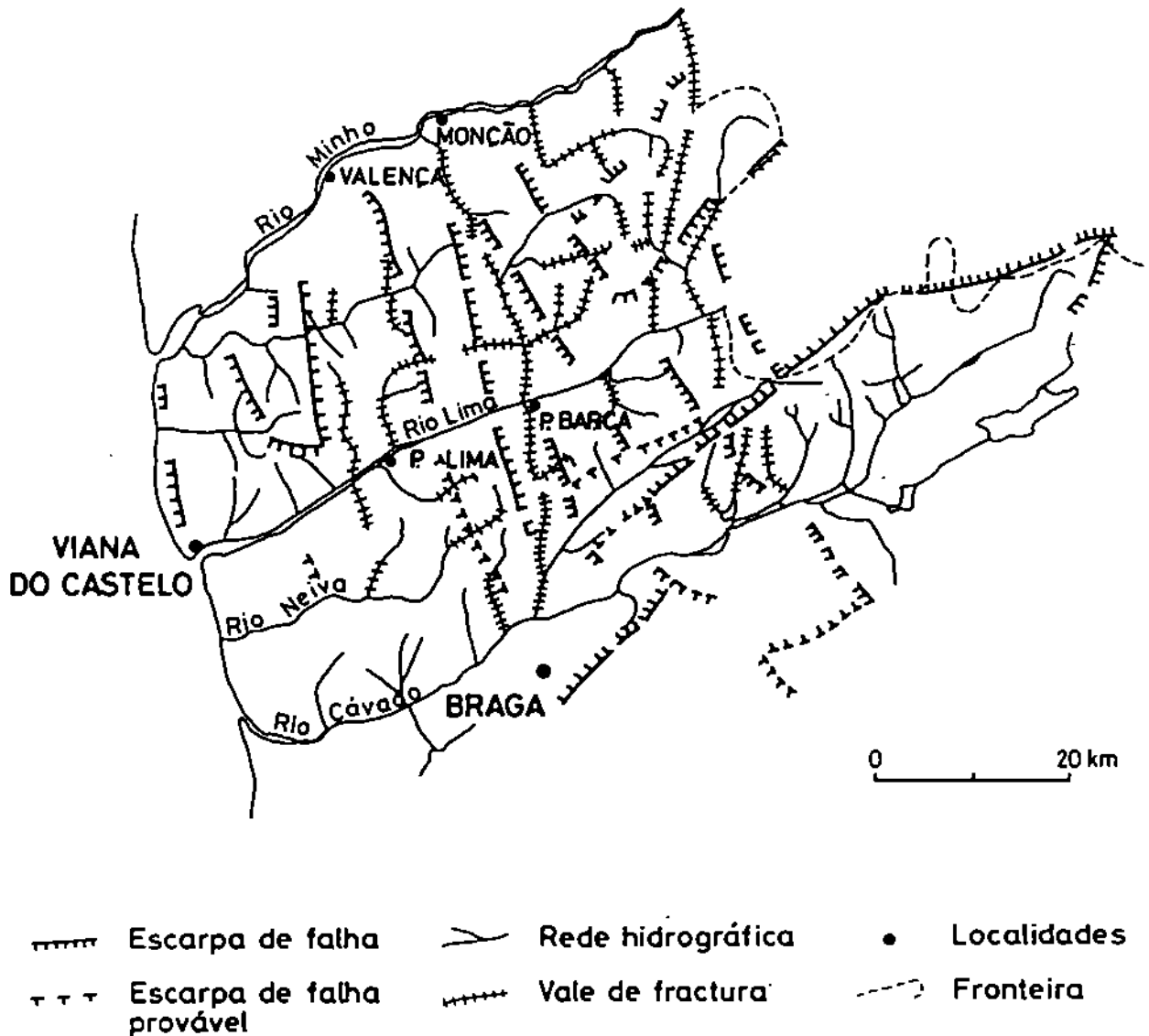


Fig.II.50 - Esboço geomorfológico, simplificado, da região minhota (FERREIRA 1981).

Vade, Vez, Gerês, Homem, embora em alguns casos, rios Minho, Lima e Cávado, não sejam observáveis quaisquer vestígios de escarpas de falha e, noutros, o encaixe estrutural se limite a um troço do vale, como acontece nos rios Neiva, Trovela e Laboreiro (TEIXEIRA 1944; FEIO 1949; MEDEIROS *et al.* 1975; FERREIRA 1981; CABRAL 1986).

Associado a este modelado são frequentes alvéolos de erosão, fortemente influenciados não pela litologia mas pela orientação e densidade de fracturas, as quais permitiram o alargamento local por acção fluvial (FERREIRA 1981). Parte

deste modelado de erosão está fossilizado pelos depósitos de Alvarães, nos sectores onde este enchimento é mais profundo: depressões de *Chasqueira*, *Teodoro-Paço (Vila Fria)* e ainda o troço *Teodoro-Corredouras* (figuras II.11, II.41, II.45).

O estudo da composição dos materiais nos interflúvios (tratado no capítulo III), revelou que nalguns sectores das vertentes as rochas estão caulinizadas, conservando-se na região de Alvarães com maior expressão. Durante o trabalho de campo desenvolvido nesta região foi cartografado o limite depósitos - granito alterado - granito duro, figura II.51. Este traçado define a área de granito alterado, adjacente aos depósitos, e outra na região de Vila Fria, onde se encontraram vestígios de depósitos fluviais semelhantes aos de *Capareiros-Anha* (descritos anteriormente e esquematicamente representados na figura II.11, pelos perfis 1.VC, 35.VC e 60.VC). A caulinação não se restringe às rochas graníticas, também se observa nos metassedimentos (3.CAR, 25.VC e 31.VC); as zonas de rocha caulizada "*in situ*" correspondem provavelmente à área inicialmente coberta por aqueles sedimentos.

As maiores espessuras de caulino residual ocorrem preferencialmente na região conhecida como Fonte Branca (10.ALV), situada entre Chasqueira e a ponte de Fragoso, na região de Vila Fria (1.VC, 35.VC) e no alinhamento quase N-S onde foram amostrados os perfis 35.ALV-22.VC-21.VC-35.VC-11.VC (figura III.1). A caulinação é supergénica (SERRANO 1973) embora descontínua, desenvolvendo-se em maior profundidade nos locais propícios à infiltração das águas meteóricas: zonas de intersecção de várias fracturas, grande densidade de estruturas filonianas, ou zonas de contacto. Parece também seguir orientações estruturais e segundo BARBOSA (1983-1985) foram reconhecidas em parte do jazigo duas orientações: N 50 W, dominante, e N 40 E, menos frequente.

As direcções de caulinação e enchimento concordam com as direcções tectónicas dominantes, situando-se estes sectores nos alinhamentos de várias falhas (NW-SE, NE-SW e N-S) reconhecidas em áreas adjacentes (fig.II.49); são subparalelos quer ao contacto por falha entre o granito e metassedimentos silúricos, na faixa Deocriste - Fragoso, quer ao que atinge as rochas do Complexo xisto-grauváquico em Viana do Castelo e Castelo do Neiva. Sugere-se ainda outra direcção de fractura segundo o alinhamento desde o contacto granito-metassedimentos em Vila de Punhe a Fragoso, passando sob o enchimento de Enfias - Chasqueira; esta depressão situa-se precisamente no cruzamento com a fracturação NE-SW, visível em muitos afluentes do rio Neiva, troços do próprio Neiva (Vilar das Almas, Balugães-Aguiar, Vitorino dos Piães - Capareiros - Fragoso) e até no sector terminal do rio Lima. Por último, salienta-se a orientação entre o enchimento em *Teodoro (Vila Fria) - Corredouras* e o prolongamento da falha N-S observada na Serra de Perre.

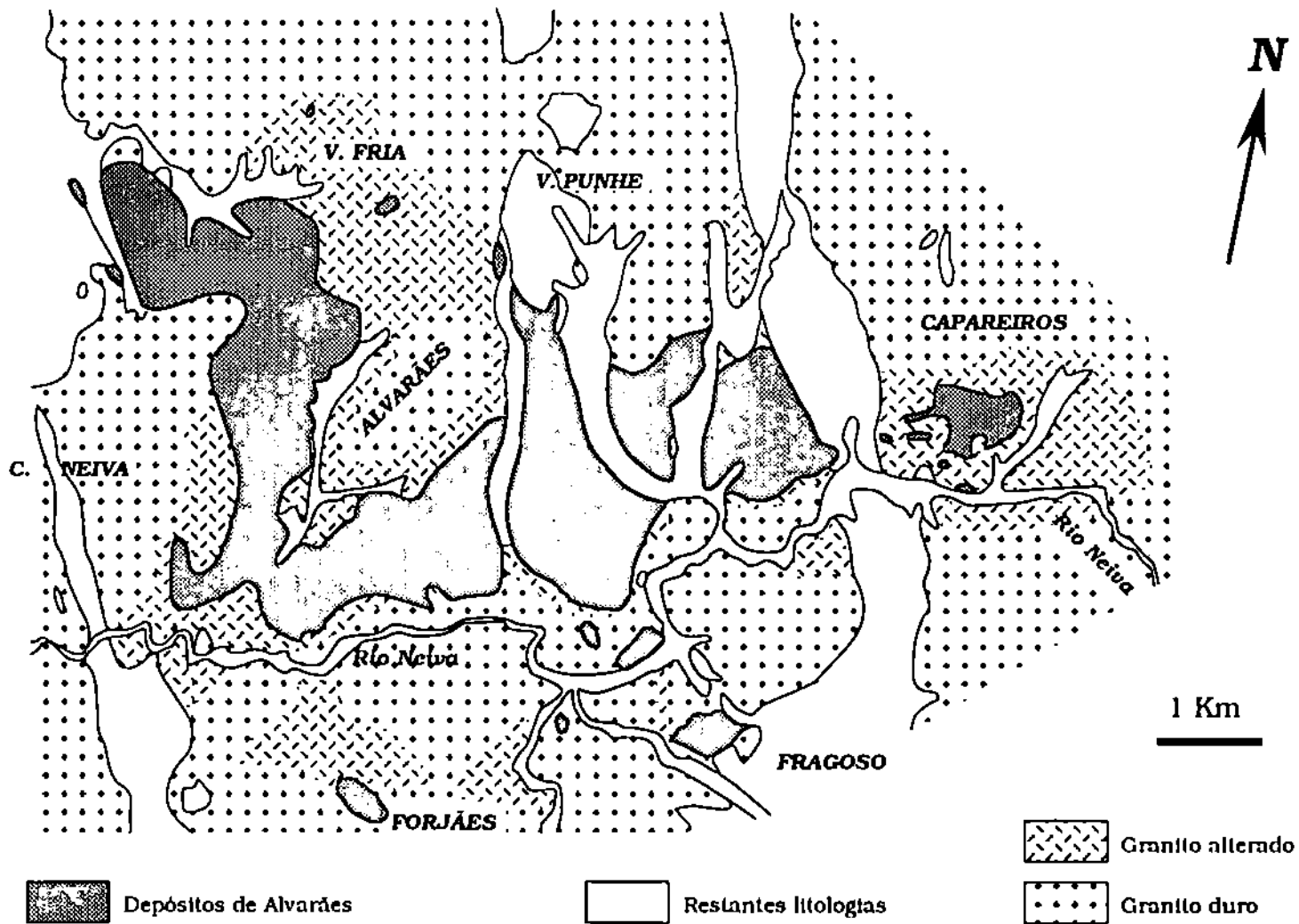


Fig.II.51 - Esboço cartográfico da alteração no granito.

Embora não tenham sido observadas evidências directas destas falhas, a concordância de alinhamentos, depressões e caulínização, mostra uma predisposição de fraqueza no relevo local, responsável quer pelas zonas depressionárias criadas na intersecção destas fracturas, quer pela circulação orientada dos fluxos aquosos, tal como nas redes de drenagem actuais. A meteorização diferencial contribuiu para avivar as fracturas e zonas de fraqueza nos contactos entre diferentes litologias e/ou fácies da mesma litologia; nuns casos, formaram-se pequenos alvéolos de erosão, fossilizados sob grandes espessuras de sedimentos, noutros foram criadas barreiras geomorfológicas, como o do relevo residual formado pelas rochas do Complexo xisto-grauváquico.

A este respeito cabe acrescentar que as alterites alóctones, observadas em *Paço (Vila Fria)*, alertam para a possibilidade desta caulínização ser parcialmente reliquia, tendo contribuído para a sua conservação os depósitos fluviais aqui acumulados.

# CAPÍTULO III

## MATERIAIS DISPONÍVEIS NOS INTERFLÚVIOS

### INTRODUÇÃO

Os sedimentos geram-se como resposta das rochas às condições de meteorização prevalentes no contacto com a atmosfera, hidrosfera e biosfera (REICHE 1943, 1950); eles registam, de certo modo, os processos de meteorização e a sua intensidade, sendo possível nalguns casos inferir algo sobre as condições climáticas contemporâneas do ciclo sedimentar.

Os factores que controlam a meteorização são muitos e actuam de modo tão variado que seria, sem dúvida, muito pretensioso afirmar que neste capítulo se irão estudar os processos de meteorização; o objectivo é, dum modo mais realista, identificar os produtos actualmente existentes nas vertentes, predominantemente formada por granitos e micaxistos (metassedimentos silúricos), e a tendência física e/ou química dos principais mecanismos no quadro de meteorização recente.

A variedade de formações, relativamente ao estado de meteorização, a que se refere a amostragem, motivou a escolha duma linguagem descritiva que permitisse de modo explícito e resumido salientar as características macroscópicas do material independentemente da litologia a que se referisse. Entre os termos geralmente utilizados para esta finalidade, foram seleccionados os seguintes:

- *rocha sã*: quando não apresenta quaisquer indícios macroscópicos de meteorização;

- *rocha pouco alterada*: designa os casos em que a rocha ainda dura apresenta algumas evidências de meteorização, quase sempre óxidos de ferro libertados por minerais ferromagnesianos;

- *rocha alterada*: a meteorização é mais nítida, ocorrendo desagregação da rocha, embora irregular, quando da sua colheita;

- *arena*: formação apresentando as características dimensionais, mineralógicas e arquitecturais referidas por FLAGEOLLET (1977) para as arenas *in situ*. Trata-se duma formação predominantemente arenosa, resultado da desagregação duma rocha cristalina na qual os minerais primários são ainda visíveis, conservando ainda a textura e estrutura iniciais;

Amostragem nas rochas graníticas

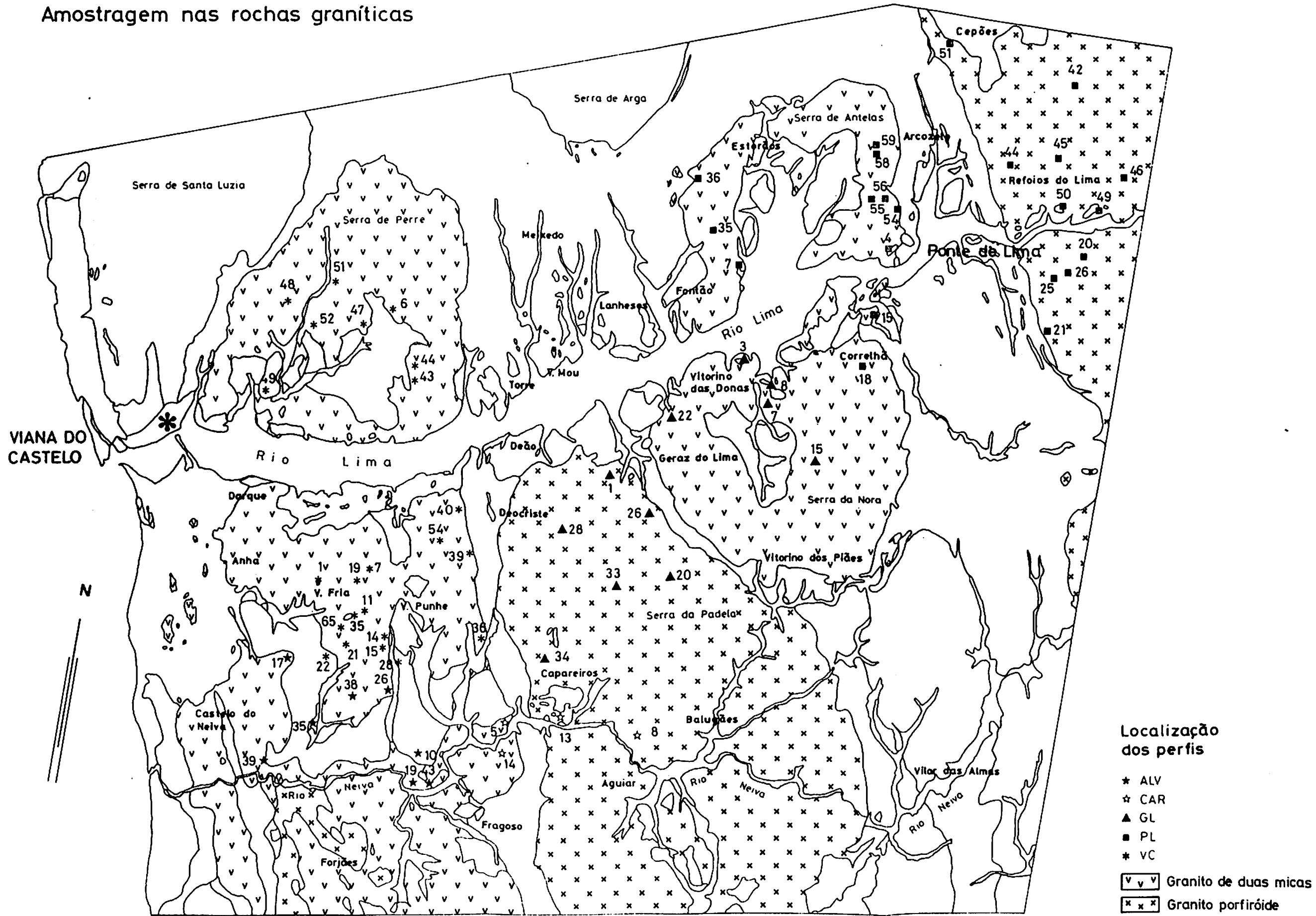


Fig.III.1 - Localização dos perfis de amostragem nas rochas graníticas.

0 Escala 5 km



- *alterite*: tal como foi definida por MEYER (1987) representa o produto de degradação e/ou agradação mecânica e/ou química duma rocha. Estas transformações segundo o mesmo autor implicam fenómenos de transporte, quer no estado lónico quer no sentido restrito da palavra. Aplica-se este termo às formações que sendo visivelmente produtos de meteorização não apresentam as características referidas para as arenas. Neste trabalho distinguem-se, no entanto, dois tipos de alterites; como *alterites* serão designados os materiais sem qualquer indício do arranjo litológico inicial, na maioria das vezes profundamente escurecidos, ocorrendo entre porções de rocha dura e/ou meteorizada, observando-se nas *alterites in situ* algumas porções esporádicas onde ainda permanece visível a arquitectura inicial da rocha.

- *solo*: refere-se ao definido por BREWER (1976) como solum, horizontes superficiais do perfil do solo, não incluindo na amostragem como foi referido no capítulo I os 10cm mais superficiais.

## 1- ROCHAS GRANÍTICAS

Foram estudadas alguns perfis de meteorização dos granitos que formam os maciços hercínicos das serras de Antelas, Perre, Nora, mancha de Alvarães-Vila Fria, e ainda os maciços da serra de Padela e de Refoios do Lima, associados ao cisalhamento dúctil Vigo-Régua (PEREIRA *et al.* 1989), cuja localização está representada na figura III.1.

### 1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS MATERIAIS

O relevo modelado nos granitos de duas micas difere do que se observa nos maciços biotíticos porfiróides. Estes apresentam desagregação preferencial em bolas, de dimensões variáveis em média entre 4 a 6m atingindo algumas 25m de diâmetro, representando núcleos de rocha dura, aflorando à superfície mais ou menos destacadas do manto de meteorização e frequentemente rodeadas por capas de rocha mais meteorizada, algumas vezes separadas do núcleo por uma alterite profundamente escurecida com ou sem vestígios da arquitectura inicial da rocha. Nos restantes, ou seja granitos de duas micas, as zonas de rocha sã ou pouco alterada afloram preferencialmente descobertas nas partes mais elevadas dos maciços, libertando-se blocos vertente abaixo, de morfologia e dimensão directamente dependentes da rede de fracturação presente. A meteorização é particularmente acentuada no terço inferior das vertentes; nas zonas mais elevadas a arenização é localizada, ocorrendo relacionada com diaclases subverticais, conservando-se protegida entre blocos de rocha sã a alterada. As alterites propriamente ditas ocorrem em situações pontuais ao contrário do que foi

observado nos granitos porfiróides. O solo é mais desenvolvido nestes, atingindo frequentemente 50cm de espessura, mas em todos os tipos de granitos raramente ocorre em continuidade com a rocha "mãe". Na realidade o solo assenta na maioria dos casos de modo descontínuo, frequentemente incorporando na base e/ou no seu interior fragmentos de rocha sã ou pouco meteorizada. Nos granitos de duas micas a espessura média de solo é de cerca de 20cm; nas rechãs da serra de Antelas atinge localmente 1,2m de espessura, e na serra de Perre é quase inexistente, ocorrendo preferencialmente junto às diaclases penetradas por raízes.

## **1.2 - MODIFICAÇÕES NA ARQUITECTURA DA ROCHA**

As modificações mais importantes identificadas a olho nu são as que se relacionam com as características macroscópicas dos principais constituintes minerais, reflexo de alterações que ocorrem ao nível iónico, e que no conjunto influenciam as características físicas da rocha total, como a coesão, densidade e textura.

### **1.2.1 - COMPORTAMENTO DOS MINERAIS**

Os principais constituintes do granito, quartzo, feldspatos e micas, reagem de modo e com velocidades diferentes à meteorização.

Uma das características que muitas das vezes serve para indiciar o estágio inicial de meteorização é a libertação de óxidos de ferro, provenientes da alteração de minerais ricos em ferro (ilmenite e magnetite frequentes nos granitos) ou ferromagnesianos (biotites), concentrando-se em redor destes e/ou pigmentando os restantes (como os feldspatos). Quase sempre é entre os feldspatos que se observam as maiores diferenças de comportamento, pois enquanto alguns perdem o brilho característico tornando-se baços, outros permanecem aparentemente inalterados; assim, é frequente encontrarem-se em rochas mais meteorizadas estes feldspatos ainda duros, mantendo o brilho típico embora possam exibir fragilização, ao lado doutros já pulverulentos. Quando o avanço da meteorização se estende a todos os tipos de feldspatos, ocorrendo simultaneamente a arenização da rocha, ainda se observam nas micas a cor e brilho característicos. Estes minerais são francamente mais resistentes, manifestando as biotites uma leve descoloração visível preferencialmente nas alterites; nestas formações a microdivisão parece afectar todos os minerais, mesmo ainda não alterados, essencialmente micas e quartzo. Os solos são por excelência as últimas etapas de meteorização, e deste modo, deveriam estar profundamente enriquecidos em minerais neoformados e simultaneamente serem deficitários nos constituintes minerais primários mais

alteráveis; nas amostras de solos estudados, são frequentes, além do quartzo, micas brilhantes, e feldspatos frescos, o que reflecte o carácter alóctone da maioria destas formações.

As rochas sãs ou pouco alteradas mostram frequentemente, ao microscópio, sinais de alteração incipiente dos feldspatos, ocorrendo nestes perda de transparência dos grãos; a meteorização dos feldspatos progride preferencialmente ao longo de fracturas e planos de clivagem, sendo mais rápida nas plagioclases.

Nas arenas encontram-se algumas vezes reliquias de feldspatos, principalmente potássicos e albite, envoltas num plasma argiloso com pequenas partículas micáceas e óxidos de ferro. Allás, os óxidos de ferro distribuem-se preferencialmente ao longo de fracturas, presentes nos grãos de todos os minerais em geral, dos planos de macla nos feldspatos e planos de clivagem das micas. A degradação na biotite e moscovite manifesta-se, nas arenas, pela abertura dos planos de clivagem, com ou sem pápulas de plasma aprisionado, isolando folhetos (alguns destes aparentemente sãos, outros já degradados), que conjuntamente com as fracturas promovem uma expansão volumétrica de toda a estrutura. Verifica-se que as grandes plagas de biotite e moscovite conservam as características ópticas típicas destes minerais enquanto sãos na maior parte dos seus cristais, embora as biotites pareçam mais degradadas que as moscovites. As micas de gerações posteriores, presentes como pequenos cristais geralmente de mica branca, são mais sensíveis e ocorrem geralmente mais abertas que as micas primárias.

O quartzo durante os vários estádios conserva-se opticamente inalterado, sujeito tal como os restantes minerais à microfracturação generalizada.

### **1.2.2 - TEXTURA**

A dimensão dos grãos nas rochas sãs, dos granitos estudados, varia desde grão médio ( fácies média em Alvarães), grão médio com tendência porfiróide (Antelas e Nora), grão grosseiro (em Perre e a fácies grosseira em Alvarães) a porfiróide (Padela e Refoios do Lima). O grau de microdivisão/meteorização susceptível de ser atingido por estas rochas, influencia a proporção de seixos, areia e finos (limo e argila) nas formações resultantes. Reconhecem-se em cada fácies e por estágio de meteorização macroscópico várias combinações percentuais; deste modo, não é possível atribuir a um determinado estágio de alteração qualquer relação média das várias classes texturais. Os resultados das análises dimensionais (quadros III.1 e III.2) mostram de imediato que independentemente da fácies ocorre um predomínio de areia relativamente às restantes dimensões, na maioria dos casos presente em proporção superior a 50%.

Quadro III.1 - Classes texturais e parâmetros estatísticos, média (Mz) e desvio padrão ( $\sigma$ ), das amostras friáveis de granito.

AMOSTRAS	Alte ração	TEXTURA				ESTATÍSTICOS		AMOSTRAS	Alte ração	TEXTURA				ESTATÍSTICOS	
		Seixos	Areia	Limo	Argila	Mz( $\theta$ )	$\sigma$			Seixos	Areia	Limo	Argila	Mz( $\theta$ )	$\sigma$
ANTELAS								PADELA							
4.PL.A1	A	1.6	77.5	16.3	4.6	2.2	2.8	8.CAR.1	RA	19.7	48.7	23.9	7.7	2.5	3.5
7.PL.1	A	1.8	62.5	19.5	16.1	3.5	3.3	1.GL.2	RA	12.9	58.0	20.9	8.2	1.6	2.8
35.PL.1	RA	3.9	69.9	16.1	10.1	2.7	3.2	1.GL.3	S	19.4	57.4	18.3	4.9	2.0	3.3
36.PL.1	A	1.4	72.0	15.2	11.4	3.0	3.0	20.GL.2	Alt.s	12.9	58.0	20.9	8.2	2.6	3.4
55.PL.2	A	1.3	76.9	15.0	6.8	2.3	2.8	20.GL.3	S	24.0	58.0	17.9	0.0	1.3	2.9
55.PL.3	S	14.9	65.7	16.2	3.2	1.9	3.2	26.GL.1	RA	24.6	61.4	11.7	2.4	0.9	2.6
56.PL.1	A	2.6	73.1	17.8	6.4	2.2	2.9	26.GL.2	Alt.s	27.0	53.7	14.8	4.5	1.3	3.1
58.PL.1	Alt	9.0	62.0	20.5	8.5	2.6	3.4	26.GL.3	S	33.5	46.7	18.9	1.0	1.0	3.2
58.PL.2	S	5.2	68.3	19.4	7.1	2.6	3.1	28.GL.2	RA	14.8	56.9	21.6	6.7	2.4	3.4
59.PL.1	A	2.4	75.9	16.1	5.7	2.2	2.8	28.GL.3	Alt.s	33.9	44.6	17.2	4.3	1.3	3.6
PERRE								28.GL.4	S	25.2	46.7	24.7	3.4	1.9	3.4
6.VC.1	RA	51.4	44.7	3.9	0.0	-0.4	2.0	33.GL.1	RA	28.9	59.1	9.3	2.7	0.6	2.6
43.VC.1	A	31.0	52.1	13.4	3.5	1.0	3.0	33.GL.2	Alt.s	21.1	53.5	16.3	9.1	2.2	3.5
47.VC.1	A	16.0	70.8	13.1	0.2	1.1	2.4	REFÓIOS LIMA							
48.VC.3	S	12.5	72.5	12.9	2.0	1.6	2.4	20.PL.1	A	15.6	49.2	28.2	7.0	2.7	3.5
49.VC.1	A	11.3	47.7	18.3	22.7	3.3	3.7	20.PL.2	Alt.s	1.5	67.1	27.0	4.4	3.2	2.5
51.VC.1	A	20.9	61.1	14.3	3.8	1.4	2.9	21.PL.2	Alt.s	6.8	57.0	18.8	17.4	3.5	3.5
51.VC.2	S	13.4	66.2	17.1	3.3	2.0	2.8	25.PL.1	A	14.2	64.3	17.3	4.2	2.0	3.1
NORA								25.PL.2	Alt.s	10.8	64.0	20.1	4.8	2.3	3.0
3.GL.A1	A	1.2	79.2	16.6	3.1	2.8	2.1	25.PL.3	S	12.0	58.0	22.5	7.5	2.6	3.3
7.GL.1	RA	13.0	67.7	15.8	3.5	2.1	2.9	26.PL.1	A	5.0	66.1	22.8	6.1	2.8	3.1
8A.GL.1	RA	9.3	73.3	14.8	2.7	1.6	2.6	44.PL.2	Alt.s	11.4	47.1	29.4	12.1	3.4	3.6
8A.GL.2	A	8.3	67.0	17.9	6.8	2.4	3.1	45.PL.1	A	7.3	79.3	10.2	3.2	1.3	2.4
8B.GL.1	A	2.0	67.1	19.7	11.2	3.5	2.8	46.PL.2	Alt.s	16.3	49.2	21.2	13.3	3.0	3.8
15.GL.2	RA	17.0	65.9	14.7	2.4	1.5	2.7	46.PL.4	S	7.6	62.1	22.0	8.2	3.0	3.1
15.GL.3	Alt.s	0.5	46.7	42.5	10.3	4.6	2.7	47.PL.3	A	7.9	74.2	15.7	2.2	1.8	2.7
15.GL.4	Alt	0.7	26.5	56.2	16.6	5.7	2.1	47.PL.4	Alt.s	2.8	78.8	15.4	3.0	1.9	2.6
15.GL.5	Alt	4.1	40.4	43.8	11.7	4.7	2.9	47.PL.5	S	7.3	65.3	23.2	4.3	2.6	3.0
15.GL.6	S	17.7	46.5	33.3	2.5	2.4	3.4	49.PL.1	A	8.6	66.3	18.0	7.1	2.7	3.3
22.GL.3	A	3.6	77.7	15.8	2.9	2.0	2.6	49.PL.2	Alt.s	4.2	62.8	20.1	12.9	3.4	3.3
22.GL.4	S	2.1	55.6	40.9	1.4	2.7	3.1	50.PL.1	A	0.8	48.0	37.8	13.4	4.5	2.9
15.PL.2	A	5.2	73.6	17.0	4.2	2.0	2.9	51.PL.1	RA	25.7	42.4	25.3	6.6	2.3	3.7
18.PL.2	A	8.3	71.6	16.2	3.9	1.7	2.8	51.PL.2	Alt.s	15.2	54.5	23.8	6.5	2.6	3.4

RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo.

Quadro III.2 - Classes texturais e parâmetros estatísticos, média (Mz) e desvio padrão ( $\sigma$ ), das amostras friáveis de granito.

AMOSTRAS	Alte- ração	TEXTURA				ESTATÍSTICOS	
		Seixos	Areia	Limo	Argila	Mz( $\sigma$ )	$\sigma$
ALVARAES fácies média							
10.AL.V.1	A	0.4	45.6	34.1	19.9	4.5	3.1
17.AL.V.2	RA	12.1	68.2	16.7	3.0	1.7	2.8
19.AL.V.1	A	7.7	64.7	17.0	10.6	2.7	3.3
26.AL.V.1	A	4.0	74.6	13.9	7.5	2.1	2.9
35.AL.V.1	A	2.6	64.2	22.6	10.6	2.8	3.2
43.AL.V.1	A	2.1	67.4	18.9	11.6	2.9	3.0
5.CAR.1	A	18.9	56.4	20.9	3.8	2.0	3.2
14.CAR1	RA	26.3	42.0	26.8	4.9	2.3	3.6
1.VC.1	A	5.7	60.0	16.4	17.9	3.1	3.6
1A.VC.1	A	4.1	66.3	16.9	12.7	3.1	3.4
11.VC.1	A	0.3	61.8	26.0	11.9	3.8	3.0
14.VC.1	A	11.6	36.4	26.7	25.4	4.1	3.7
15.VC.1	A	19.8	44.4	24.1	11.7	2.8	3.8
19A.VC.1	A	1.0	57.8	39.7	1.5	2.9	2.8
19B.VC.1.1	A	4.1	74.7	16.3	4.9	2.0	2.7
19B.VC.1.2	A	2.7	80.8	12.1	4.4	1.9	2.6
21.VC.1	A	4.0	56.5	19.3	20.2	3.5	3.5
22.VC.A1	A	5.5	58.0	16.3	20.3	3.0	3.6
28.VC.1	A	2.7	73.0	15.3	9.0	2.6	3.1
35.VC.1	A	5.9	57.2	18.4	18.5	3.3	3.6
35B.VC.1	A	7.2	53.8	16.4	22.6	3.3	3.6
ALVARAES fácies grosseira							
7.VC.2.3	A	17.0	65.1	14.0	3.9	1.6	2.9
7.VC.2.4	S	9.8	65.9	22.9	1.4	2.3	2.8
36.VC.1	A	20.4	50.5	22.9	6.2	2.4	3.5
39.VC.1	A	23.7	55.7	16.6	4.0	1.7	3.2
40.VC.1	A	47.0	40.2	11.9	0.9	0.2	2.8
54.VC.1	A	20.4	59.7	15.4	4.5	1.6	3.0
54.VC.2	Alt.s	26.2	53.7	15.3	4.9	1.4	3.1

RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; S - solo.

Pode-se pois afirmar que o processo de meteorização, neste caso a arenização, não é influenciada pelo tipo de rocha corroborando as observações realizadas por FLAGEOLLET (1977). Verifica-se que está sempre presente limo, representando mais que 9% das partículas, e a quantidade de argila é mais abundante na fácies de grão médio de Alvarães, onde atinge cerca de 25% (em amostras preferencialmente localizadas na base dos depósitos fluviais), enquanto que nas amostras das restantes fácies a maioria possui menos de 7%. Relativamente à proporção de argila presente, de todas as amostras as do granito de Perre parecem corresponder a um estágio menos evoluído de meteorização (excepto 49.VC.1), seguidas das do granito grosseiro de Alvarães. Os valores da média  $Mz(\emptyset)$ , calculada segundo FOLK e WARD (1957), aumentam quando se passa quer da rocha alterada para a arena, e desta para alterite *in situ*, quer directamente da rocha alterada para alterite *in situ*, no entanto destas para o solo o comportamento é variável. Esta distribuição de valores evidencia um acréscimo de partículas de menor dimensão, provenientes quer da fracturação granular, quer de neogénese desenvolvidas durante a meteorização da rocha; nos solos é possível que ocorra também alguma contaminação por grãos maiores, provenientes de acréscimos laterais nas vertentes. A actuação diferencial da meteorização está claramente quantificada pelos valores do desvio padrão,  $\sigma_1$ , semelhantes aos de sedimentos constituídos por partículas de dimensões muito afastadas (FOLK e WARD 1957); neste caso identificam-se estas formações superficiais como etapas de meteorização não muito evoluídas.

### 1.2.3 - DENSIDADE APARENTE

A arquitectura inicial da rocha é destruída à medida que a meteorização progride, embora não forçosamente de modo regular; nas arenas é ainda reconhecida, desaparece parcialmente nas alterites *in situ* e totalmente nas alterites e solos. Ao mesmo tempo as modificações minerais, quer composicionais quer texturais, influenciam fortemente a densidade da rocha.

A densidade aparente (cujos valores são apresentados em anexo incluídos nos quadros das análises químicas) foi determinada somente nas formações com arquitectura inicial conservada. A variação está representada na figura III.2, verificando-se que os valores iniciais, de 2.5 a 2.7, decrescem ligeiramente nalgumas rochas alteradas, diminuindo abruptamente para 1.6 (valor médio) nas restantes e nas arenas. Este comportamento foi observado em rochas de natureza semelhante estudadas por BRAGA (1988) na bacia do rio Cávado, tendo sido acentuada por vários autores o papel importante da microdivisão sofrida pela rocha como factor determinante desta diminuição brusca da densidade (MIRANDA 1986;

BRAGA 1988). A degradação parcial ou total de alguns minerais da arena, promovem um aumento da porosidade na rocha, que associado ao aparecimento de estruturas minerais mais hidratadas, é geralmente responsável por esta diminuição tão acentuada nos valores da densidade.

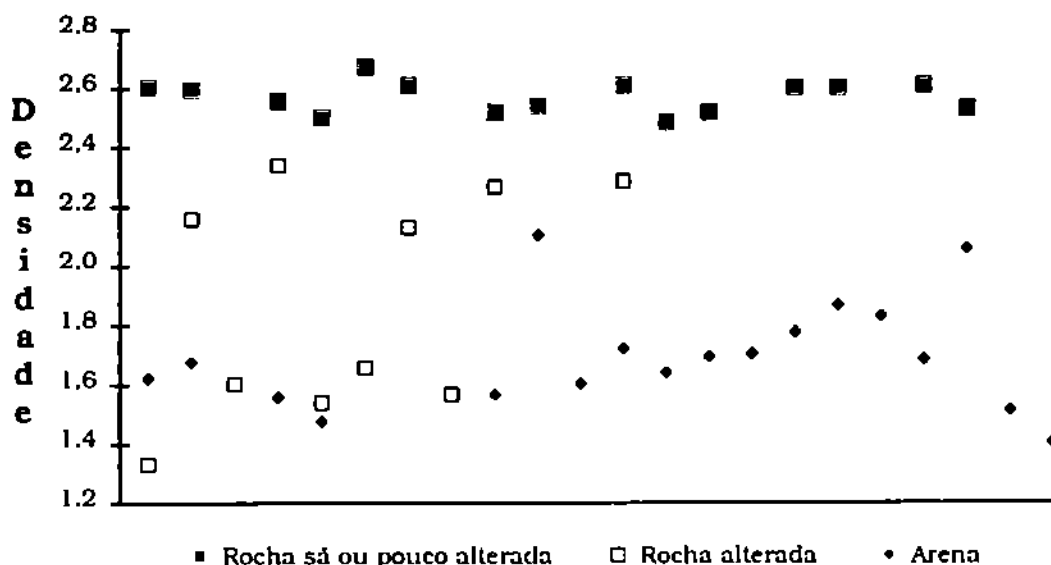


Fig.III.2 - Distribuição dos valores de densidade; medições realizadas nas amostras conservando a arquitectura inicial da rocha.

### 1.3 - COMPOSIÇÃO MINERAL: ESTUDO POR DIFRACTOMETRIA DE RAIOS-X

A estimativa dos principais constituintes minerais, quartzo, feldspato potássico, plagioclase, foi realizada sobre difractogramas de raios-X da rocha total: utilizaram-se também os difractogramas da fracção inferior a  $2\mu\text{m}$ , neste caso para a semiquantificação dos minerais presentes nesta dimensão.

Os valores obtidos são apresentados nos quadros em anexo a este capítulo.

#### 1.3.1 - ROCHA TOTAL

Os minerais mais abundantes, quartzo, micas, feldspatos potássico e calcosódicos (albite, oligoclase) ocorrem, como foi observado em lâmina, em proporções variáveis, relacionadas com o estado de degradação apresentado pelas rochas.



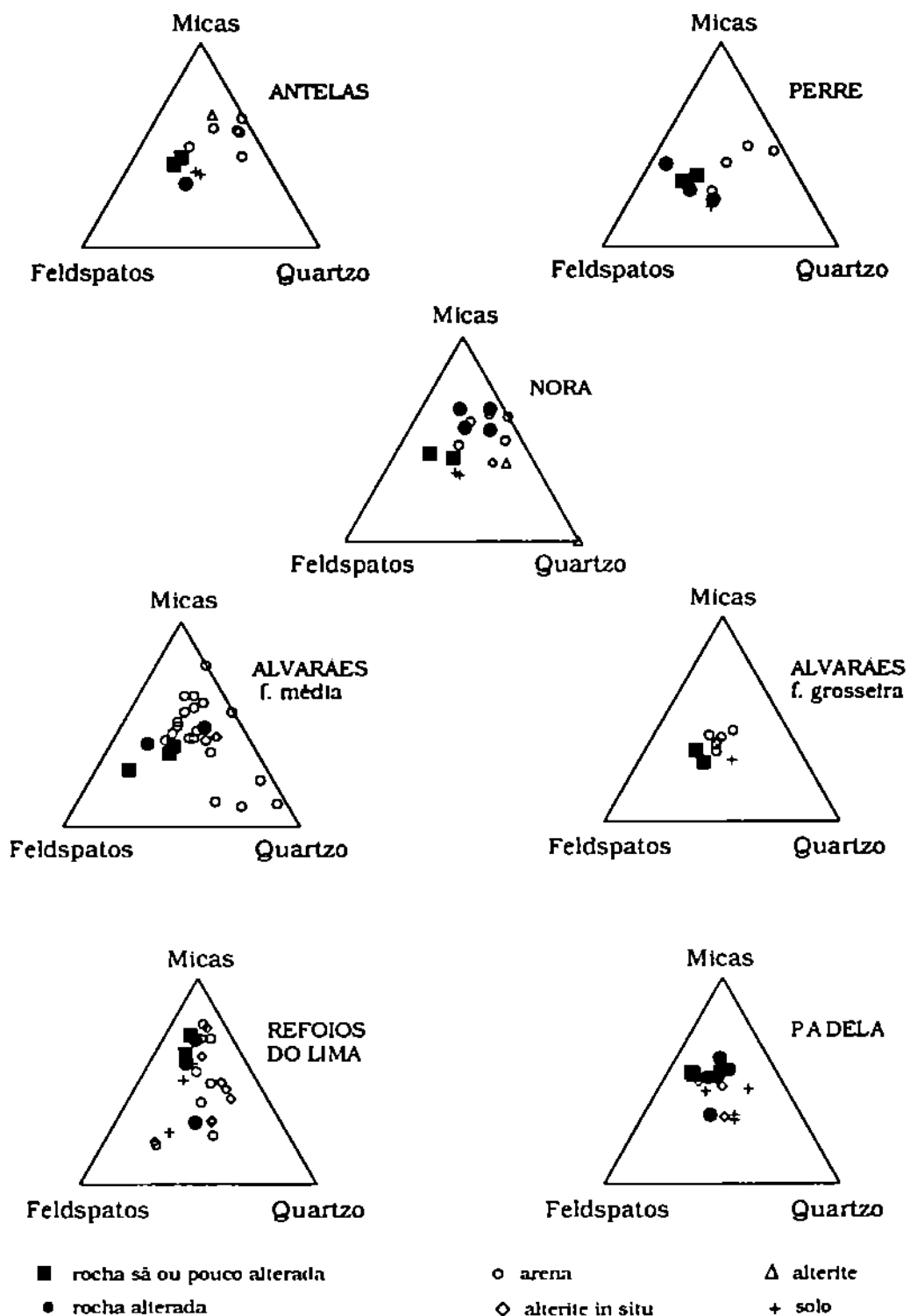


Fig.III.3 - Frequência relativa nos principais minerais primários, obtida por semiquantificação em difractogramas da amostra total.

### 1.3.1.1 - Variação da frequência em micas, feldspatos e quartzo

As alterações à composição inicial das rochas graníticas sãs ou pouco alteradas, visualizam-se pela dispersão nos diagramas triangulares da figura III.3.

Nos granitos de duas micas a variação mais significativa diz respeito à redução do conteúdo em feldspatos, presente em todos os estádios com excepção do solo, deslocando os pontos para o lado micas-quartzo. Nas rochas alteradas dos maciços de Antelas e Perre a razão feldspatos/micas é semelhante às das correspondentes mais frescas, variando somente a proporção em quartzo, com tendência para ser maior naquelas; mas, nas arenas e alterites *in situ* a degradação dos feldspatos faz aumentar progressivamente a proporção de micas na rocha. No granito de Nora a composição das rochas alteradas aproxima-se das apresentadas pelas arenas e alterites; nestas alterites, há enriquecimento em quartzo, extremo na amostra 15.GL.4 onde as micas e feldspatos estão ausentes. As arenas do granito de grão médio de Alvarães possuem grande heterogeneidade no conteúdo em feldspatos, raramente reduzidos a vestígios; poucas amostras manifestam um enriquecimento acentuado em quartzo por degradação dos feldspatos e micas. Na fácies mais grosseira deste granito os feldspatos são ainda muito frequentes, evidência de menor alteração relativamente à fácies de grão médio. Nestes granitos de duas micas os solos apresentam composição muito próxima das rochas sãs, sendo ligeiramente mais quartzosos.

Nos perfis de meteorização estudados na serra de Padela, verifica-se que as alterites *in situ* têm composição semelhante às das rochas alteradas; sendo os solos as etapas mais quartzosas dos perfis (quadro em anexo). No conjunto de amostras do granito de Refoios do Lima (fig.III.3), as grandes modificações dizem respeito primeiro à razão mica/feldspato que, com excepção de duas amostras de arena e alterite *in situ*, diminui relativamente à rocha sã, e em segundo lugar relativamente ao aumento da razão quartzo/(feldspato+micas) principalmente nalgumas alterites *in situ*.

Embora existam composições semelhantes em amostras de estádios de meteorização diferentes, em cada uma das fácies, ao longo de cada perfil a frequência do quartzo apresenta um comportamento semelhante, quer nos granitos de duas micas quer nos granitos de Padela e Refoios do Lima, isto é, tende a aumentar da rocha sã até à alterite; corresponde à diminuição dos feldspatos, na maioria dos casos acompanhada também por diminuição das micas (fig.III.4). Os solos apresentam composição variada, sendo frequente, excepto em Padela e na fácies grosseira de Alvarães, conterem maior quantidade de feldspatos que as formações subjacentes (quadro em anexo).

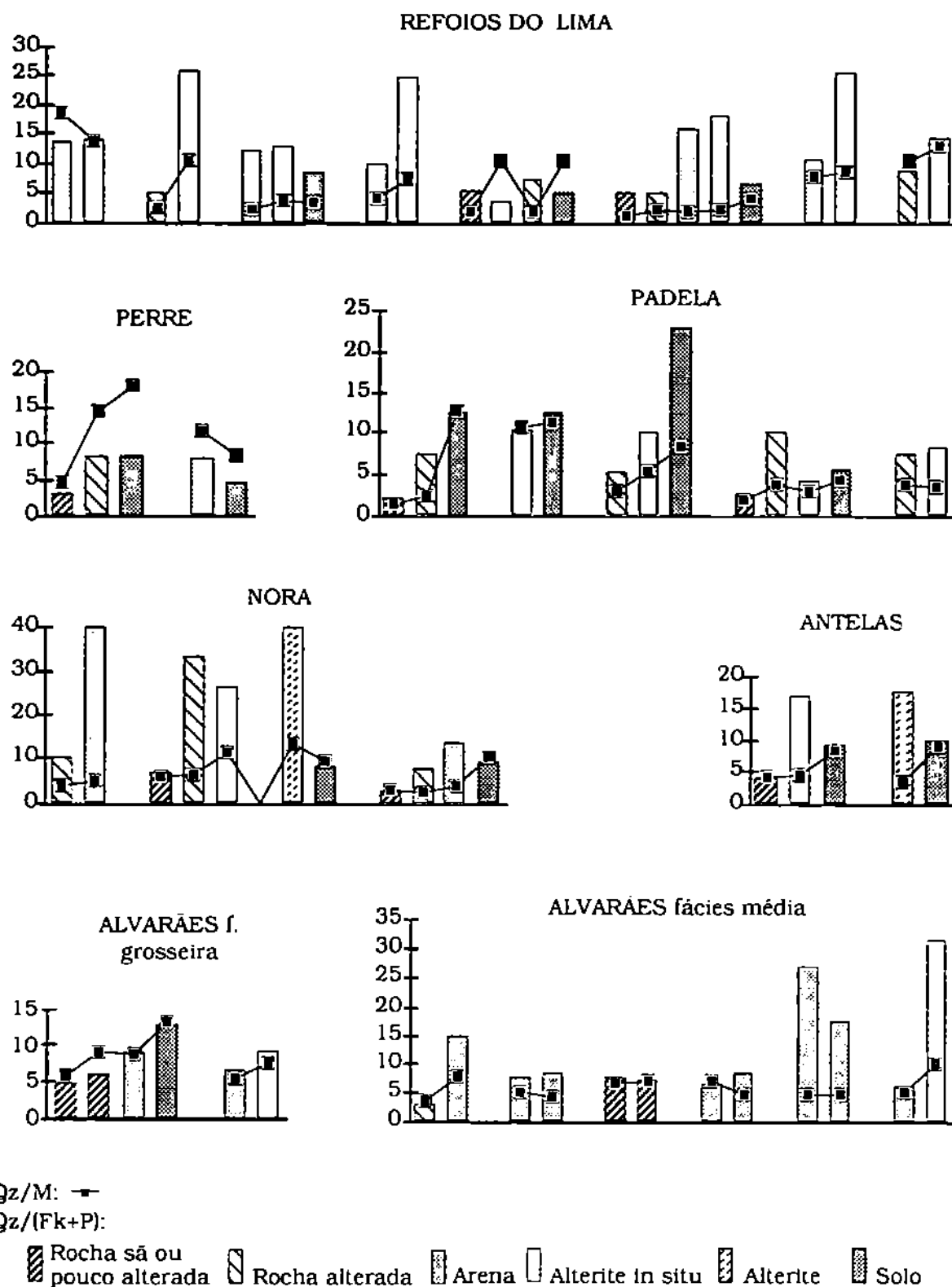


Fig.III.4 - Representação combinada das relações quartzo/micas (Qz/M) e quartzo/feldspatos (Qz/(Fk+P)) nos perfis mostrando mais do que um grau de meteorização. Os resultados foram multiplicados por 10.

### 1.3.1.2 - Relação feldspato potássico/plagioclase

O conteúdo em feldspatos é um dos parâmetros indicadores da meteorização, em qualquer dos maciços graníticos estudados; a degradação de feldspatos potássicos e plagioclases, observada macro e microscopicamente está semiquantificada na figura III.5.

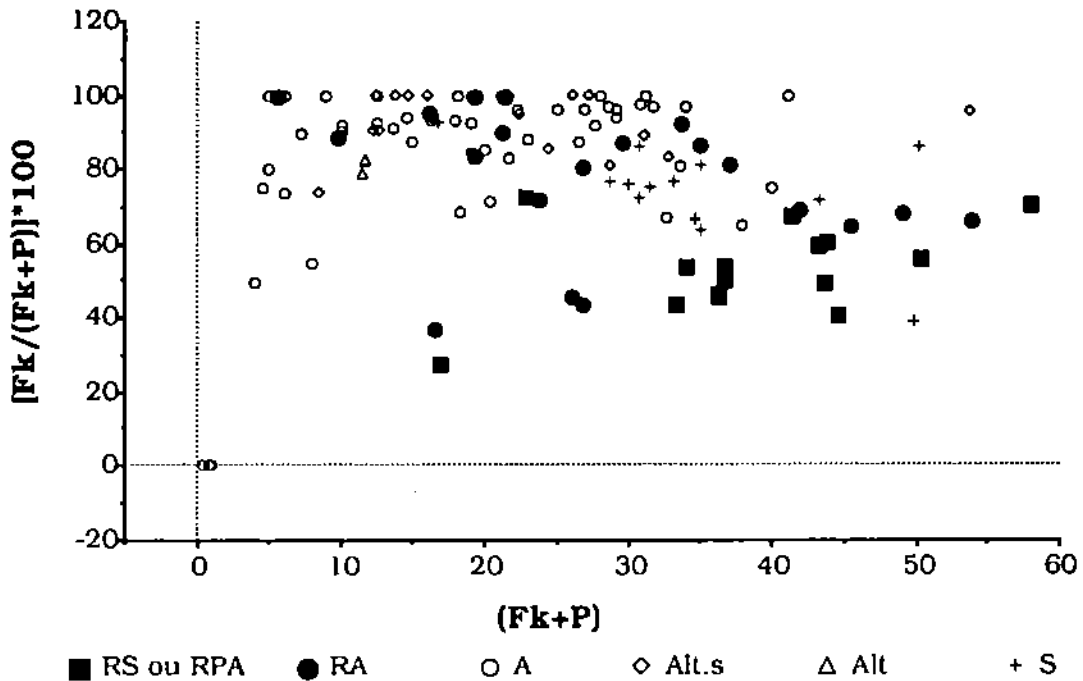


Fig.III.5 - Variação do conteúdo total em feldspatos (Fk+P) e sua frequência relativa  $[Fk/(Fk+P)]*100$  nos vários estádios de meteorização: RS ou RPA- rocha sã ou pouco alterada; RA- rocha alterada; A-arena; Alt.s- alterite *in situ*; Alt- alterite; S- solo.

A figura ilustra a degradação mais precoce da plagioclase, evidenciada pelo aumento da razão  $[Fk/(Fk+P)]$ , ocorrendo nalgumas arenas e alterites *in situ* o seu desaparecimento total, mas restando ainda reliquias de feldspatos potássicos. Raramente ocorre a situação inversa, presente em duas amostras da fácies de grão médio de Alvarães (14.VC.1, 2.VC.A1), e numa amostra de Antelas (7.PL.1), representadas no canto inferior esquerdo do diagrama. A ausência completa de qualquer tipo de feldspato somente foi registada nas amostras 8B.GL.1 (arena) e 15.GL.4 (alterite) da serra da Nora. Salvo a maioria das rochas alteradas, os solos apresentam frequentemente conteúdos em feldspatos e frequência de plagioclase mais próximas das existentes nas rochas sãs que qualquer dos restantes produtos de meteorização.

## 1.3.2 - FRACÇÃO INFERIOR A 2 $\mu$ m

### 1.3.2.1 - Associações minerais

A dimensão argila, por excelência a fracção mais enriquecida durante a meteorização mais abundante nas porções alteradas da rocha, é essencialmente formada por filossilicatos 2:1 e 1:1, oxihidróxidos (gibbsite e goethite), e nalguns solos quartzo e feldspatos.

Dos oxihidróxidos presentes, a goethite é muito pouco frequente; pelo contrário a gibbsite, ocorre de modo generalizado, excepto no granito de grão médio de Alvarães, estando ausente em muito poucas amostras, e pelas características morfológicas da reflexão principal 4,18Å, possui em todas estas formações cristalinidade semelhante.

A ilite ocorre algumas vezes degradada, observando-se interestratificados, na maioria dos casos irregulares do tipo (10-14v). A ilite é o mineral mais abundante da pequena lista de filossilicatos 2:1 presentes: alguma vermiculite e muito raramente montmorilonite; esta última foi detectada somente em quatro amostras do granito de grão médio de Alvarães.

Os minerais caulínicos, grupo dos filossilicatos 1:1, apresentam reflexões (001) de morfologia diversa, desde simétricas a, nalguns casos, muito assimétricas. No quadro III.3 estão registados os resultados do índice de assimetria  $Sk(001)$ , que evidencia irregularidades no empilhamento cristalino (GOMES 1979; 1982; 1987). Existe dispersão nos valores deste índice; exceptuando as amostras de Padela nas quais os índices variam desde 0.5 a 0.2, nas restantes existe sempre um valor máximo próximo de 1.0 diminuindo até 0.5 nas amostras de Perre, 0.4 nas dos granitos de Alvarães e 0.3 nas dos restantes granitos. A maior frequência de caulinites pouco defeituosas ( $Sk=1.0$ ) pertence aos materiais provenientes da alteração do granito de grão médio de Alvarães (58% das amostras), correspondendo a maioria a afloramentos sob os depósitos fluviais (fig.III.1). A cristalinidade destas caulinites é idêntica à das caulinites sedimentares dos depósitos de Alvarães (quadro em anexo ao capítulo II). Para além destas, verifica-se que nas caulinites dos materiais de alteração granítica os valores  $Sk(001)$  mais frequentes são inferiores aos das caulinites fluviais, reflectindo-se nas respectivas médias, próximas ou inferiores a 0.6 (quadro III.3); elas possuem em geral menor cristalinidade que os sedimentos caulínicos dos depósitos fluviais antigos que ocorrem nesta região. Não parece que haja relação entre as características da caulinite e um determinado estágio de meteorização da rocha, nem tão pouco se pode afirmar que haja tendência para aumentar ou diminuir os defeitos cristalinos ou interestratificação quando se passa dum estágio de alteração para outro.

Quadro III.3 - Índice de assimetria Sk(001) da caulinite, dos materiais de alteração granítica.

Amostras	Alter.	Sk(001)	Amostras	Alter.	Sk(001)	Amostras	Alter.	Sk(001)
<b>ANTELAS</b>			<b>ALVARAËS fácies média</b>			<b>REFOIOS DO LIMA</b>		
7.PL.1	A	1.0	10.AL.V.1	A	1.0	20.PL.1	A	0.5
4.PLA1	A	0.7	17.AL.V.1	RA	0.4	20.PL.2	Alt.s	0.6
36.PL.1	A	0.7	17.AL.V.2	A	0.5	21.PL.1	RA	0.5
55.PL.2	A	0.8	19.AL.V.1	A	0.7	21.PL.2	Alt.s	0.4
56.PL.1	A	0.7	26.AL.V.1	A	1.0	25.PL.1	A	0.5
58.PL.1	Alt	0.8	35.AL.V.1	A	1.0	25.PL.2	Alt.s	0.7
58.PL.2	S	0.4	39.AL.V.1	A	1.0	25.PL.3	S	0.7
59.PL.1	A	0.3	5.CAR.1	A	0.9	26.PL.1	A	0.7
			14.CAR1	RA	0.9	44.PL.1	A	0.5
			1.VC.1	A	1.0	44.PL.2	Alt.s	0.7
			1A.VC.1	A	1.0	45.PL.1	A	0.5
<b>PERRE</b>			11.VC.1	A	0.6	46.PL.2	Alt.s	1.0
43.VC.1	A	0.5	14.VC.1	A	1.0	46.PL.4	S	0.8
47.VC.1	A	0.5	15.VC.1	A	0.5	47.PL3	A	0.5
49.VC.1	A	1.0	19A.VC.1	A	0.6	47.PL.4	Alt.s	0.4
51.VC.1	A	0.5	19B.VC.1.1	A	0.5	47.PL.5	S	0.6
			19B.VC.1.2	A	0.4	49.PL.1	A	0.5
<b>NORA</b>			21.VC.1	A	1.0	49.PL.2	Alt.s	0.5
3.GL.1	A	0.3	22.VC.A1	A	1.0	50.PL.1	A	0.8
7.GL.1	RA	0.3	28.VC.1	A	1.0	51.PL.1	RA	0.3
8A.GL.1	RA	0.5	35.VC.1	A	1.0	51.PL.2	Alt.s	0.5
8A.GL.2	A	0.8	35B.VC.1	A	1.0			
8B.GL.1	A	1.0	65.VC.1	A	1.0	<b>PADELA</b>		
15.GL.2	RA	0.4	65.VC.2	Alt.s	1.0	8.CAR.1	RA	0.4
15.GL.3	Alt.s	0.6				1.GL.2	RA	0.5
15.GL.4	Alt	0.8	<b>ALVARAËS fácies grosseira</b>			1.GL.3	S	0.5
15.GL.5	Alt	0.5	7.VC.2.4	S	0.4	26.GL.1	RA	0.3
15.GL.6	S	0.5	36.VC.1	A	0.5	26.GL.2	Alt.s	0.5
22.GL.3	A	0.7	39.VC.1	A	0.4	28.GL.2	RA	0.5
15.PL.2	A	0.8	40.VC.1	A	0.8	28.GL.3	Alt.s	0.2
18.PL.2	A	0.8	54.VC.1	A	1.0	33.GL.2	Alt.s	0.5
<b>Sk(001)</b>			<b>REFOIOS do LIMA</b>			<b>ANTELAS</b>		
Media		0.57			0.65			0.61
Mediana		0.50			0.67			0.50
Moda		0.50			0.67			0.40
Desvio padrão		0.15			0.21			0.26
Mínimo		0.27			0.33			0.40
Máximo		1			1			1
Nº de amostras		21			8			5
						<b>NORA</b>		
						<b>PADELA</b>		
						<b>PERRE</b>		
						<b>ALVARAËS</b>		
						f.média		f.grosseira

Alter - estado macroscópico de alteração: RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo.

### 1.3.2.2 - Distribuição das principais associações minerais

A composição da fracção inferior a  $2\mu\text{m}$  ao longo de cada perfil está representada nas figuras III.6, III.7 e III.8 (com base nos valores dos quadros em anexo).

Ao longo do perfil os filossilicatos 2:1 (illite, interestratificados 10-14v, vermiculite) aparecem irregularmente em cada um dos estádios de meteorização; raramente estão presentes na rocha alterada, ocorrem geralmente em arenas, alterites *in situ* e alterites, sendo muito frequente constituírem a composição dominante nalguns solos, onde por degradação das micas a quantidade de interestratificados e vermiculite aumenta consideravelmente.

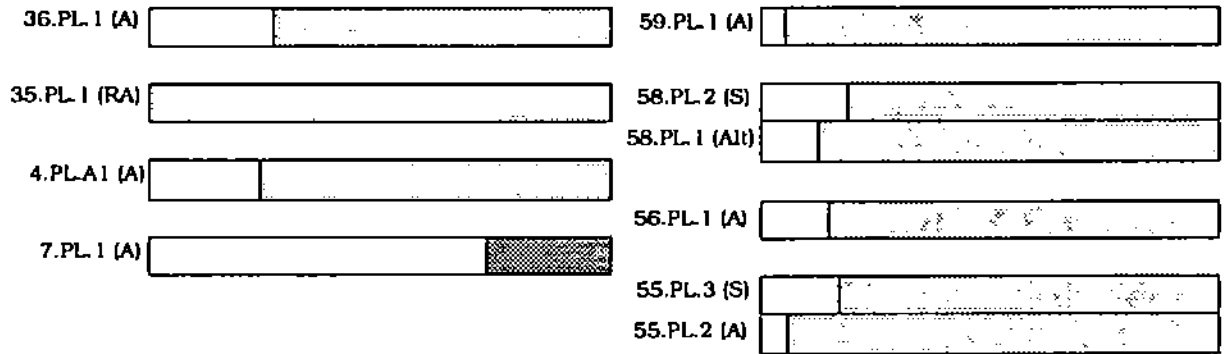
Na maioria destes materiais a proporção de caulinite é irregular, umas vezes diminuta outras em quantidade idêntica à da gibbsite. A caulinite, como mineral dominante nesta dimensão (associada por vezes a alguma illite, goethite ou montmorilonite), é frequente no granito de grão médio de Alvarães, mas ocorre esporadicamente nas restantes fácies, quer na rocha alterada (8.CAR.1 de Padela), quer em arenas (7.PL.1 de Antelas, 3.GL.A1 de Nora, 47.VC.1 e 49.VC.1 de Perre) ou alterites *in situ* (15.GL.3 de Nora). Ao longo do perfil a gibbsite, quando presente, tende a diminuir nas etapas de maior alteração, incluindo o solo.

A distribuição espacial das associações minerais é heterogênea: basta comparar os resultados composicionais de amostras fisicamente semelhantes, colhidas a curta distância, representando idênticas condições de afloramento. Por exemplo, no granito de Nora as amostras de arena 8A.GL.2 e 8B.GL.1, ambas sob um depósito fluvial, evidenciam a variabilidade da degradação das micas, mais acentuada na primeira amostra; outros exemplos encontram-se entre as arenas do granito de grão médio de Alvarães, amostras 1.VC.1 e 1A.VC.1, 35.VC.1 e 35B.VC.1.

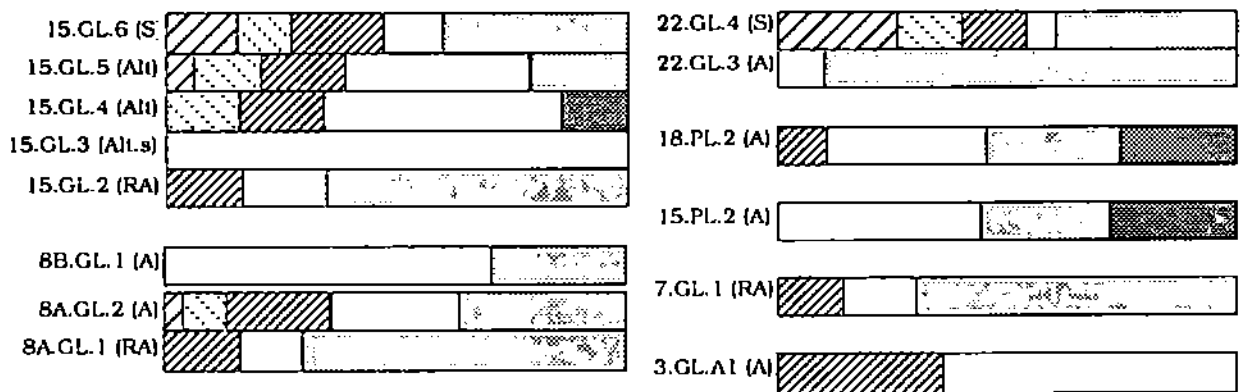
Verifica-se que os principais mecanismos de meteorização parecem não ser muito dependentes das diferenças composicionais entre as fácies de granito, pois foram identificadas composições minerais, na fracção  $<2\mu\text{m}$ , idênticas nos diferentes granitos. Existe um número relativamente restrito de minerais presentes nesta dimensão; podem ocorrer gibbsite, caulinite e goethite, por vezes associados a minerais nitidamente herdados (geralmente illite) e/ou transformados [vermiculite, interestratificados irregulares do tipo (10-14v)].

Na maioria dos granitos o primeiro mineral a neoformar-se é a gibbsite, seguida do aparecimento de caulinite; são muito frequentes formações em que a soma caulinite+gibbsite é dominante. No entanto, existe uma correlacção negativa entre estes dois minerais, observada em todas as fácies graníticas; com a crescente

## ANTELAS



## NORA



## PERRE

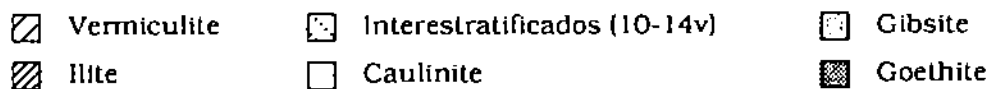
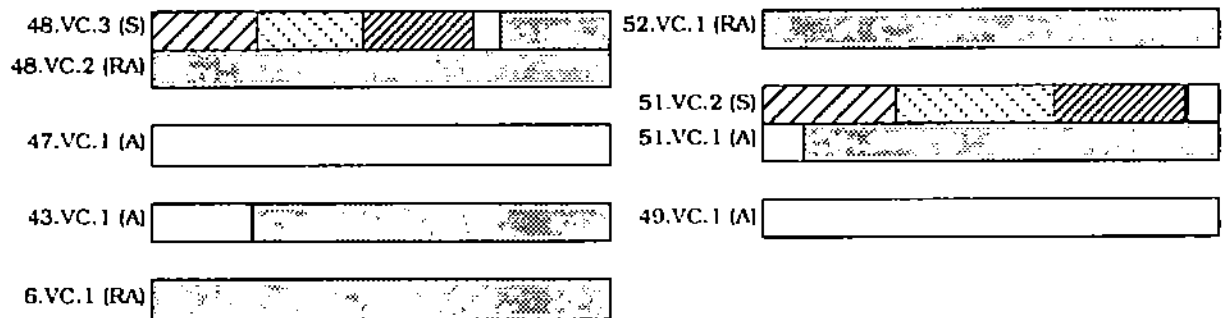
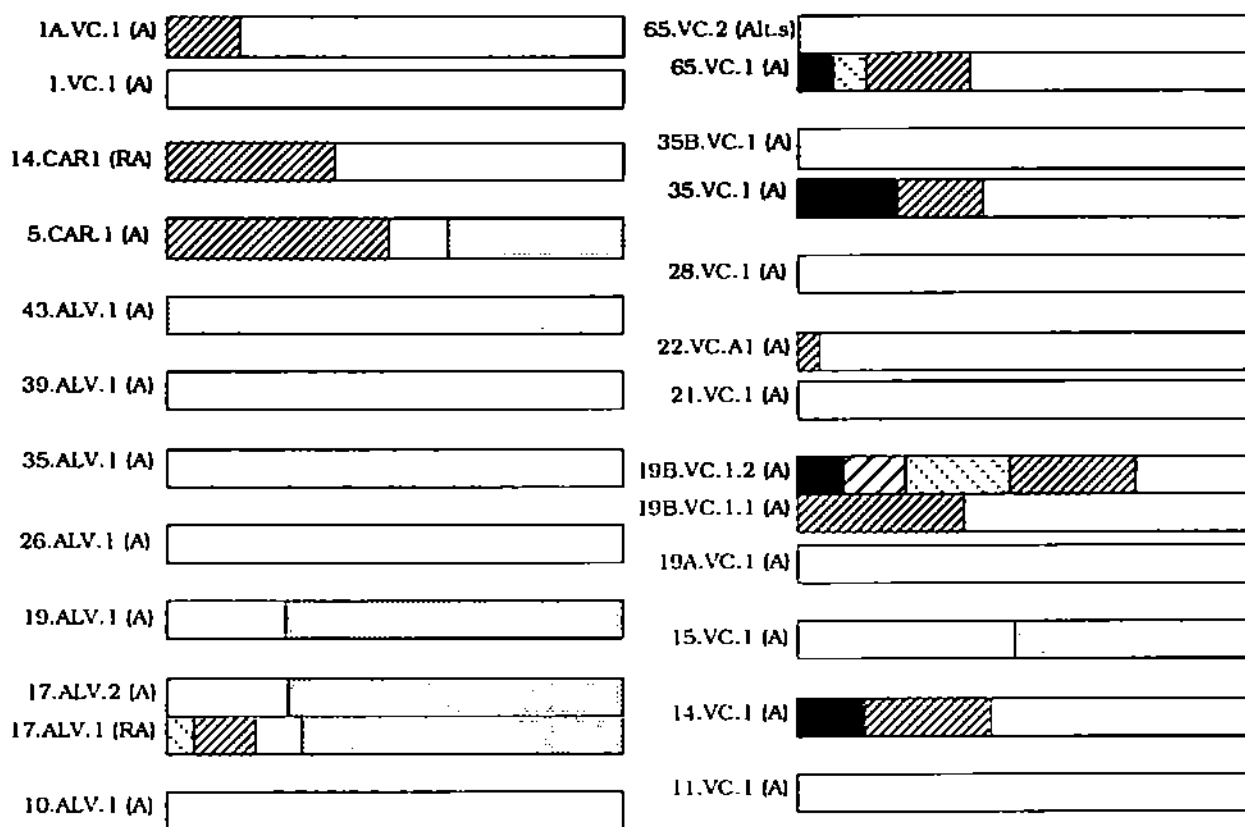


Fig.III.6 - Associações minerais na fração <2µm: frequência relativa obtida por semiquantificação em difractogramas da amostra orientada.  
RA- rocha alterada; A- arena; Alt.s- alterite in situ; Alt.- alterite; S- solo.



## ALVARÃES fácies média



## ALVARÃES fácies grosseira

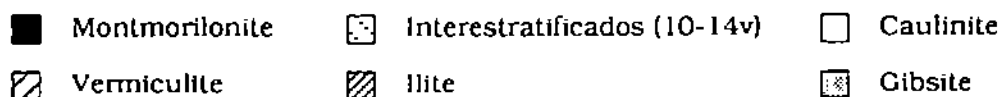
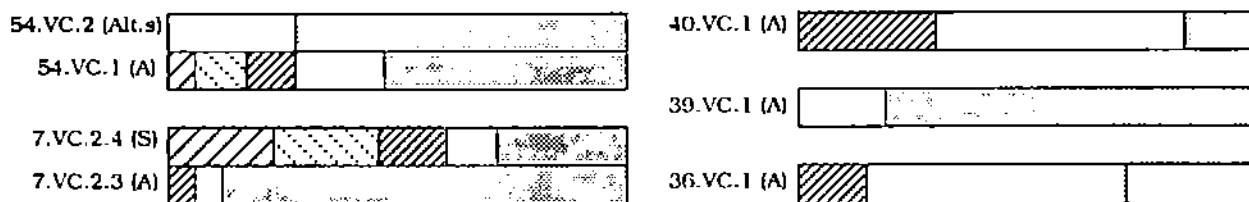
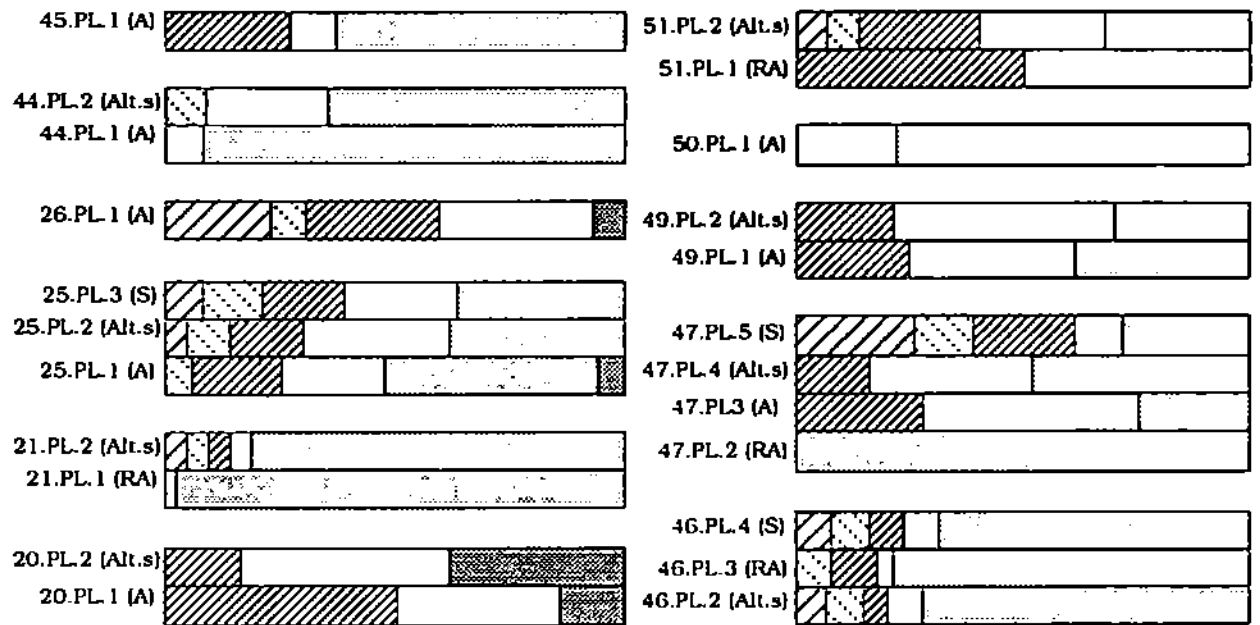


Fig.III.7 - Associações minerais na fracção <math><2\mu\text{m}</math>; frequência relativa obtida por semiquantificação em difractogramas da amostra orientada.  
 RA- rocha alterada; A- arena; Alt.s-alterite in situ; Alt.-alterite; S- solo.

## REFOIOS DO LIMA



## PADELA

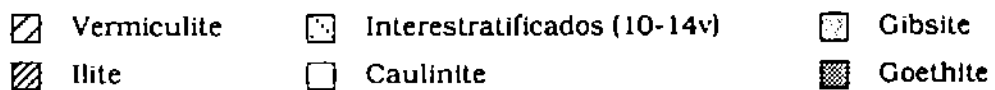
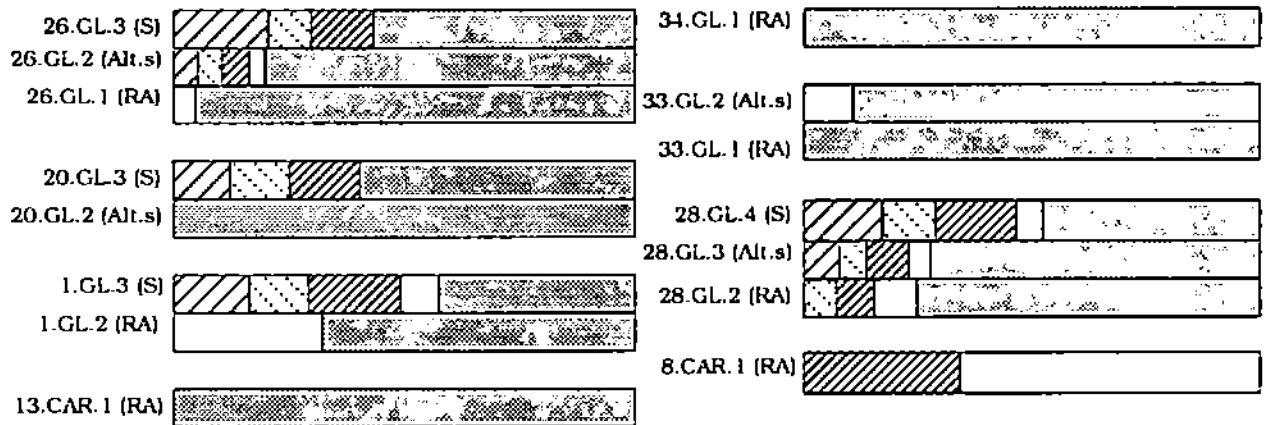


Fig.III.8 - Associações minerais na fracção <2µm: frequência relativa obtida por semiquantificação em difractogramas da amostra orientada.

RA- rocha alterada; A- arena; Alt.s- alterite in situ; Alt.- alterite; S- solo.

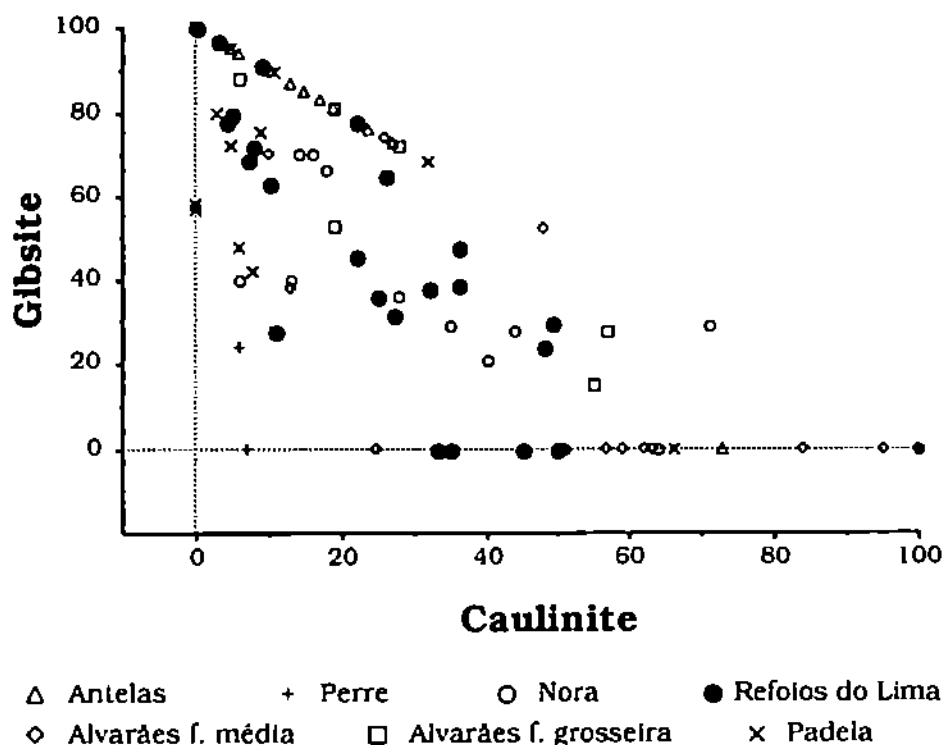


Fig.III.9 - Proporção relativa de caulinite e gibsite na fracção  $<2\mu\text{m}$  de materiais graníticos.

degradação do material granítico, observa-se um incremento da quantidade em caulinite e diminuição simultânea da proporção em gibsite (fig.III.9). A goethite, embora com comportamento um pouco aleatório no perfil de meteorização, ocorre nas formações contendo sempre alguma caulinite, com ou sem gibsite.

A microdivisão que acompanha a decomposição da rocha fornece, às fracções de dimensão cada vez menor, minerais primários; neste caso são maioritariamente micas herdadas (representadas pela proporção de illite), que sofrem também degradação, transformando-se noutras estruturas, vermiculite e interestratificados irregulares do tipo (10-14<sub>v</sub>).

Os produtos de meteorização contidos nestas formações dependem:

- da acção caulinizante do meio, e da sua intensidade, que controla a proporção de gibsite/caulinite neoformada;

- e eficácia da desagregação granular, que introduz nas dimensões mais pequenas os filossilicatos 2:1, também eles em vários estádios de degradação.

Deste modo ocorrem todas as situações intermédias entre os materiais possuindo, na fracção  $<2\mu\text{m}$ , teor elevado em gibsite ou em caulinite; podem ainda conter quer alguma goethite quer filossilicatos 2:1 herdados/transformados, que nalgumas formações, geralmente solos, são os constituintes dominantes nestas dimensões.

Resumidamente definem-se preferencialmente materiais graníticos:

- com gíbsite dominante;
- cauliniticos, por vezes com goethite;
- ricos em filosilicatos 2:1, nomeadamente illite, interestratificados illite-vermiculite, vermiculite;
- com todos os minerais descritos em proporções diversas.

Admite-se que haja mistura detritica de material proveniente de afloramentos mais elevados, provavelmente afectando as proporções relativas de alguns solos, mas estas associações minerais são fundamentalmente o resultado da heterogeneidade manifestada pelo processo de meteorização, em função das condições locais actuando em dominios restritos.

## **2 - ROCHAS SILÚRICAS METAMORFIZADAS**

Os metassedimentos atribuídos ao Silúrico (TEIXEIRA *et al.* 1969,1972), ocorrem:

- em redor dos maciços graníticos com orientação NW-SE a NNW-SSE;
- na zona central dos granitos de duas micas (serras de Antelas, Nora e Perre) associados a abundantes filões graníticos, designada como "complexo xisto-migmatítico por TEIXEIRA *et al.* (1969,1972) e "zona de associação" por DIAS e BOULLIER (1985).

A composição litológica mais abundante, varia de micaxisto a quartzomicaxisto, contendo intercaladas algumas bancadas de quartzitos geralmente micáceos. A amostragem, assinalada na figura III.10, incluindo quer rochas coerentes quer totalmente desagregadas, estendeu-se também aos materiais localizados na base dos depósitos fluviais, estudados no capítulo II, e às zonas de associação (DIAS e BOULLIER 1985).

### **2.1 - CARACTERÍSTICAS MACRO E MICROSCÓPICAS**

Das características macroscópicas mais notórias a cor é, sem dúvida, a primeira que sobressai devido à variedade observada, desde vermelho ou vermelho acastanhado a cinzento.

Mineralogicamente estas rochas são micaxistos mais ou menos quartzosos, alguns andalusíticos, evidenciando vários graus de alteração. A degradação manifesta-se, pela abertura dos planos de xistosidade, promovendo a desagregação em fragmentos de espessura variável associados a materiais finos, intercalando zonas mais quartzosas, e como tal mais resistentes.

Amostragem nas rochas silúricas metamorfizadas

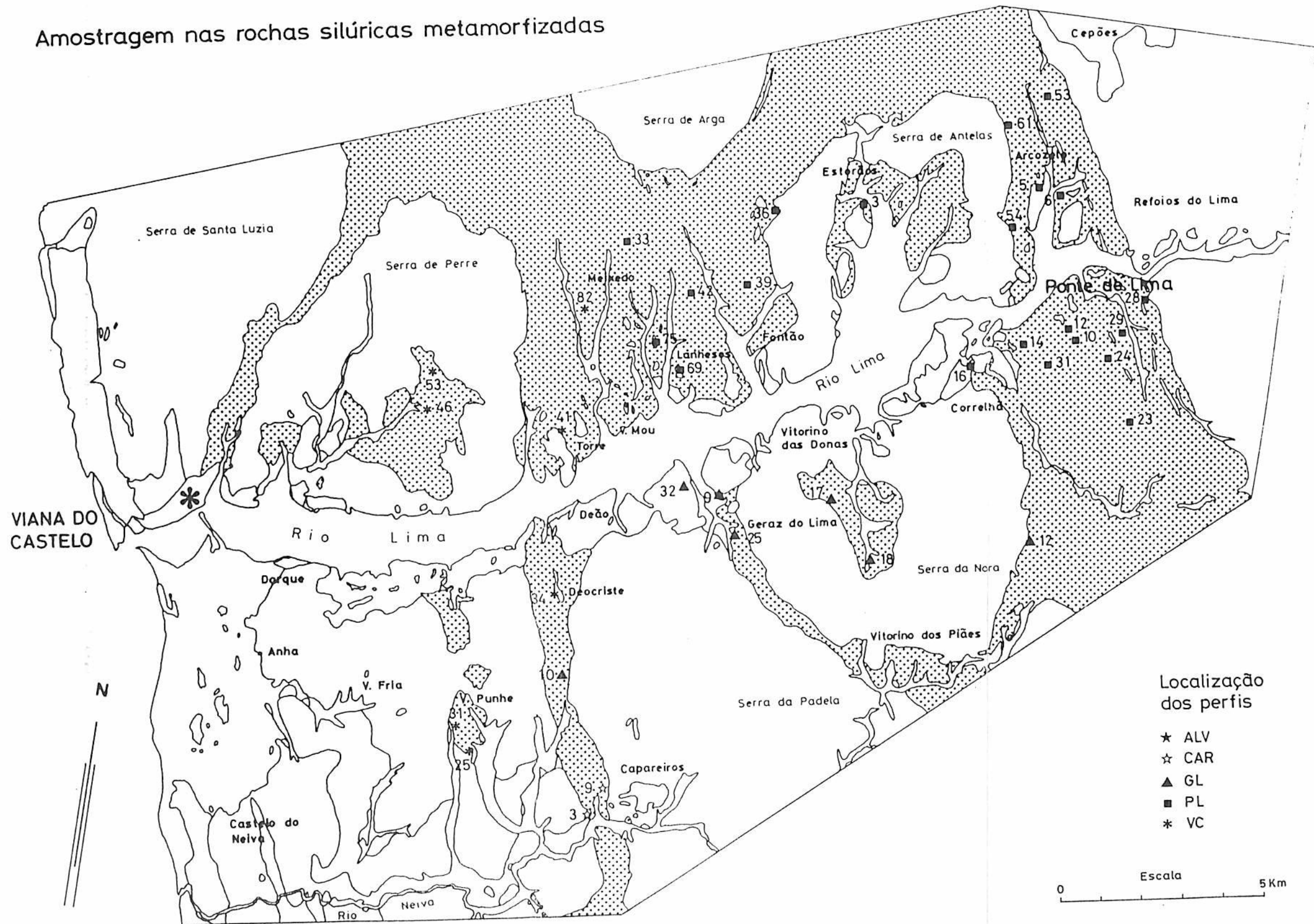


Fig.III.10 - Localização dos perfis de amostragem nas rochas silúricas metamorfizadas.

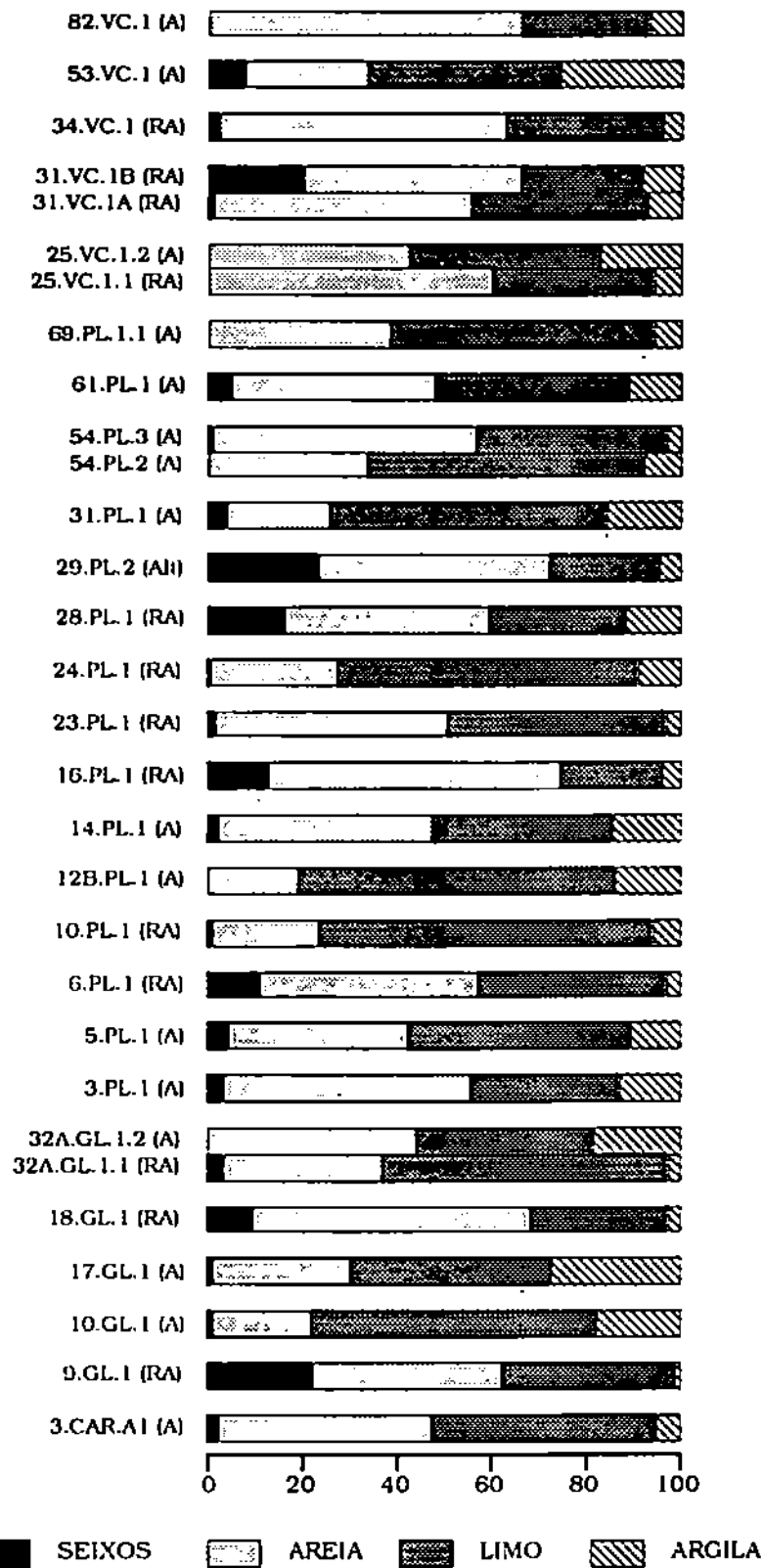


Fig.III.11 - Frequência relativa nas principais classes texturais, avaliada nas amostras desagregadas de micaxisto. (RA) - rocha alterada; (A) - arena; (Alt) - alterite.

Nalgumas situações a rocha encontra-se muito alterada mas conservando a sua textura inicial que, à semelhança das rochas graníticas, foi descrita como "arena"; somente na amostra 29.PL.2 a arquitectura inicial já não está visível, corresponde assim a uma alterite.

Além da xistosidade, observa-se algumas vezes um aspecto bandado fino, do tipo laminação gnaissosa, devido à alternância microscópica de zonas mais quartzosas e outras mais micáceas; ocorrem as duas micas, castanha e branca, geralmente com grande predomínio de biotite, excepto nas amostras 9.CAR.1, 42.PL.1, 53.PL.1 e 82.VC.1. A alteração contempla preferencialmente as zonas mais micáceas; a abertura dos planos de clivagem é maior nas micas castanhas, por vezes já descoloridas parcialmente e com exsoluções de rutilo, e nos grãos de mica branca de menor dimensão. A coloração avermelhada observada macroscopicamente é conferida pela presença de óxidos de ferro, preferencialmente alinhados ao longo dos planos de clivagem das micas castanhas, conferindo-lhes opacidade e corando os minerais secundários existentes nos interstícios dos grãos.

Nos micaxistos mosqueados, os porfiroblastos são de andalusite muitas vezes poecilíticos. Os feldspatos são muito raros, tendo sido observada principalmente plagioclase (albite). Como minerais acessórios ocorrem sillimanite, turmalina e zircão.

## 2.2 - TEXTURA

A degradação física acentua as diferenças mineralógico-texturais de tal modo que, no conjunto, as dimensões variam desde fragmentos menos degradados, mais grosseiros, até às partículas mais finas do tamanho argila, figura III.11. Este aspecto está bem representado pelos valores dos parâmetros estatísticos (FOLKWARD 1957) da média,  $Mz(\bar{0})$ , e desvio padrão,  $\sigma$  (quadro em anexo). As dimensões dominantes são no entanto muito finas, geralmente areia muito fina a limo, directamente resultante da dimensão dos grãos na rocha sã, e nalgumas a fracção argila ocupa percentagem importante (fig.III.11), esta parcialmente aumentada pelos minerais de alteração neoformados.

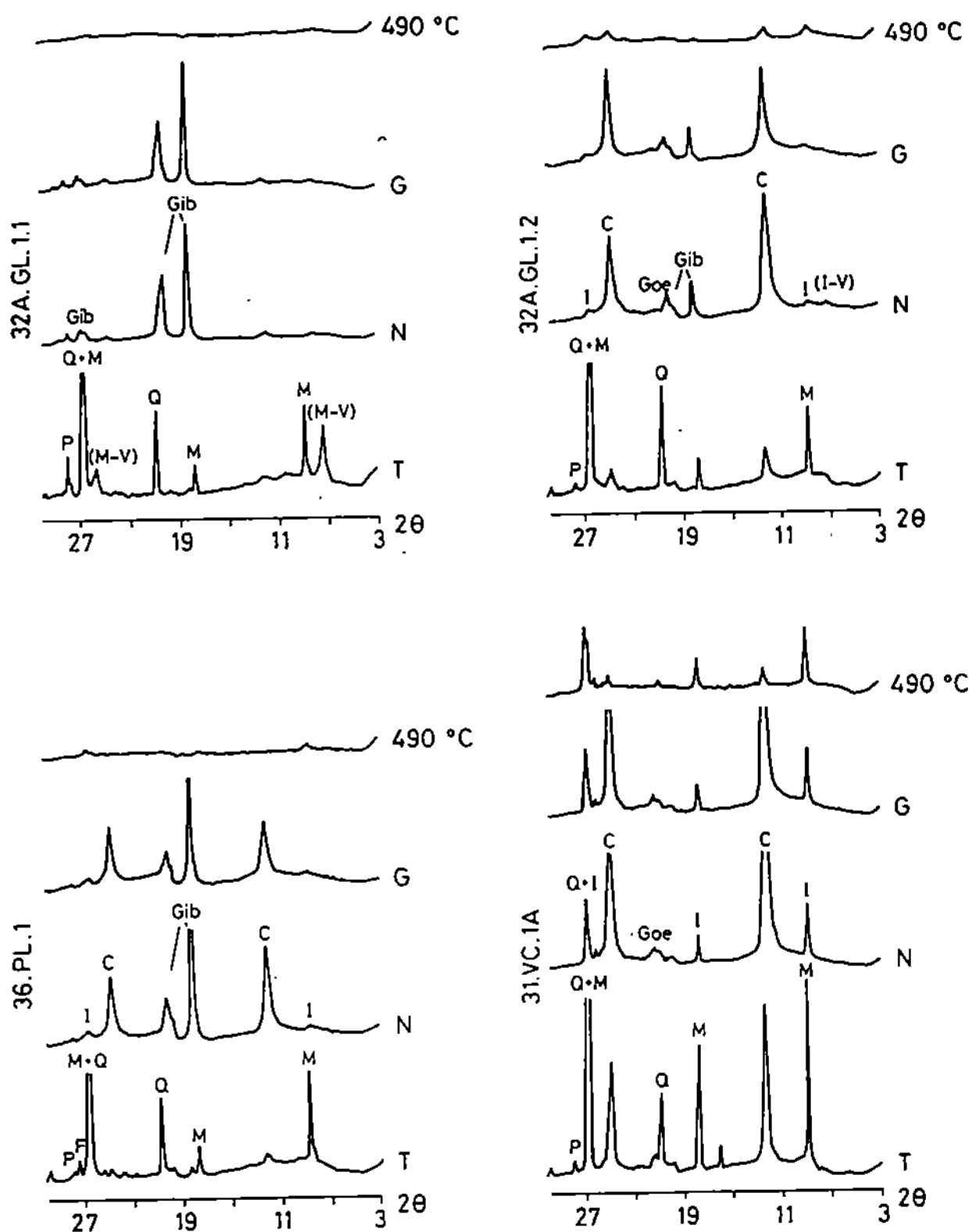


Fig.III.12 - Difratogramas de raios-X, de algumas amostras de micaxistos, representando as principais associações minerais. Difratogramas realizados sobre a rocha total (T) e fracção <math><2\mu\text{m}</math> em agregado orientado sem qualquer tratamento (N), após saturação com etileno-glicol (G) e aquecimento a 490°C.

(M-V) - interestratificados mica-vermiculite; (I-V) - interestratificados do tipo (10-14 $\nu$ );

M - mica; I - illite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite; Q - quartzo; P - plagioclase; F - feldspato k.



## 2.3 - COMPOSIÇÃO MINERAL: ESTUDO POR DIFRACTOMETRIA DE RAIOS-X

### 2.3.1 - ROCHA TOTAL

A composição estimada por semiquantificação sobre os difractogramas de rocha total é apresentada em anexo.

Além das difracções características dos constituintes principais, quartzo e micas, figuras III.12 e III.13, registaram-se com intensidades reduzidas picos de feldspatos, nomeadamente plagioclase (albite) e raramente feldspato K (microclina); esporadicamente andalusite e silimanite, minerais que não foram semiquantificados.

A figura III.13 salienta a semelhança entre a composição mineral das amostras de rocha alterada e arena, relativamente aos principais minerais primários.

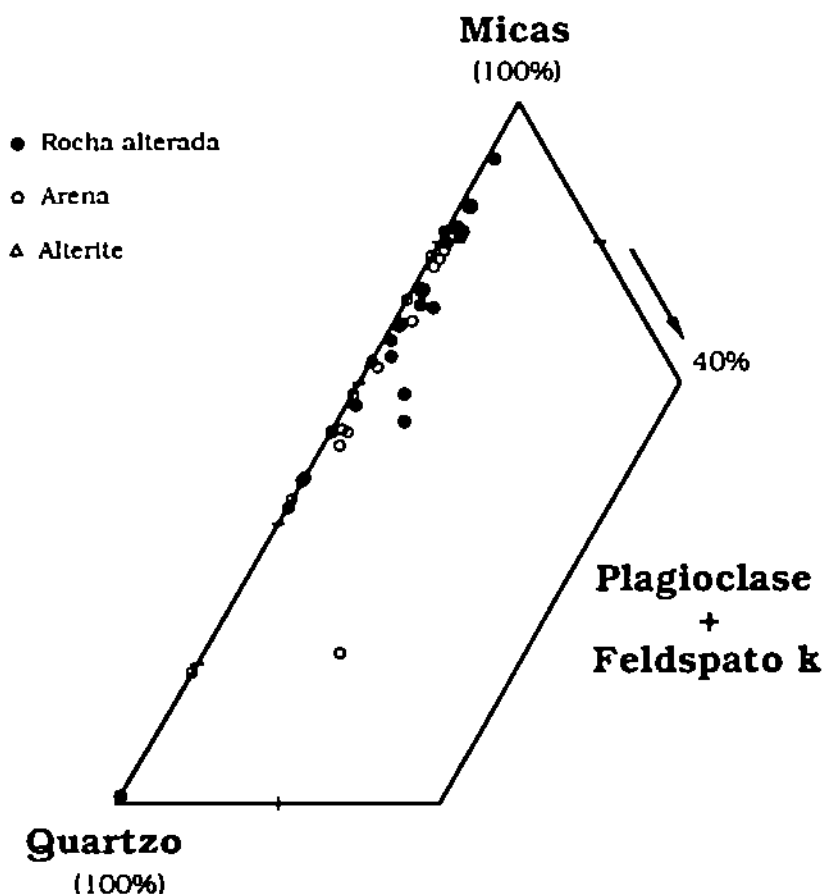


Fig.III.13 - Frequência entre os principais minerais primários nas rochas silúricas metamorizadas, semiquantificada sobre difractogramas da amostra total.

Outra característica composicional é o reduzido conteúdo em feldspatos existente nestas rochas em geral (fig.III.13); completamente ausentes nalgumas rochas, e na maioria das restantes são vestigiais (quadro em anexo).

A plagioclase (albite) é mais vulgar que a microclina, mas ocorre geralmente em pouca quantidade, inferior a 2%. O feldspato potássico (microclina) é contudo pontualmente muito "abundante"; é o caso da amostra 54.PL.2 (14%), diferente de amostras próximas (54.PL.3), estudadas em lâmina e por difractometria. A composição mineral, tal como foi observado anteriormente, tende para um elevado conteúdo em micas, superior a 40% (excepto nas amostras, 23.PL.1, 39.PL.1 e 54.PL.2).

Nalgumas amostras ocorrem reflexões com  $d=24-28\text{\AA}$  e  $11.8-12.2\text{\AA}$ , evidenciando a presença de estruturas interestratificadas regulares do tipo mica-vermiculite, no entanto, a maioria das reflexões com elevado  $d_{hkl}$  são vestigiais (amostras 5.PL.1 e 10.PL.1). Também se observaram reflexões com  $d=14\text{\AA}$ , pouco intensas (25.GL.1, 24.PL.1, 29.PL.1 e 29.PL.2 mas só a primeira amostra apresenta a difracção  $4.7\text{\AA}$  característica da clorite), sendo mais frequentes pequenos picos próximos de  $12\text{\AA}$ .

Nestes difractogramas da rocha total geralmente estão presentes difracções (fig.III.12) revelando a presença de minerais do grupo da caulinite, de gibsite, goethite e hematite (em duas amostras); no entanto a quantidade minerais secundários na rocha total (fig.III.14) é vestigial (inferior a 5%), geralmente não ultrapassam cerca de 10% mesmo nos materiais mais degradados.

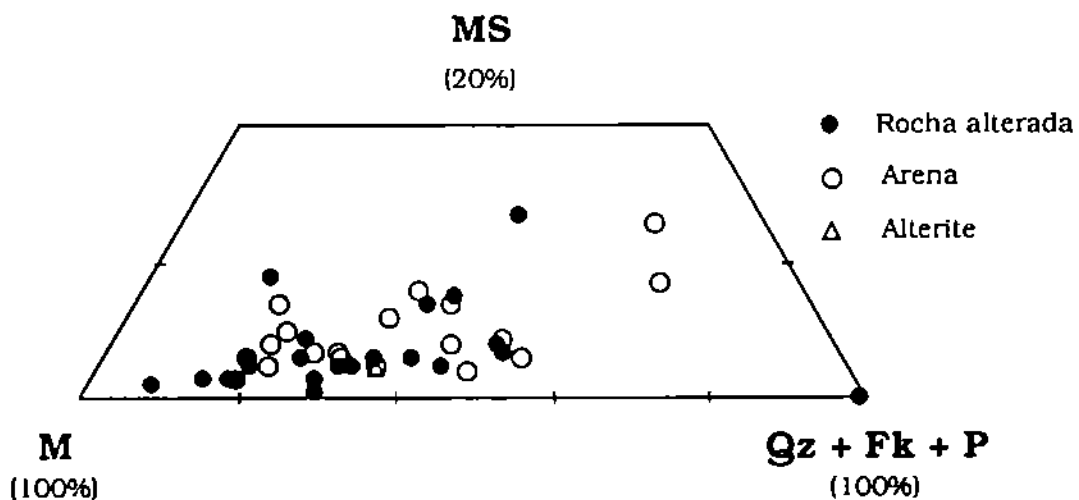


Fig.III.14 - Frequência em minerais secundários (MS) relativamente aos minerais primários (M-micas; Qz-quartzto; Fk-feldspato potássico; P-plagioclase) semiquantificados sobre difractogramas de amostra total, das rochas silúricas metamorfizadas.

## 2.3.2 - FRACÇÃO INFERIOR A 2 $\mu$ m

### 2.3.2.1 - Associações minerais

Os difractogramas da fracção inferior a 2 $\mu$ m são por excelência os que melhor proporcionam a identificação dos minerais gerados pelos mecanismos de meteorização (quadro em anexo); dos minerais principais ocorrem (fig.III.12) em algumas amostras vestígios de quartzo, andalusite e raramente feldspato (albite), que não foram semiquantificados.

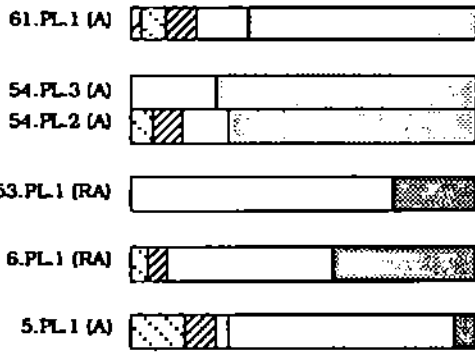
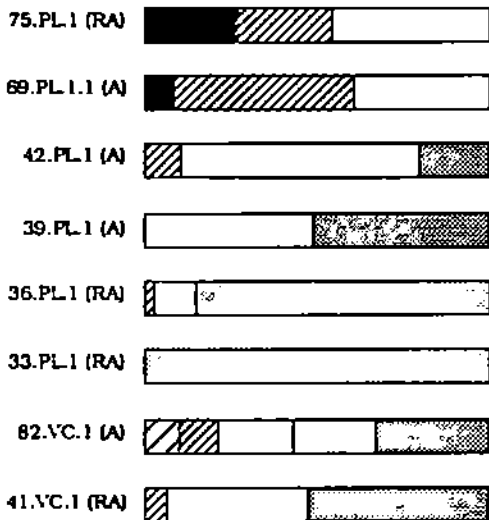
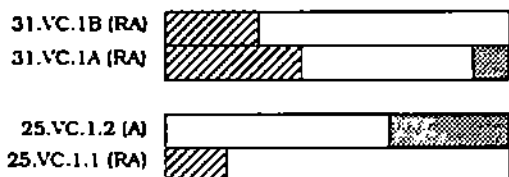
A caulinite apresenta picos simétricos, que não sofrem qualquer modificação após tratamento com etileno-glicol e desaparecem com o aquecimento (fig.III.12). Somente nas amostras 12.GL.1, 5.PL.1, 23.PL.1, 24.PL.1, 29.PL.2 e 82.VC.1 se observou uma ligeira assimetria do pico com  $d=7\text{Å}$ , para o lado dos pequenos ângulos  $2\theta$ . Estas difracções, do grupo da caulinite, só não foram observadas em duas amostras (fig.III.15), as quais apresentam gibsite como constituinte principal nesta fracção (amostras 32A.GL.1.1 e 33.PL.1); este mineral, pelo contrário, não foi detectado num grande número de amostras (quadro em anexo) e ocorre por vezes vestigialmente (fig.III.15).

As reflexões de espaçamentos mais elevados, com  $d=14\text{Å}$  (raras) e as dos interestratificados (10-14Å), não sofrem alteração com etileno-glicol e após aquecimento colapsam para 10Å, intensificando a reflexão (001) da illite (fig.III.12). Este comportamento permitiu identificar a presença de vermiculite (14Å) e interestratificados illite-vermiculite regulares (picos nítidos com  $d=12\text{Å}$ , por vezes visíveis com  $d=24\text{Å}$  e 8Å) e irregulares (bandas de difracção com  $d$  entre 10-14Å, por vezes com pequenos picos diferenciados com  $d=12\text{Å}$  e 14Å).

A illite apresenta-se num número restrito de amostras como illite "fechada", em que a reflexão (001) se mantém estável após os tratamentos, mas na maioria as illites são "abertas".

Nalgumas amostras (69.PL.1.1, 75.PL.1 e 46.VC.1), ocorre um pico com  $d=15.5\text{Å}$ , cujo comportamento, expansivo para 17.4 Å após tratamento com etileno-glicol e colapsando para 10Å após aquecimento, confere com o da montmorilonite.

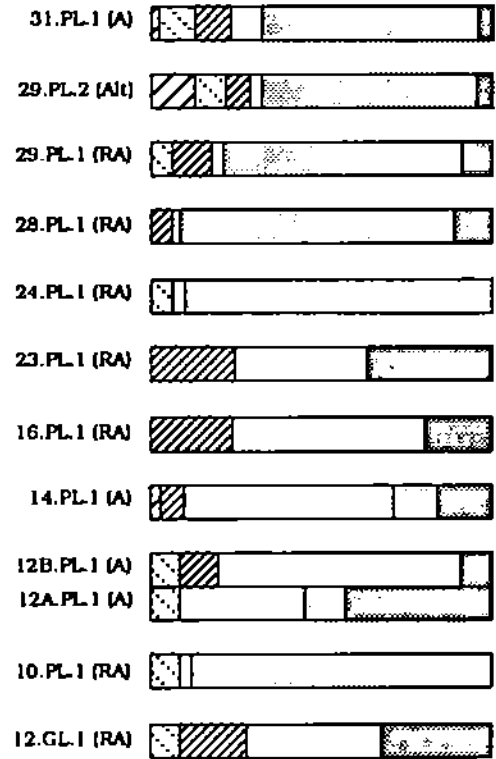
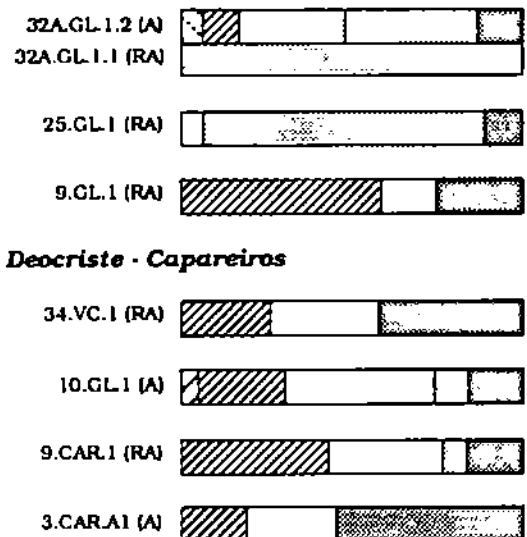
O único óxido de ferro presente nestes difractogramas é a goethite, ausente (fig.III.15) em algumas amostras, ocorrendo nas restantes em proporções muito variáveis (desde 4-55%). A hematite foi identificada nos difractogramas de rocha total das amostras 69.PL.1.1 e 75.PL.1, mas nunca se registaram picos nos correspondentes difractogramas das amostras orientadas, como seria de esperar. Esta aparente discrepância explica-se pelo facto de que os constituintes destes agregados orientados serem retirados das amostras por lavagem; ocorrendo a hematite como pequenos endurecimentos preferencialmente dispostos segundo a

**Refoios do Lima - serra de Antelas****Serra de Antelas, zona de associação****Serra de Antelas - serra de Perre****Serra de Perre, zona de associação****Vila de Punhe**

■ Montmorillonite

▨ Vermiculite

▩ Interestratificados (10-14v)

**Refoios do Lima - serra da Nora****Serra da Nora, zona de associação****Serra de Nora - serra da Padela**

▨ Illite

□ Caullinite

□ Gibsite

▩ Goethite

Fig.III.15 - Associações minerais na fracção <math><2\mu\text{m}</math> de micaxistos, semiquantificadas nos difractogramas de raios-X de agregados orientados.  
RA - rocha alterada; A - arena; Alt - alterite.

xistosidade da rocha (confirmado no afloramento), estes são destacados por um lado como partículas de dimensão muito superior à da suspensão colhida e algumas como muito pequenas, não ocasionando deste modo concentração suficiente nos agregados orientados.

### 2.3.2.2 - Distribuição das associações minerais

No conjunto de amostras estudadas verifica-se que os filossilicatos 2:1 (fig.III.15, quadro em anexo) constituem geralmente menos que 50% dos minerais presentes na fracção <2 $\mu$ m; as micas, tal como o quartzo, parecem não ter sofrido forte microdivisão. Naquele grupo, a illite é o mineral mais abundante, certamente herdada, à qual se associam alguns interestratificados illite-vermiculite e mais raramente vermiculite.

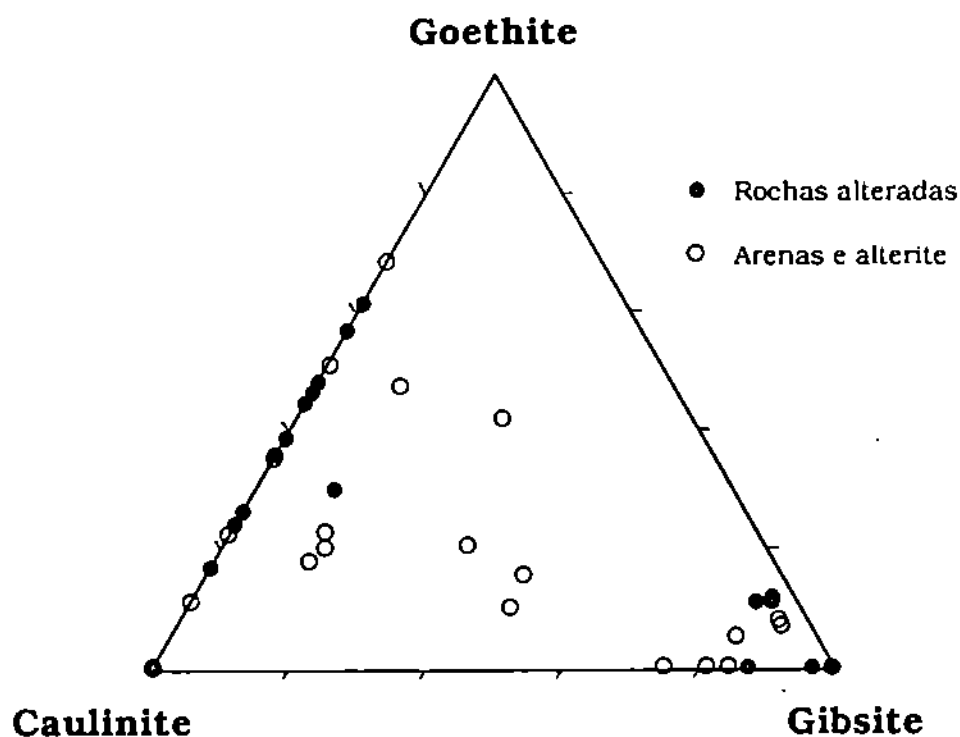


Fig.III.16 - Proporções relativas semiquantificadas sobre difractogramas de agregados orientados da fracção <2 $\mu$ m.

Relativamente aos restantes minerais existentes na dimensão argila (caulinite, goethite e gibsite), eles definem preferencialmente três associações minerais (ALVES 1989), figuras III.15 e III.16:

- caulinite + goethite
- caulinite + goethite + gibsite
- gibsite dominante

São mais frequentes a primeira e a terceira associações minerais, tendo-se verificado que todas ocorrem nos materiais de alteração (rochas alteradas e arenas) localizados sob os depósitos fluviais. Para o mesmo estado de alteração da rocha, descrito macroscopicamente (rocha alterada ou arena), observam-se quer composições mais cauliniticas quer mais gíbsiticas, figura III.16. A variabilidade nas condições ao longo do perfil é um factor muito importante; vejam-se as composições minerais apresentadas pelas amostras do perfil 32.GL, onde a gíbsite é o dominante na fracção <2 $\mu$ m da amostra menos degradada (32A.GL.1.1), enquanto que nos materiais junto à base do depósito, amostra 32A.GL.1.2 do mesmo afloramento, ela diminui consideravelmente.

Relativamente à cor vermelha presente em algumas amostras, não foi reconhecida qualquer relação com o conteúdo em goethite. Sobre este assunto ABREU (1986) afirma que a hematite é a principal responsável pela pigmentação vermelha, mesmo em concentrações baixas e em presença de cristais de goethite bem desenvolvidos; nas amostras estudadas não foi detectada hematite, pelas razões apontadas anteriormente, o que não rejeta aquela justificação.

## 2.4 - METEORIZAÇÃO DOS MICAXISTOS: RESUMO

Salientam-se as seguintes características físico-mineralógicas descritas:

- a alteração destas rochas produz grande quantidade de partículas finas, areia muito fina e limo;
- mineralogicamente predominam micaxistos a quartzomicaxistos, com reduzido conteúdo em feldspatos, mostrando-se pouco degradados;
- a meteorização das micas é muito incipiente; embora visível ao microscópio, ela representa ainda a fase inicial de instabilização dos folhetos, principalmente de mica castanha e nas pequenas palhetas de mica branca, gerando alguns interstratificados do tipo mica-vermiculite, e pequenas palhetas de illite;
- os produtos neoformados são essencialmente caulinite, goethite e gíbsite, presentes nas rochas com diferentes graus de coesão.

Assim, estão sempre presentes os minerais primários dominantes, micas e quartzo, geralmente com alguma illite, e menos frequentemente estruturas filosilicatadas do tipo vermiculítico e interstratificados (10-14 $\nu$ ); além destes podem ocorrer caulinite, gíbsite e goethite. Dum modo geral, a meteorização segue nestas rochas um trajecto semelhante ao observado nos materiais graníticos, descritos no item 1 deste capítulo. A textura e a orientação da xistosidade relativamente à topografia local permite a percolação preferencial da água (PAQUET, 1970; MARTIN, 1975), originando nas rochas da região faixas com diferentes graus de meteorização segundo a orientação da xistosidade.

### 3 - MODIFICAÇÕES GEOQUÍMICAS NOS MATERIAIS GRANÍTICOS ALTERADOS

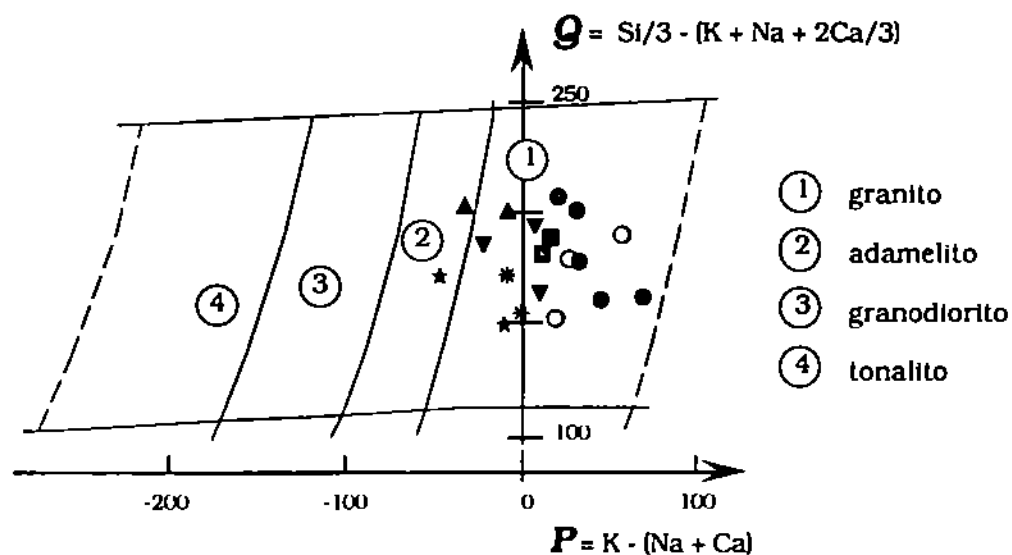
As alterações minerais até aqui descritas, desencadeadas pelos processos de meteorização a que as rochas estiveram expostas, são o produto de modificações geoquímicas, que afectam a composição global da rocha.

Tendo como objectivo a apreciação do carácter físico/químico dos mecanismos de meteorização que recentemente têm actuado na região, seleccionaram-se alguns perfis de meteorização, tendo-se obtido análises químicas dos respectivos materiais; no entanto, este estudo foi somente aplicado às rochas graníticas. Como foi anteriormente referido a resposta dos metassedimentos é mineralogicamente semelhante à dos materiais graníticos; não tendo sido viável alargar o número de análises químicas aos metassedimentos, optou-se por aplicar este estudo às rochas graníticas, pois estas possuem maior riqueza composicional.

A composição químico-mineralógica das rochas graníticas "mãe" dos perfis estudados está representada nos diagramas da figura III.17 pelas análises químicas das amostras mais frescas (quadros em anexo). No diagrama Q-P (LA ROCHE 1964, modificado por DEBON e LE FORT 1983), fig.III.17a), as amostras distribuem-se no compartimento 1, correspondendo ao grupo petrográfico dos granitos. A fácies de grão grosseiro de Alvarães e o granito de Refoios do Lima mostram tendência para composição próxima de adamelitos (compartimento 2). O balanço aluminoso nestas rochas, avaliado no diagrama A-B (DEBON e LE FORT 1983) presente na figura III.17b), é francamente positivo; são rochas peraluminosas distinguindo-se claramente os granitos de duas micas com moscovite dominante (em volume) sobre a biotite, por vezes com características de leucogranitos, dos granitos biotíticos ou com biotite dominante sobre a moscovite, marcadamente porfiróides (maciços de Refoios do Lima e Padela).

Todas as modificações químicas que as rochas sofrem durante a sua meteorização resultam de alterações na composição, que atingem irregularmente os seus minerais, em função da respectiva estabilidade no seio das condições localmente criadas. Para quantificar estas variações têm sido testados métodos de cálculo, índices ou outras relações moleculares e/ou percentuais, na tentativa destes registarem o mais fidedignamente as transformações geoquímicas reais, e permitirem a comparação relativa entre amostras. Com a mesma finalidade foram utilizados alguns destes cálculos e índices que serão apresentados nos itens seguintes. Os valores das análises químicas da rocha total são apresentados em anexo.

a)



b)

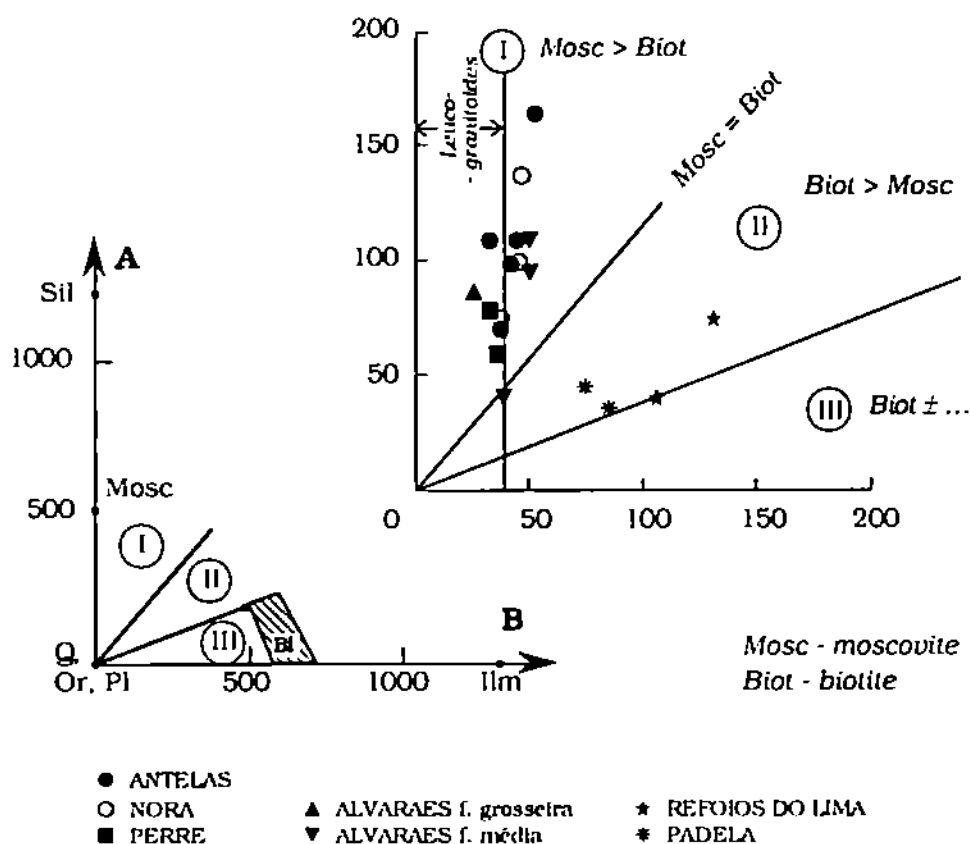


Fig.III.17 - Diagramas químico-mineralógicos Q-P (LA ROCHE 1964, modificado por DEBON e LE FORT (1983), e A-B (DEBON e LE FORT 1983). Os pontos representam as análises químicas de rochas sã e pouco alterada (quadros em anexo) utilizadas no estudo da meteorização.



### 3.1 - VARIAÇÕES RELATIVAS DOS ÓXIDOS

#### 3.1.1 - Perdas e ganhos segundo o cálculo isoalumínio

O facto de que na generalidade a solubilidade do alumínio nos meios naturais ser reduzida fundamenta o cálculo isoalumínio; assumindo a percentagem de alumina invariável, calculam-se as percentagens de ganhos e perdas dos vários óxidos, relativamente às proporções iniciais dos mesmos (KRAUSKOPF 1972).

Os resultados obtidos estão presentes em anexo, e representados na figura III.18.

Aspectos comuns a todos os granitos são os ganhos de água, adquirida desde as etapas iniciais de rocha pouco alterada, aumentando esta consideravelmente nos solos, e as perdas dos óxidos de cálcio, sódio e fósforo, atingindo rapidamente valores elevados. Estes têm comportamentos paralelos, sofrendo simultaneamente perdas semelhantes; somente nalgumas amostras dos granitos biotíticos porfiróides as perdas em fósforo são inferiores. Trajectos paralelos, embora invertendo frequentemente a ordem entre si, apresentam as perdas e ganhos dos pares de óxidos de Si e K, e Fe (férico total) e Ti; estes dois últimos ora são removidos ora se acumulam, independentemente do grau de meteorização dos materiais a que correspondem. O comportamento do óxido de Mg é um pouco irregular, isto é, nalgumas amostras parece seguir os de Fe e Ti, mas noutras ocorrem ganhos maiores (nas amostras de alterites *in situ*, alterite de Nora), ou perdas maiores (algumas rochas alteradas, uma de Nora e duas de Padela, e nas alterites *in situ* de Padela). Mais heterogêneas são as variações percentuais do óxido de Mn; embora predominem as perdas, elas atingem quer irregularmente os vários estádios de meteorização quer em graus semelhantes, e quando se acumula atinge esporadicamente valores percentuais elevados (632%).

Analise-se agora o balanço isoalumínio ao longo das várias etapas de meteorização em cada um dos granitos. Além dos ganhos em água e do comportamento do óxido de manganês, cuja abundância é diminuta quando comparada com a dos restantes, quando se inicia a meteorização a mobilidade dos restantes óxidos, relativamente à alumina, não segue forçosamente a mesma ordem. Nas primeiras etapas, rocha pouco alterada e rocha alterada, são marcadas quer por perda generalizada de todos, quer pela ocorrência simultânea de acumulação de alguns, sem que sejam os mesmos. Na maior parte dos granitos de duas micas existe já perda acentuada em álcalis e alcalino-terrosos, Ca e/ou Na, também P, enquanto que nos granitos biotíticos porfiróides as perdas de Mg são superiores às daqueles. Nas arenas, alterites *in situ*, alterites e solos, os óxidos de

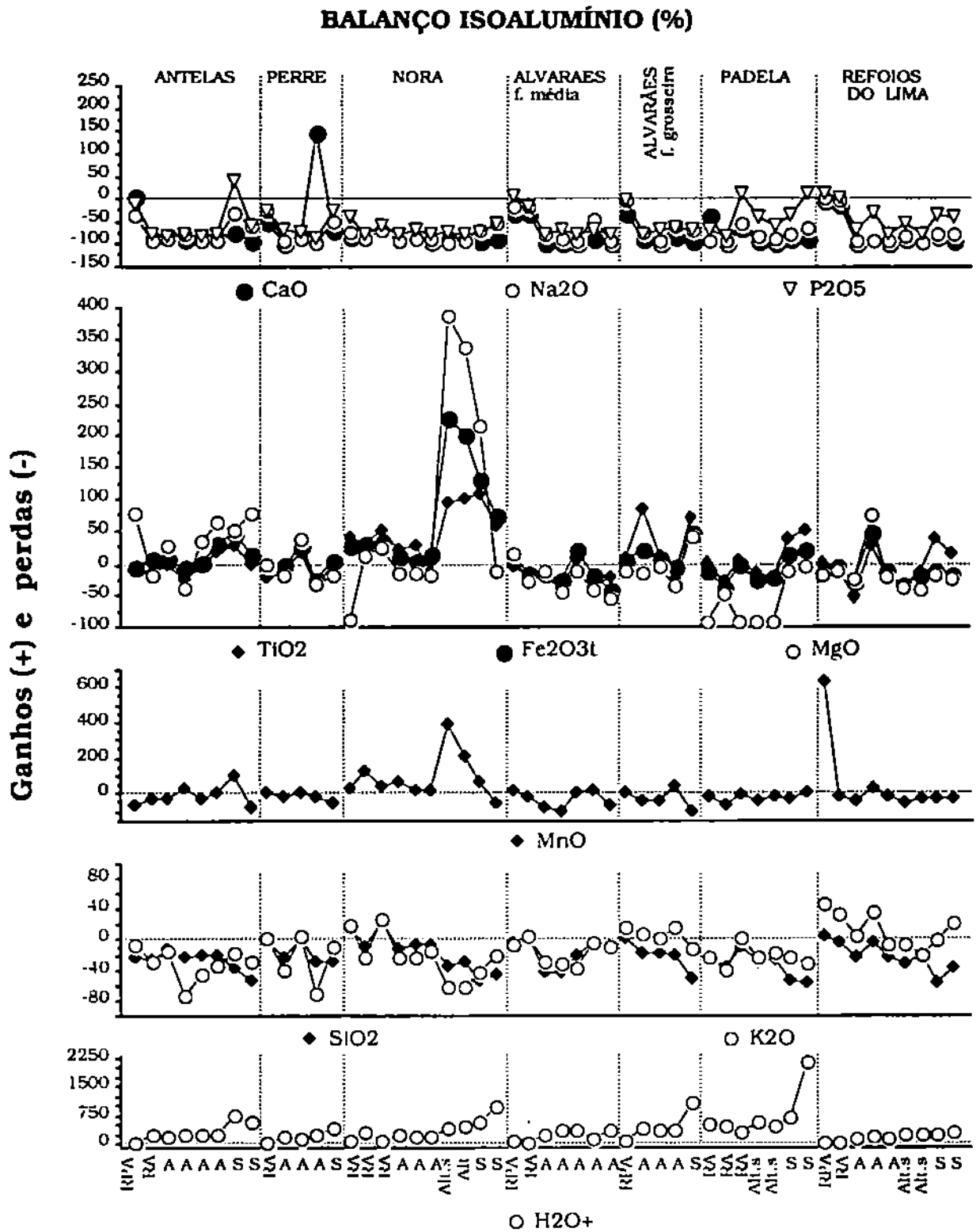


Fig.III.18 - Representação gráfica das percentagens de ganhos e perdas em óxidos relativamente à alumina. RPA -rocha pouco alterada; RA -rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo.

Ca, Na, P continuam no topo da lista dos mais móveis, seguidos dos restantes óxidos, na seguinte ordem decrescente de mobilidade (os elementos sublinhados representam a ocorrência de ganhos dos respectivos óxidos):

*Antelas:* arenas - (K, Mg>Si)>(Fe, Ti); solos - (K, Si)>(Ti, Fe)>Mg;

*Perre:* arenas - (Si, K)>(Fe, Ti, Mg); solos - Si>Mg>K>Ti>Fe;

*Nora:* arenas - (K, Mg>Si)>(Fe, Ti); alterites *in situ*, alterites e solos - (K, Si)>(Ti, Fe)>Mg;

*Alvarões fácies grão médio:* arenas - verifica-se que Mg>(Si, K), e que geralmente Ti>Fe, sendo possíveis vários ordenamentos destes óxidos;

*Alvarões fácies grão grosseira:* arenas - (Si, Mg)>(Fe, Ti)>K; solo - Si>K>Mg>Fe>Ti;

*Refoios do Lima:* arenas - (Mg, Si, Ti, Fe)>K; alterites *in situ* - Mg>(Si, Fe, Ti, K); solos - Si>Mg>Fe>K>Ti;

*Padela:* alterites *in situ* - Mg>Si>Fe>(K, Ti); solos - Si>K>Mg>Fe>Ti.

Considerando a alumina invariável ao longo do perfil de meteorização, pode resumir-se que:

- Ca, Na e P sofrem as maiores perdas;
- nos granitos de duas micas o Si e K sofrem perdas muito próximas quase sempre superiores às do Fe (férico total) e Ti;
- nos granitos blotíticos porfiróides as perdas de Si são superiores às do K;
- o magnésio sofre perdas irregulares, ocorrendo por vezes acumulação, tal como com o K, Mn e mais frequentemente no Fe e Ti;
- existe aquisição de H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

Será este balanço geoquímico real ou aparente? A alumina não sofre variações?

### 3.1.2 - Perdas e ganhos segundo o cálculo isovolumétrico

Este método de cálculo, proposto por MILLOT e BONIFAS (1955), exprime as variações dos teores de cada óxido em  $\text{cg/cm}^3$ ; este método deve ser aplicado em materiais cuja arquitectura inicial da rocha não foi modificada, nos quais é determinada a respectiva densidade aparente. Nas amostras estudadas aplicou-se somente no estudo das rochas alteradas e arenas; os valores da densidade aparente figuram conjuntamente nos quadros das análises químicas da amostra total, apresentados em anexo, assim como os quadros dos valores referentes ao balanço isovolumétrico.

As percentagens em ganhos e perdas estão representadas graficamente na figura III.19. A primeira observação que se deve evidenciar é a existência de remoção em alumina, na maioria das amostras em menor percentagem que a de sílica. De todos os óxidos a  $H_2O^+$  apresenta ganhos a partir das rochas alteradas, sendo estes muito acentuados nas arenas. As maiores perdas, muitas vezes tendo ocorrido já na rocha alterada, são de cálcio e sódio, que apresentam um comportamento paralelo, desaparecem rápida e quase totalmente, seguidos de perto pelo fósforo. O manganês sofre menor remoção que o fósforo, observando-se esporadicamente ganhos, também igualmente raros nos restantes óxidos. Os óxidos de ferro (férico total) e titânio sofrem trajectos semelhantes, ocorrendo quase sempre perdas ligeiramente maiores de lítio. As variações entre si dos óxidos de Si, Al, Fe, Ti, Mg e K fazem frequentemente alterar a ordem de mobilidade do seguinte modo:

*Antelas:* K>Si>Ti>Fe>Mg>Al, ocupando o Mn uma posição irregular;

*Perre:* (K>Ti>Fe), (Si>Al), o Mn e Mg mostram variações;

*Nora:* (K, Mg)>Si>Al>Fe>Mn, o Ti não tem comportamento uniforme;

*Alvarães fácies grão média:* (K, Si)>Al, predominam as perdas de Ti relativamente ao Fe, o Mn e Mg possuem variações irregulares;

*Alvarães fácies grão grosseiro:* Mn>Si>Mg>Al>K>Fe>Ti;

*Refoios do Lima:* Si>(Al, K), Ti>Fe, sendo irregulares as perdas de Mn, Mg e K;

*Padela:* Mg>(Si, Fe, K)>Al, Fe>Ti, o Mn tem comportamento irregular.

Resumindo o balanço geoquímico, obtido por este método, mostra que:

- na generalidade as maiores perdas são respectivamente, por ordem decrescente, dos óxidos de Ca, Na>P>(Mn, Si, Al, Fe, Ti, Mg, K);

- os óxidos de Mn, Si, Al, Fe, Ti, Mg, K não apresentam entre si comportamento uniforme;

- as perdas em sílica são na maioria das amostras maiores, por vezes próximas das da alumina;

- os óxidos de Fe e Ti apresentam quase sempre um trajecto paralelo, sendo as perdas de ambos na maioria dos casos inferiores às do K;

- a  $H_2O^+$  aumenta nas rochas alteradas e arenas.

**BALANÇO ISOVOLUMÉTRICO (%)**

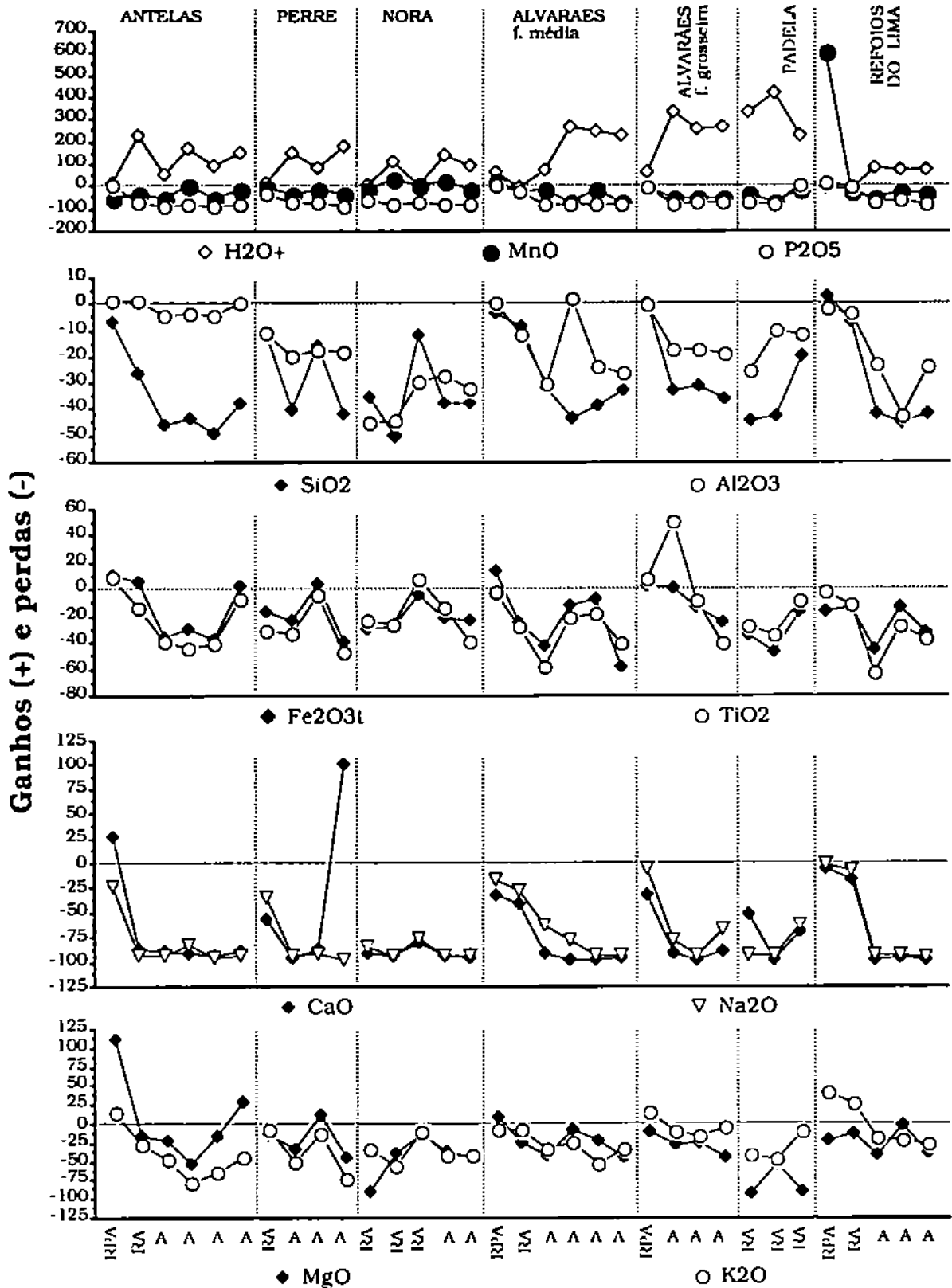


Fig.III.19 - Representação gráfica das percentagens de ganhos e perdas segundo o método isovolumétrico, aplicado nas amostras com arquitectura inicial conservada: RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena.

### **3.1.3 - Perdas e ganhos: algumas considerações sobre os resultados obtidos pelos cálculos isoalumínio e isovolumétrico**

A comparação dos resultados obtidos sobre as mesmas análises químicas, utilizando os dois métodos, expõe alguns factos. Não há dúvidas que nas rochas estudadas a progressão da meteorização é marcada por hidratação e perdas muito grandes e precoces nos óxidos de cálcio, sódio e fósforo. Os restantes óxidos são removidos em percentagens menores, numa sequência de mobilidade relativa que não é fixa e que estes dois métodos de cálculo hierarquizam, para as mesmas amostras, nem sempre da mesma forma. De qualquer modo, é evidente o comportamento irregular dos óxidos de manganês, magnésio, ferro, titânio e potássio, quer entre si quer relativamente a outros como a sílica e alumina.

A tentativa de quantificar a meteorização tem dois objectivos: identificar dum modo numérico o estágio de meteorização atingido, comparar o processo ao longo dum perfil de meteorização, entre vários perfis da mesma ou diferente litologia. A resposta das rochas a qualquer "agressão" ambiental é avaliada pelo somatório das respostas individuais dos seus minerais constituintes; assim, será certamente mais real utilizar não as variações relativas dos diferentes óxidos individualmente, mas agrupadas de modo a poder-se inferir um trajecto químico-mineralógico.

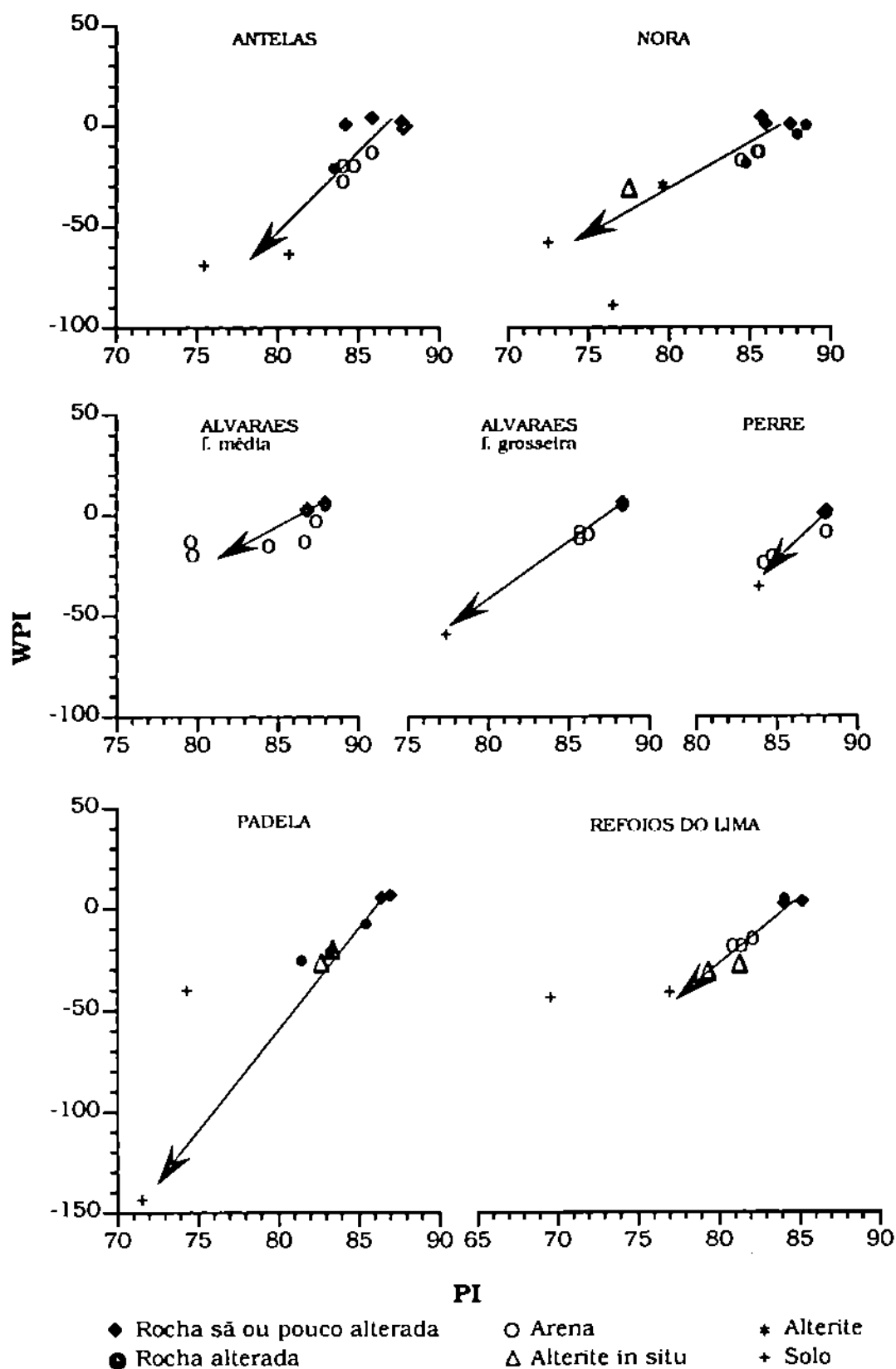


Fig. III.20 - Diagramas PI-WPI e sentido da evolução geoquímica durante a meteorização.

## 3.2 - ÍNDICES E DIAGRAMAS DE ANÁLISE DA EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA NA METEORIZAÇÃO

### 3.2.1 - Índice de meteorização potencial (WPI), índice potencial (PI)

Estes índices, baseados nas relações moleculares dos óxidos presentes na análise química das rochas, fundamentam a representação gráfica do trajecto de meteorização química proposta por REICHE (1943). Os índices de meteorização potencial (WPI) e índice potencial (PI) calculados segundo as relações

$$W.P.I. = \frac{100 \times \text{moles}(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}^+)}{\text{moles}(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{TiO}_2)}$$

$$P.I. = \frac{100 \times \text{moles SiO}_2}{\text{moles}(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)}$$

quando projectados num diagrama ortogonal, como os da figura III.20, permitem representar a evolução do complexo de meteorização. Nos vários diagramas daquela figura, o sentido da meteorização é comum, indicando os valores de WPI diminuição em cátions móveis e aumento no ião hidroxilo, e os de PI diminuição de sílica. Os valores WPI (quadro em anexo) dos materiais fisicamente descritos como rocha são ou pouco alterada são próximos aos das rochas alteradas nos materiais graníticos de Alvarães ( fácies grão médio), Perre e Refoios do Lima. Nos restantes granitos coincidem com o intervalo (-10; -30) correspondente ao das arenas, alterites *in situ* e alterites, diminuindo em todos os solos, onde a maioria não ultrapassa o valor WPI=-60: os dois solos representando, na perspectiva de REICHE, produtos finais mais evoluídos são respectivamente o solo de Nora (22.GL.4) e o de Padela (28.GL.4), aos quais correspondem os valores WPI=-88 e -142. Relativamente aos solos é de salientar a maior dispersão dos valores, ocorrendo nos de Nora, Padela e Refoios do Lima deslocamentos laterais ao trajecto médio previsto.

Na realidade, o índice WPI não prevê a susceptibilidade relativa à meteorização dos elementos mais móveis, e o índice PI reflecte somente a variação da sílica relativamente ao conteúdo total em sesquióxidos.

### 3.2.2 - Índice de Parker (Idp<sub>k</sub>)

Posteriormente aos trabalhos de REICHE foram apresentados outros índices, entre os quais o índice de Parker. A meteorização em ambientes de clima húmido actua fundamentalmente como um processo de hidrólise ocorrendo remoção dos elementos mais móveis (Na, Ca, Mg e K) por substituição nas estruturas minerais destes por H, ocorrendo ou não perda de Si (KRAMER 1968; *in* PARKER 1970).



Baseado nesta afirmação e considerando que a sílica removida durante a meteorização tem um comportamento irregular ao longo do perfil, sendo a perda na totalidade muito inferior às perdas em metais alcalinos e alcalino-terrosos, PARKER (1970) propôs um índice calculado segundo a expressão

$$IdPk = \left( \frac{(Na)a}{0.35} + \frac{(Mg)a}{0.9} + \frac{(K)a}{0.25} + \frac{(Ca)a}{0.7} \right) \times 100$$

em que (X)a representa a proporção atômica do elemento, ou seja a percentagem atômica dividida pelo peso atômico.

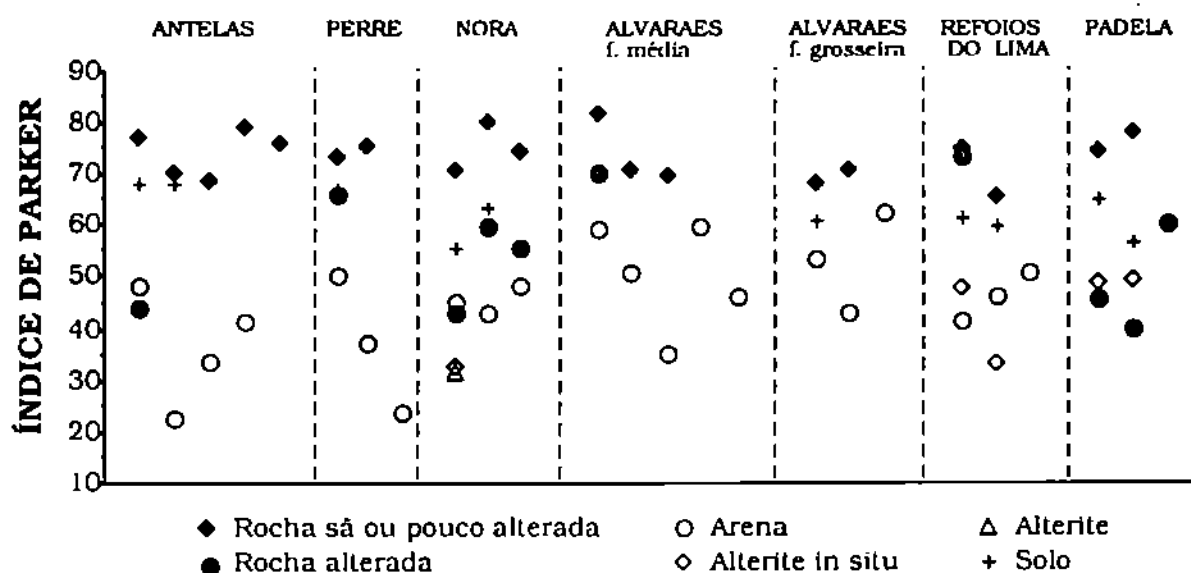


Fig. III.21 - Variação do índice de Parker.

Segundo o autor, este índice é válido sempre que a hidrólise seja o principal agente de meteorização dos silicatos e sendo uma medida escalar, permite a comparação directa entre perfis e diferentes rochas, podendo ser aplicado a vários tipos litológicos, ácidas, intermédias ou básicas.

Verifica-se que ao longo dos perfis das rochas estudadas, os valores deste índice (fig.III.21, quadro em anexo) diminuem da rocha sã ou pouco alterada para as etapas mais meteorizadas. No entanto, ao contrário do que foi observado nos valores dos índices aplicados no item anterior, na seriação dos materiais alterados os solos colocam-se no topo destes; isto é, o índice de Parker varia de modo decrescente no sentido

rocha sã ou pouco alterada → solo → rocha alterada → arena e alterites

A presença de grãos de feldspatos nos solos é responsável por esta seriação, que se aproxima da que foi obtida pela composição mineralógica. Existe correlação

positiva entre o índice de Parker e o conteúdo em feldspatos em geral, e a quantidade de plagioclase em particular (fig.III.22), obtidas por semiquantificação nos difractogramas.

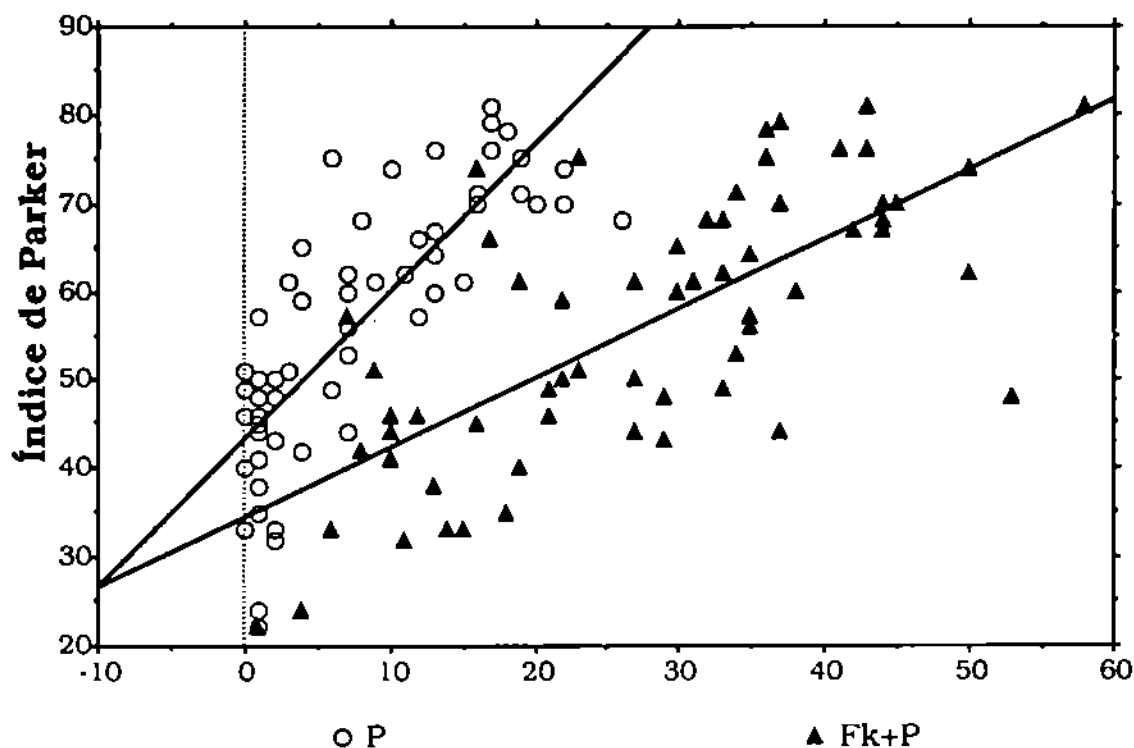


Fig. III.22 - Rectas de regressão entre o índice de Parker e os conteúdos em feldspatos na totalidade (Fk+P) e em plagioclase (P).

### 3.2.3 - Diagramas de Chesworth

CHESWORTH (1973) utilizou, para representação gráfica das variações químicas ocorridas em solos gerados por meteorização de granitos e basaltos, um diagrama triangular em cujos vértices estão presentes as percentagens dos óxidos dos elementos maiores, agrupados em função das afinidades no seu comportamento geoquímico durante a meteorização. Nesse triângulo estão presentes num dos vértices o grupo dos elementos menos móveis (Si, Al e Fe), noutro os alcalino-terrosos (Ca e Mg) e no terceiro vértice o grupo de maior mobilidade, os elementos alcalinos (Na e K).

A distribuição dos solos naquele diagrama colocando-se entre a composição inicial da rocha sã e o vértice 100% de  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , foi interpretada como a tendência evolutiva dos produtos de meteorização de rochas ígneas, convergindo todos para o sistema residual à medida que o tempo progride (CHESWORTH 1973). Este comportamento representa um acréscimo na respectiva maturidade geoquímica como consequência da maturidade mineralógica, adquirida na fracção

argila, pelo aumento da proporção em minerais cauliniticos, óxidos e hidróxidos formados (CHESWORTH 1973; 1975; 1977), figura III.23.

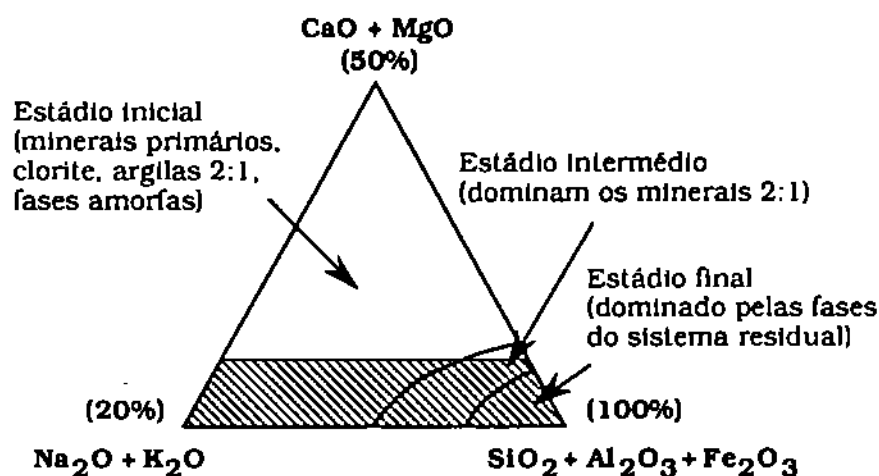


Fig.III.23 - Diagrama de CHESWORTH (1975, 1977) expressando os três estádios de meteorização aplicáveis a rochas ígneas, e respectivas composições mineralógicas dominantes na fracção argila. A área a tracejado corresponde aos domínios projectados nos excertos de triângulos da figura III.23.

Na figura III.24 estão representados secções do diagrama triangular de CHESWORTH (1973; 1975; 1977) modificado. Isto é, como representação triangular directa sem a expansão do vértice dos elementos alcalinos nem destaque do sistema residual. Os produtos estudados manifestam o comportamento geral assinalado por CHESWORTH, aproximando-se do vértice Si-Al-Fe, atingindo algumas amostras o domínio assinalado por aquele autor como último estádio de meteorização, dominado pelas fases típicas do sistema residual. Os solos, no entanto, representam as etapas geoquímicas mais próximas da composição inicial e não os produtos mais maduros. Esta situação é indicadora do predomínio de silicatos primários e de um conjunto muito variado de minerais na fracção argila, coexistindo como associações em equilíbrio em pequenos domínios locais, incluindo, além de caulinite e gibsite, proporções elevadas de minerais mais complexos como ilite, vermiculite, interestratificados (CHESWORTH 1973, 1975).

Segundo CHESWORTH (1977) as sequências de associações minerais durante a meteorização dependem mais das variações nas composições globais do que da respectiva estabilidade mineral, pois a meteorização actua num sistema aberto, orientando o sentido da evolução dos produtos função da proporção, e do tipo de elementos removidos. Aquele autor discute a evolução dum solo no sector do sistema  $\text{SiO}_2$  -  $\text{AlOOH}$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{H}_2\text{O}$ , a  $25^\circ\text{C}$  e pressão total de 1 atmosfera.

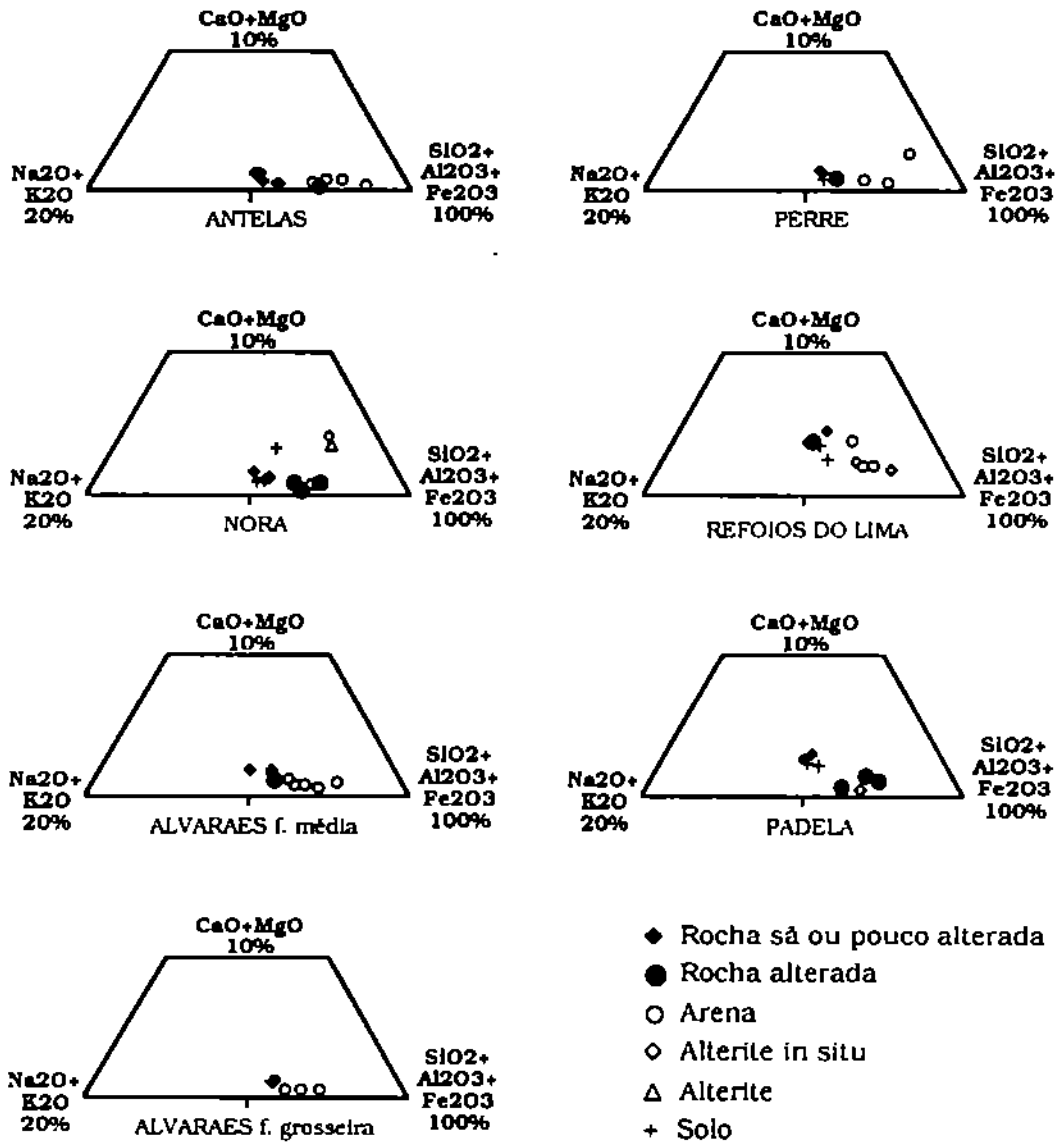


Fig.III.24 - Distribuição das amostras função dos componentes  $\text{CaO}+\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (CHESWORTH 1975; 1977; modificado).

(fig.III.25a), em condições aplicáveis às do último estágio de meteorização, ou seja a projecção deste sistema a partir do vértice água sobre a base do tetraedro (CHESWORTH 1975;1977), figura III.25b.

Nestas condições ocorrem como minerais individualmente estáveis quartzo, caulinite, gibsite e goethite, em associações de dois minerais (quartzo-goethite, quartzo-caulinite, caulinite-gibsite e gibsite-goethite), ou como associações de três minerais (quartzo-goethite-caulinite e gibsite-goethite-caulinite), formando-se em todos os casos água como fase livre. São possíveis seis sequências de mobilização, assinaladas na figura III.25b, às quais correspondem associações minerais que permanecem estáveis nas condições prevalentes à superfície terrestre.

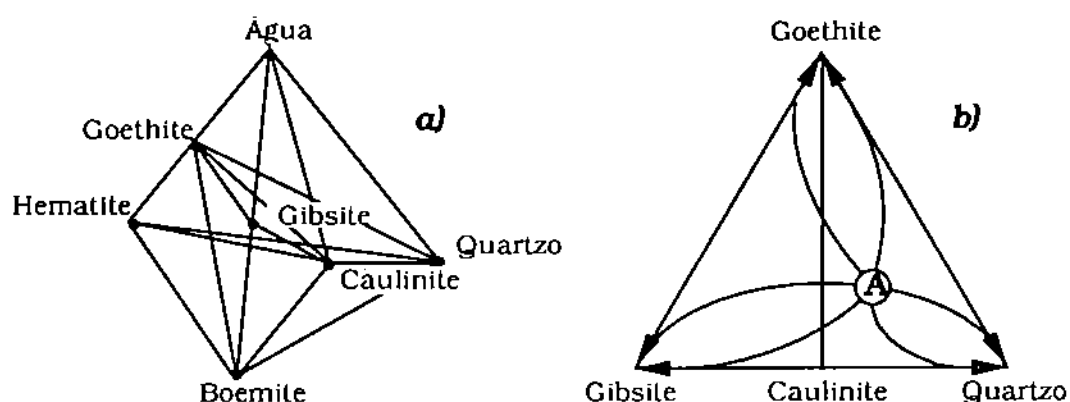


Fig.III.25 - a) Sistema  $\text{SiO}_2$  -  $\text{AlOOH}$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{H}_2\text{O}$ , a  $25^\circ\text{C}$  e pressão total de 1 atmosfera, e b) sequências de mobilização possíveis dum solo simples, na projecção do mesmo sistema a partir do vértice água sobre a base do tetraedro (CHESWORTH 1975; 1977).

Embora os materiais dos perfis estudados não se distribuam todos na última etapa de meteorização, como se verificou anteriormente, foram projectados neste sistema para identificação da sequência de mobilidade entre os óxidos do sistema residual. Verifica-se (fig.III.26) que a tendência geral se identifica com a sequência  $\text{SiO}_2 > (\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3)$ .

Os solos relativamente a estes óxidos colocam-se em etapas mais distantes da composição inicial, correspondem neste sentido a estádios mais avançados de meteorização.

### 3.2.4 - Diagrama de Kronberg e Nesbitt

KRONBERG e NESBITT (1981) propuseram, para quantificação da meteorização, um diagrama baseado na observação generalizada de que os teores de Na, Mg, K e Ca tendem a diminuir durante este processo, resultando daí um solo cada vez menos complexo à medida que se acumulam óxidos de Si e Al.

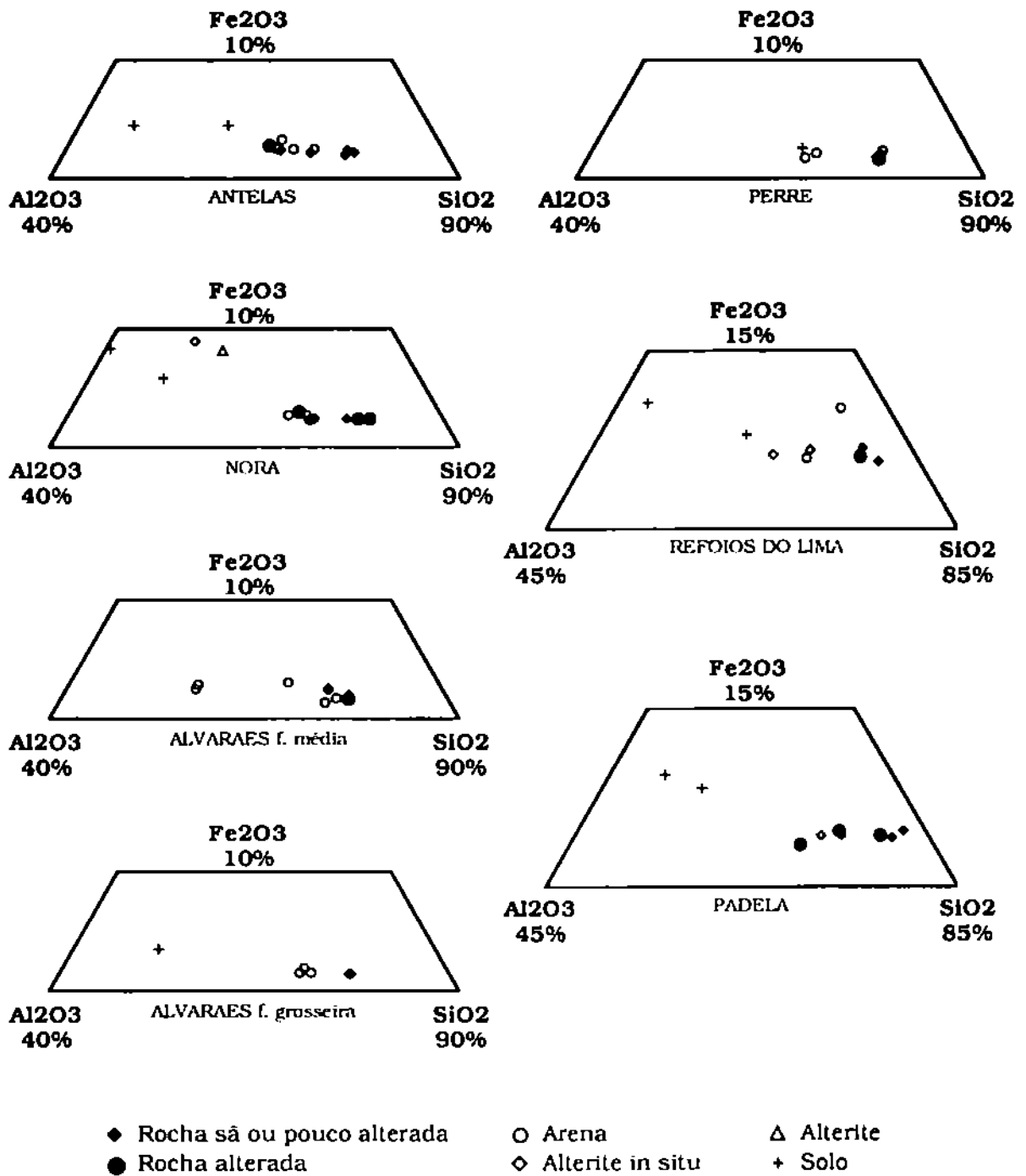


Fig.III.26 - Distribuição das amostras no diagrama resultante da projecção, a partir do vértice água, sobre a base do tetraedro do sistema  $\text{SiO}_2 - \text{AlOOH} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$  (CHESWORTH 1977).

O diagrama resume-se à projecção de relações molares que mostram em ordenadas a alteração dos feldspatos, expressa na razão

$$\frac{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

e, em abcissas, a acumulação de óxidos de Si e Al quantificada na relação

$$\frac{\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

Neste diagrama os minerais primários projectam-se na parte superior, os minerais de argila complexos abaixo daqueles e os minerais residuais contendo óxidos de Al e Si em ordenada 0, nos pontos de abcissa entre 0 (gibbsite) e 1 (quartzo). A curva teórica de meteorização prevê que com a remoção gradual dos elementos mais móveis e génese de minerais cauliniticos os materiais ocuparão sucessivamente posições inferiores nas ordenadas, dividindo o diagrama em dois domínios: do lado esquerdo coloca-se o domínio de meteorização química continental o qual promoverá a degradação dos minerais cauliniticos gerando enriquecimento de óxidos de Al, como a gibbsite; no sentido oposto evidencia-se a acção de processos de meteorização física, ocorrendo concentração de óxidos de Si, quartzo, por lixiviação dos minerais de argila. Os autores deste diagrama, de análise global da meteorização, salientam ainda que a actuação simultânea das duas tendências, meteorização química e física, incute desvios, relativamente ao trajecto teórico previsto, nas posições dos respectivos produtos, sendo a última directamente dependente das propriedades físicas dos materiais, tais como a porosidade e permeabilidade.

Aplicando este diagrama aos materiais em estudo obtêm-se a disposição presente na figura III.27. As amostras de rocha sã ou pouco alterada projectam-se na região prevista por aqueles autores para rochas de composição semelhante, desenhando conjuntamente com as rochas alteradas, arenas e todas as alterites um trajecto paralelo colocado à direita da linha teórica, evidenciando deste modo meteorização condicionada por processos físicos. Os solos colocam-se preferencialmente à esquerda da curva, domínio de meteorização química, devido ao aumento relativo em alumínio e entre o domínio dos minerais primários (feldspatos, biotite) e o domínio moscovite - minerais de argila complexos, porque a degradação dos feldspatos é inferior à apresentada pela maioria das arenas e alterites. Estes resultados, próximos dos obtidos pelo índice de Parker e diagramas de Chesworth, mostram que os perfis estudados representam estádios típicos de meteorização intermédia, em evolução para um sistema residual rico em minerais cauliniticos.

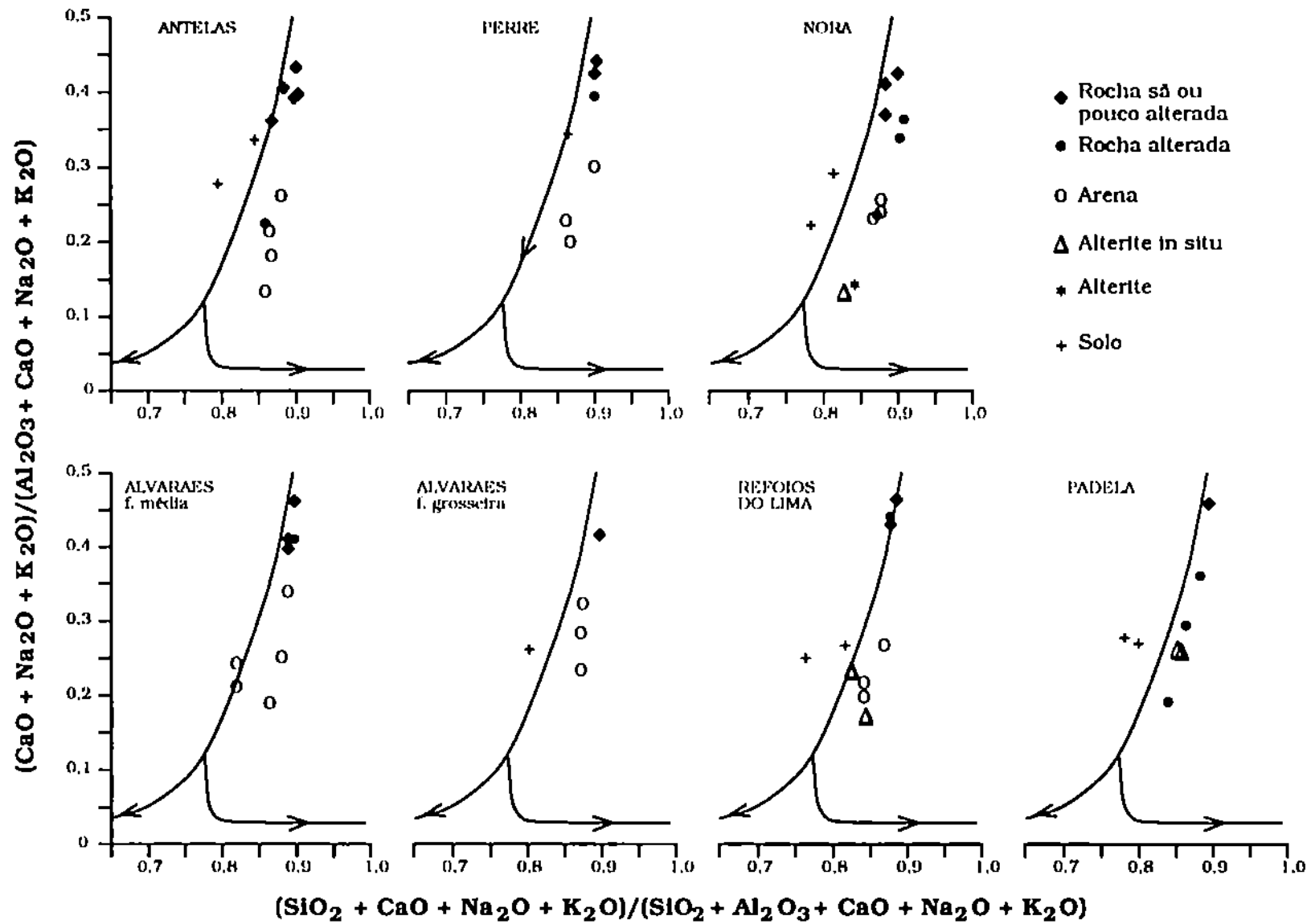


Fig. III.27 - Evolução da meteorização segundo o diagrama de KRONBERG e NESBITT (1981).



### 3.3 - RESUMO

Nas rochas graníticas estudadas a degradação tem o maior implemento inicial nos estádios macroscopicamente designados como arena (a maioria dos casos estudados) e nalgumas rochas alteradas, nas quais se verifica o seguinte:

- diminuição acentuada da densidade;
- destruição quase completa das plagioclases, acompanhada de destruição parcial, variável, dos feldspatos alcalinos;
- geoquímicamente estas modificações são acompanhadas de perdas elevadas em óxidos de Ca, Na, alguma diminuição de Si, e hidratação.

Nas etapas mais degradadas acentuam-se as perdas relativas à destruição dos feldspatos e de algumas micas, sendo mais sensíveis as bióttites; deste modo, o quartzo permanece ao longo do perfil, aumentando a sua proporção, relativamente aos restantes minerais primários, da rocha sã até ao solo.

A meteorização apresentada por estas rochas resulta de processos acentuadamente físicos; a maioria dos produtos de meteorização representam estádios de meteorização intermédia, em evolução para um sistema residual rico em minerais cauliniticos, posicionando-se os solos nas etapas geoquímicas mais próximas da rocha inicial. O comportamento geoquímico destas formações superficiais, os solos, deve-se ao facto de possuírem um conteúdo em feldspatos próximo do da rocha sã; no entanto, relativamente aos óxidos do sistema residual, os solos são as etapas que menos sílica possuem. Admite-se que a presença de feldspatos nos solos seja grande parte de proveniência coluvial, relacionada com a desagregação aérea dos núcleos rochosos mais frescos aflorantes na vertente; a origem alóctona de grande parte dos componentes destes solos é frequentemente detectada macroscopicamente.

No sistema residual a maior mobilidade é apresentada pelo  $\text{SiO}_2$ , seguido na maioria dos casos pelo  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , permanecendo a alumina como o óxido menos móvel.

#### 4 - OS PRODUTOS DE METEORIZAÇÃO NOS INTERFLÚVIOS

Um dos mecanismos principais de alteração dos silicatos é a sua hidrólise. Esta depende de inúmeros factores que influenciam a capacidade das rochas em reter a água percolante, o quimismo e a reactividade desta, não esquecendo o papel fundamental do tempo em que estas permanecem em contacto com os minerais. Por outro lado os minerais primários não atingem simultaneamente o mesmo estado de alteração, mesmo quando sujeitos às mesmas condições, facto salientado por GOLDICH (1938). Segundo TARDY (1969) e PAQUET (1970) a alteração diferencial dos minerais depende também do produto final de alteração imposto pelas condições do meio que no caso dum meio lixiviante serão a caulinite e a gibsite. A combinação destes mecanismos explica que as etapas mais lixiviadas, na sequência de minerais secundários, sejam mais facilmente atingidas pelos minerais primários com maior velocidade de alteração (TARDY, 1969).

Do conjunto de minerais primários mais abundantes disponíveis nas rochas dos interflúvios, a sequência de vulnerabilidade é, por ordem decrescente: feldspatos calco-sódicos, feldspatos potássicos, biotites, moscovites, quartzo; esta ordem segue a tendência frequentemente descrita para a meteorização destas litologias sob condições lixiviantes (BASSET 1960; TARDY 1969; PAQUET 1970; GARDNER 1972; DEJOU *et al.* 1972; NOVIKOFF *et al.* 1972; SCHNITZER e KODAMA 1976; ANAND *et al.* 1985; PATINO *et al.* 1985; PENVEN *et al.* 1983; VAZQUEZ 1981).

A forte pluviosidade e a topografia acidentada da região, favorecem a drenagem interna dos afloramentos, e conseqüente diluição das soluções que nas fases iniciais de alteração dos aluminosilicatos exportam rapidamente os alcális e alcalino-terrosos; nestas condições cristaliza gibsite, nos microdomínios bem drenados quer dos grãos de feldspato quer de mica. Embora a formação de gibsite seja muitas vezes considerada indicador de hidrólise total (WILSON, 1966; TARDY 1969; PAQUET 1970; DEJOU *et al.* 1972; GARDNER 1972, 1983; NOVIKOFF *et al.* 1972; GILKES e SUDDHIPRAKARN 1979; NAHON e BOCQUIER 1983; CLEAVES 1983; ANAND *et al.* 1985; PATINO *et al.* 1985), o aparecimento deste mineral nos materiais estudados está relacionado com uma pseudo-alitização precoce nos mecanismos de hidrólise parcial dominantes nesta região. A sua presença foi observada em litologias e estádios de meteorização semelhantes, noutros sectores do Minho e na vizinha região da Galiza (BRAGA e PAQUET 1986; BRAGA 1988; FURTADO 1973; HERMO e VAZQUEZ 1983; MADEIRA e FURTADO 1983; PEREIRA 1984; VAZQUEZ 1981; VAZQUEZ *et al.* 1981).

O primeiro ataque químico favorece a microdivisão das rochas que faz aumentar consideravelmente a superfície de exposição dos grãos às soluções percolantes.

Nos materiais estudados os feldspatos degradam-se mais rapidamente que as micas; a este facto se devem as perdas globais muito elevadas em Ca, Na e grande parte do K; simultaneamente nas biotites pode ocorrer alguma saída do  $\text{Fe}^{2+}$ , o qual em meio oxidante forma goethite. Nos materiais em alteração, a saída destes iões é compensada pela aquisição de iões hidratados, responsáveis pela expansão das estruturas filossilicatadas e pela formação dum complexo feldspato- $\text{H}^+$  em redor de núcleos de feldspato já com grandes perdas (45 a 65%) em  $\text{Na}_2\text{O}$  (e 3 a 9% de perda em  $\text{K}_2\text{O}$ ). (BASSET 1960; GARDNER 1983; TIETZ 1987). Fisicamente regista-se forte redução da densidade, aumento da microfracturação e desagregação dos materiais.

Nos feldspatos a perda em sílica só é significativa quando cerca de metade dos alcális forem removidos, geralmente sob condições de elevada pluviosidade e grande circulação da água subterrânea, ocorrendo então a sua caulinitização (GARDNER 1983; STEINMANN *et al.* 1994), geralmente anterior à das micas.

A caulinitização da biotite não implica necessariamente a formação duma estrutura intermédia (PAQUET, 1970; HARRIS *et al.*, 1985; BANFIELD e EGGLETON, 1988; BRAGA 1988), ou se esta ocorrer pode representar uma etapa muito fugaz (NOVIKOFF *et al.*, 1972). Nas arenas graníticas da bacia do rio Cávado as biotites sofrem lixiviação do  $\text{K}^+$  interlamelar e  $\text{Mg}^{2+}$  octaédrico, acompanhado da oxidação do Fe, ocupando o Al os vazios octaédricos, deixados pelo  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$  (BRAGA 1988). No entanto, a saída do  $\text{K}^+$  interlamelar depende, além da composição da mica, da sua concentração na solução percolante (HODA e HOOD 1972; STOCH e SIKORA 1976). É a quantidade de  $\text{K}^+$  e  $\text{Al}^{3+}$  disponível na solução que rege o aparecimento ou não de estruturas intermédias (STOCH e SIKORA 1976). Concentrações elevadas nestes iões permitem a substituição do  $\text{Mg}^+$  e depois do  $\text{Fe}^{2+}$  por  $\text{Al}^{3+}$ , gerando mica dioctaédrica sucessivamente mais deficitária em ferro, da qual finalmente é removido o  $\text{K}^+$  quando se forma a caulinite; mas, se a razão  $\text{K}^+/\text{H}^+$  é baixa então a biotite meteoriza directamente em caulinite (KITRICK 1973; OJANUGA 1973; STOCH e SIKORA 1976). Por esta razão a drenagem interna dirige o trajecto de meteorização, controlando o aparecimento e a duração das etapas de transição (interestratificados e vermiculite). Nas biotites das arenas na bacia do rio Cávado, BRAGA (1988) detectou três trajectos de meteorização que se recordam em seguida:

- sob meteorização gradual a biotite degrada-se em interestratificados, vermiculite, caulinite, gibbsite;

- no caso de meteorização intensa a degradação é directa, sem estruturas intermédias, em caulinite e gibsite;

- quando muito intensa forma-se gibsite, geralmente nos estádios iniciais de meteorização do granito.

No caso das moscovites a degradação é menos acentuada; esta resistência é devido ao facto de que o potássio pode ser removido sem provocar destruição da estrutura (SCOTT e REED 1964)

O aparecimento de plasma argiloso durante a meteorização das rochas tem um papel inibidor, pois na maioria das vezes dificulta a drenagem nos micrositios. Nos primeiros estádios de meteorização a drenagem granular é mais eficaz, eliminando rapidamente os iões incluindo o silício, ocorrendo então a formação de gibsite; quando se inicia a caulinitização dos feldspatos é fornecida à solução sílica que, devido à sua fraca solubilidade, nos micrositios mal drenados se recombinará com alumina. Assim o perfil de meteorização é um somatório de microambientes, geoquimicamente sistemas abertos e fechados, influenciando a velocidade de dissolução dos minerais e as associações minerais resultantes.

Os índices e diagramas utilizados para avaliação da intensidade de meteorização (item 3, deste capítulo), especialmente o índice de PARKER (1970), diagramas de CHESWORTH (1973, 1977) e KRONBERG e NESBITT (1981) ilustram a sequência de mobilidade e degradação mineral nas formações estudadas; a saída dos iões alcalinos e alcalino-terrosos é seguida pela remoção mais lenta de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , enriquecendo o sistema residual em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

A meteorização recente observada nos interflúvios produziu formações superficiais que representam estádios de meteorização intermédia, desenvolvidos por hidrólise parcial, nos quais os mecanismos orientam a meteorização para um sistema residual caulinitico; a alteração é esquelética, contendo um leque diversificado de minerais secundários, alguns metaestáveis. Este tipo de meteorização enquadra-se na arenização observada noutros sectores do Minho e Galiza (CELORIO *et al* 1983; VAZQUEZ 1981; MADEIRA e FURTADO 1983; BRAGA 1988; BRAGA *et al* 1990; ROMERO *et al* 1992).

A presença de alterites com um leque menos diversificado de minerais, maior conteúdo argiloso e fossilizados por depósitos fluviais antigos, deve-se a condições climáticas mais favoráveis à meteorização química; foram identificadas paleoalterações semelhantes na bacia do Cávado (BRAGA 1988), noutros locais do norte do país (BARBOSA 1983-1985) incluindo na bacia do rio Minho e Galiza (VAUDOUR 1974; SERRANO 1982, CELORIO *et al* 1983; LORITE *et al* 1983; GEY *et al* 1992; GEY e GARCIA 1993).

# CAPÍTULO IV

## CONCLUSÕES

Os resultados e interpretações, apresentados nos capítulos II (depósitos fluviais na bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães) e III (materiais disponíveis), salientaram aspectos geneticamente úteis para o conhecimento da evolução desta região minhota durante o Plio-Quaternário.

Neste capítulo final serão tratados os seguintes assuntos: reconstituição do quadro paleoclimático, proposta cronológica contemplando quer a instalação dos vários depósitos fluviais entre si quer relativamente aos processos de meteorização e por fim o enquadramento à escala regional.

### 1 - O REGISTO PALEOCLIMÁTICO

#### 1.1 - METEORIZAÇÃO E CLIMA RECENTES

O estudo das formações superficiais nos interflúvios desta região, (capítulo III) permitiu identificar os produtos de meteorização gerados sobre as litologias aqui dominantes (rochas graníticas e metassedimentos). Esta informação será comparada com a composição dos depósitos fluviais, de modo a inferir sobre as tendências paleoclimáticas prevaletentes na região durante o Plio-Quaternário.

Nas rochas graníticas verificou-se que os mecanismos de meteorização dominantes atingiram prioritariamente as plagioclases mais cálcicas (de composição oligoclase), quase totalmente ausentes em muitas arenas e alterites *in situ*, tendo a albite e os feldspatos potássicos resistido; somente nalgumas arenas desenvolvidas em condições geomorfológicas particulares (a maioria localizadas sob depósitos fluviais) estes minerais foram destruídos (fig.III.3, III.5). Os solos são formações na maioria dos casos alóctones ou com grande contributo alóctone, contendo frequentemente grãos de feldspatos e grande quantidade de filossilicatos, representando assim um estágio de degradação intermédio.

Nos metassedimentos, predominantemente micaxistos e quartzomicaxistos (fig.III.13), o avanço da alteração revela-se mais heterogéneo que nos granitos; o facto de serem rochas foliadas, permite trajectos preferenciais de meteorização.

sendo frequentes faixas muito degradadas intercalando outras de aparência fresca. Na base dos depósitos mais antigos, verifica-se que estas apresentam maior degradação e homogeneidade da frente de alteração, diminuindo tal como nas rochas graníticas com a profundidade.

Em síntese, observam-se no manto de alteração das rochas graníticas e metassedimentos silúricos materiais com elevado conteúdo em quartzo, micas e, relativamente às primeiras, feldspatos. No plasma identificam-se caulinite, goethite, gibsite, illite, vermiculite e interestratificados do tipo (10-14v), (fig.III.7, III.8, III.9 e III.14).

A alteração que se observa nesta região caracteriza-se por elevada proporção de esqueleto, incluindo minerais primários alteráveis, dominando sobre a quantidade de plasma, situação comum em regiões temperadas (PÉDRO 1979, 1984); no plasma ocorrem minerais herdados e de transformação tal como nas restantes regiões da Europa, e ainda minerais de neoformação, gibsite e caulinite, geralmente muito abundantes em regiões quentes (*op. citat.*). Geoquimicamente as formações superficiais mínhotas (fig.III.21, III.22, III.24, III.26, e III.27) representam estádios de meteorização intermédia em evolução para um sistema residual rico em minerais cauliniticos (CHESWORTH 1975 e 1977; KRONBERG e NESBITT 1981).

O clima da região Minho, assim como na vizinha Galiza, é temperado húmido a superhúmido, com forte pluviosidade e moderada falta de água no Verão (MORAIS 1950, 1966; DAVEAU 1977, 1980; CUNHA *et al.* 1980). A pluviosidade junto da costa é superior a 1200mm, aumentando para o interior com a altitude, atingindo aí valores próximos de 3000mm (*op. citat.*). A temperatura anual média varia entre 14 a 16°C, na maior parte das zonas do sector estudado, sendo nos locais mais elevados um pouco mais baixa, entre 12 e 14°C (*op. citat.*). Aliado ao facto da temperatura anual média ser superior à das regiões temperadas a norte, a elevada pluviosidade reforça a acção de lixiviação, permitindo que os processos de meteorização sejam mais intensos do que os habitualmente observados nas zonas temperadas. Os mecanismos de meteorização dominantes nesta área estendem-se a todo o Minho (MADEIRA e FURTADO 1983; BRAGA 1988; BRAGA *et al.* 1990), assim como à Galiza (MACÍAS e ANTA 1992), individualizando esta região da Península Ibérica como um domínio de transição, entre as zonas de meteorização temperadas e subtropicais (BRAGA *et al.* 1990; MACÍAS e ANTA 1992).

## 1.2 - OS SEDIMENTOS FLUVIAIS

A composição sedimentar dos depósitos foi descrita no capítulo II; serão aqui sumariamente recordadas as informações que elucidem sobre a intensidade dos processos de meteorização física e química, quer nas litologias de origem quer durante as etapas de sedimentogénese.

### 1.2.1 - Litologia dos clastos grosseiros

O quartzo é praticamente a única composição presente nos clastos da fracção grosseira (>16mm) dos depósitos de Alvarães; nos depósitos da bacia do rio Lima o conteúdo em rochas de composição siliciosa é, em quase todas as amostras, superior a 70%, sendo a maioria quartzo (fig.II.21 e II.22). Estes espectros litológicos contrastam com a abundância relativa observada entre as litologias aflorantes na região, rochas graníticas, micaxistos e quartzomíxistos.

Quando no capítulo II se projectaram estas composições no diagrama de DAL CIN (1968), figura II.29, verificou-se que a maioria das amostras ocupava o domínio assinalado como quente-húmido (somente duas se colocaram no domínio temperado).

Segundo DAL CIN (1968), e de certo modo na sequência das ideias já expressas por CAILLEUX e TRICART (1959), uma concentração em quartzo tão elevada resulta da decomposição dos minerais mais vulneráveis, promovendo a desagregação física dos clastos de composição granítica e metamórfica, restando as partículas de constituição mais quartzosa nas maiores dimensões. As situações em que os sedimentos se projectam acima do limite temperado-quente húmido, são na opinião daqueles autores as mais fáceis de identificar, pois não oferecem quaisquer dúvidas; a designação quente-húmido é aqui utilizada como sinónimo de condições climáticas semelhantes às que se observam na região equatorial (Gabão, Guiana, Brasil, etc), onde além da temperatura e humidade a acção química é favorecida pela exuberante cobertura vegetal (DAL CIN 1968). No entanto, a maioria dos depósitos da bacia do rio Lima contem clastos multigranulares grosseiros, de composição quartzosa (agrupados nos quadros com a designação QzQt.G) mostrando desgaste por transporte fluvial; se admitirmos um regime climático semelhante ao equatorial típico, não teria a acção de meteorização fragilizado estes clastos, desagregando-se durante o seu transporte?

### 1.2.2 - Composição mineral das areias

Na matriz dos cascalhos e restantes unidades arenosas os constituintes minerais maioritários são:

- na fracção leve o quartzo associado a micas (moscovite e biotite);
- na fracção densa principalmente turmalina+andalusite, sendo muito frequentes zircão, óxidos de titânio (principalmente anátase e algum rútilo), cassiterite, estauroilite, alguma sillmanite e granada (fig.II.30 e II.32); excluindo a andalusite, a frequência em minerais alteráveis é inferior a 10% nos depósitos mais antigos, Capareiros-Anha (de Alvarães), enquanto na maioria dos restantes depósitos é ligeiramente superior (15%).

No cômputo geral, os minerais presentes na fracção areia representam somente uma parte das espécies presentes nas litologias das áreas fornecedoras, denotando a intervenção de processos de meteorização, predominantemente química, responsáveis pela ausência de minerais alteráveis abundantes nas rochas fonte, como sejam os feldspatos [somente muito frequentes nos depósitos de Santa Comba-Ponte de Lima (4.PL), e em Arcozelo (5.PL)].

### 1.2.3 - Minerais dominantes na dimensão argila

No item 2.3.2 do capítulo II descreveram-se as associações minerais na dimensão inferior a 2µm destes sedimentos, tendo-se reconhecido a existência de depósitos cauliniticos, caracterizados pela associação caulinite + illite ± goethite, presente na maioria dos depósitos fluviais, nos quais a composição dos clastos grosseiros é predominantemente siliciosa (fig.IV.4, IV.5, IV.6 e IV.7). Nestes depósitos de terraços a quantidade de caulinite ultrapassa a de illite. Existe, assim, predomínio de argila relativamente pobre em sílica, tendo sido herdada algures das vertentes onde foi produzida por neoformação.

Os restantes depósitos possuem gibsite, por vezes dominante, associada a illite, caulinite, goethite, e por vezes ainda vermiculite e interestratificados irregulares do tipo (10-14v), reconhecendo-se duas situações genéticas distintas. Naqueles em que os clastos são predominantemente siliciosos, esta associação ocorre frequentemente na parte superior do afloramento, e/ou nas unidades mais permeáveis, estando ausente nos estratos mais impermeáveis do mesmo afloramento (quadros em anexo ao capítulo II; fig.IV.4, IV.5, IV.6 e IV.7), cuja composição é idêntica à anteriormente descrita (quadros em anexo ao capítulo II). Neste caso as unidades argilosas conservam a mineralogia deposicional, tendo



ocorrido alteração nas restantes, na dependência dos processos pedogénicos a que os afloramentos foram sujeitos. Relativamente aos depósitos com clastos de rochas alteráveis, verifica-se que em alguns deles ocorrem também feldspatos (incluem-se aqui os depósitos cuja fracção grosseira no diagrama da figura II.29 se projecta no domínio temperado). Esta associação mineral enquadra-se num quadro de meteorização menos eficaz, revelando grande semelhança com a composição observada na dimensão argila das formações superficiais recordada no item 1.1.1 deste capítulo, figura IV.10.

O mecanismo principal de alteração dos minerais é a hidrólise, cuja acção depende de factores locais, principalmente da litologia em alteração e condições de drenagem bem como do clima (DUCHAUFOR 1979); o calor e humidade permanentes favorecem a hidrólise dos minerais, enquanto que o frio e humidade provocam uma aceleração da alteração por acidólise e complexólise (BONNEAU 1979).

O regime climático activo durante a génese dos detritos caulíniticos favoreceu a hidrólise parcial dos minerais primários, de forma intensa, gerando a caulinite e goethite (PEDRO 1979). A goethite resulta de cristalização lenta em presença da matéria orgânica complexante, à medida que esta se degrada, e domina nos meios húmidos com pedoclimas pouco contrastados, quer sejam temperados quer intertropicais (GUILLET e SOUCHIER 1979). A sua frequente associação nos sedimentos finos destes depósitos confere-lhes uma coloração ocre, lembrando a rubefacção presente nos solos ferruginosos tropicais (*op. citat.*). É provável que estes detritos tenham sido gerados em condições de boa drenagem, sob temperatura relativamente elevada e grande humidade, características climáticas que favorecem a neoformação dos minerais de argila.

Nos depósitos onde são frequentes clastos de rochas alteráveis, alguns contendo na matriz feldspatos, a dimensão inferior a  $2\mu\text{m}$  apresenta maior variedade mineral [illite, vermiculite, interestratificados (10-14v), caulinite, gibbsite e goethite], realçando o carácter menos simplificador dos mecanismos de alteração nas vertentes de origem. Esta associação de minerais é comum em climas temperados, onde a hidrólise é progressiva e a maioria das vezes incompleta (DUCHAUFOR 1979; BONNEAU e SOUCHIER 1979); ela é semelhante à das formações superficiais estudadas, considerando-se que seja um indicador da perda de reactividade climática regional.

### 1.2.4 - Efeitos diagenéticos sobre grãos de quartzo

O sinal de alerta sobre a existência de efeitos diagenéticos foi dado pelo aspecto cariado e fragilizado observado nos clastos multigranulares grosseiros, de composição quartzosa (QzQt.G), reconhecido durante o estudo da fracção grosseira. Este aspecto foi também observado em sedimentos do rio Minho, facto que conduziu ao trabalho realizado por PEREIRA e ALVES (1993), sobre exoscopia dos grãos de quartzo destes sedimentos fluviais (rio Minho, rio Lima e Alvarães).

A resistência química do quartzo aos processos de meteorização deve-se à elevada energia de ligação Si-O-Si, que torna lenta a sua dissolução-precipitação (KARATHANASIS 1989); esta aumenta em ambientes quentes e húmidos, tal como na presença de moléculas orgânicas e alumina, sendo a velocidade de evacuação da sílica dos ambientes granulares controlada pelas características de drenagem a esta escala (CROOK 1968; MARGOLIS 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; PYE 1983). Deste modo a profundidade e distribuição das características exoscópicas podem ser utilizadas como indicadores de condições geoquímicas (CROOK 1968; MARGOLIS 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; PYE 1983).

Das marcas exoscópicas observadas, de origem mecânica/química, as mais interessantes sob o ponto de vista diagenético são as que resultam de acções desenvolvidas durante a última imobilização.

Observados sob fraca ampliação, os grãos do enchimento fluvial de Alvarães, amostras dos perfis 15.ALV (Chasqueira) e 22.VC (Vila Fria), têm aspecto exterior fosco devido à dissolução química, (fig.IV.1 fotos a, b, c1, c2). Alguns parecem libertar um invólucro escamoso parcial ou totalmente destacado (fig.IV.1 foto b - parte inferior esquerda do grão), expondo o "núcleo" densamente coberto por pequenos triângulos, canais e fendas de dissolução (fig.IV.1 foto b - na superfície do grão em posição perpendicular à anterior, parte central da fotografia); este aspecto lembra, embora com menor expressão, a escamação superficial em grãos provenientes de ambientes quentes e húmidos (KRINSLEY e DOORNKAMP 1973). Ao aspecto de dissolução generalizada (fig.IV.1 fotos d, e) associa-se geralmente alguma precipitação de sílica, como glóbulos siliciosos dispersos (fig.IV.1 foto f). No entanto, os efeitos de dissolução são dominantes relativamente aos de precipitação; geram-se na dependência de marcas mecânicas, geralmente resultantes do transporte aquático, adquirindo morfologia e profundidade variáveis. O ataque químico intenso, traduzido pelo alargamento e aprofundamento de centípedes, crescentes e "Vs", assim como de outras fraquezas estruturais, resultantes quer da abrasão quer herdadas das etapas de cristalização nas rochas ígneas (KRINSLEY e

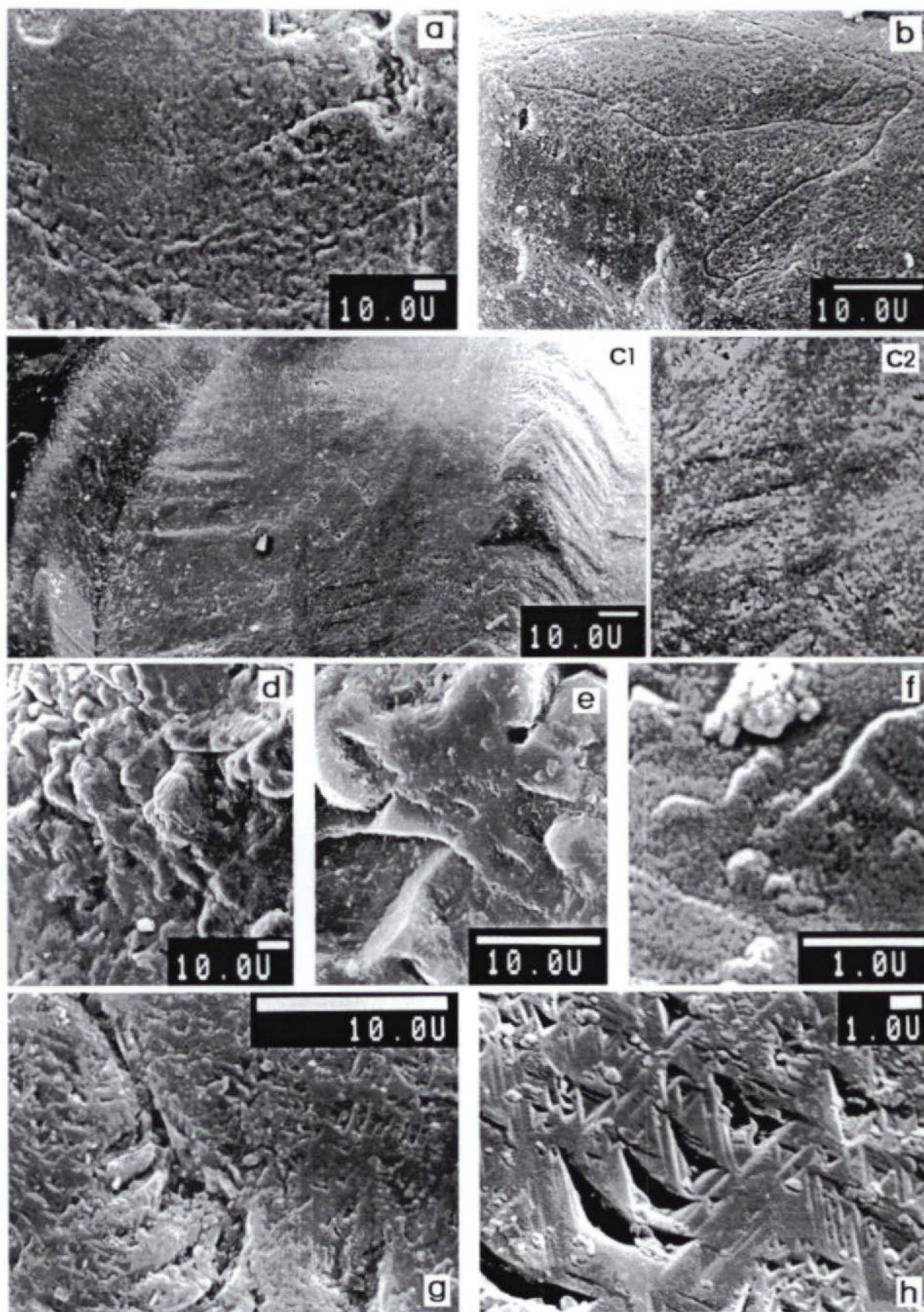


Fig.IV.1 - Marcas exoscópicas em grãos de quartzo, dos depósitos fluviais de Alvarães (T1). (C2 - pormenor de C1 ampliado 2x; e, f - ampliações do grão fotografado em d).

DOORNKAMP 1973; RIBAUT 1977; MANKER e PONDER 1978; VEBLEN *et al.* 1981), permite frequentemente a coalescências destas marcas (fig.IV.1 foto g). Quando são atingidas as partes mais profundas do grão e deste modo o quartzo cristalino, àquelas marcas associam-se outras de geometria característica (MARGOLIS 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973), ou seja, figuras de dissolução geométricas (triângulos e rectângulos) com lados geralmente alinhados paralelamente, por vezes com desenvolvimento em profundidade criando depressões concêntricas telescópicas (fig.IV.1 fotos g, h).

Os aspectos descritos sugerem imobilização longa em ambientes de elevada energia química, quentes e húmidos, com evacuação moderada de sílica (CROOK 1968; MARGOLIS 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; PYE 1983). A profundidade dos efeitos químicos de dissolução aumenta naqueles grãos que se encontram mais próximo da superfície, em consequência das características geomorfológicas inerentes à localização destes sedimentos, sendo por isso melhor drenadas as unidades superficiais (PEREIRA e ALVES 1993).

Nos grãos dos depósitos de Pregosa (Estorãos: 8.PL) e Deão (36.GL), dos terraços fluviais T3 da bacia do rio Lima, também dominam os efeitos exoscópicos gerados por intensa acção química (depressões geométricas de dissolução química e neogêneses). Os grãos de quartzo provenientes do depósito de Deão reflectem transporte em meio fluvial de maior energia (relativamente aos de Pregosa), do qual resultaram arrancamentos, fragilização de arestas e amorfização das partes mais salientes. A dissolução química é intensa em toda a superfície do grão (fig.IV.2), tendo removido a maioria da sílica amorfizada, atingindo o quartzo cristalino (fig.IV.2 fotos a, e). As figuras de dissolução geométricas, de contornos muito nítidos, ocorrem também sobre as neogêneses de quartzo (herdadas), observando-se muitas suturas químicas na superfície dos grãos (fig.IV.2).

As marcas observadas nestes sedimentos sugerem imobilização em condições semelhantes às dos depósitos de Alvarães, evidenciando somente maior facilidade na evacuação da sílica.

As características exoscópicas dos grãos do depósito de terraço T4, situado em Santa Comba (Ponte de Lima: 4.PL), contrastam com as descritas anteriormente (fig.IV.3). Nestes grãos abundam as fracturas expondo planos/placas de clivagem escalonados, fracturas concoidais e figuras de cisalhamento rectas e arqueadas (fig.IV.3 fotos a, b, c, d), com polimento e incipiente dissolução/precipitação de sílica (fig.IV.3 fotos e, f); ocorrem superfícies de fractura planas segundo direcções de clivagem, possuindo marcas de dissolução química (representam os planos mais profundos atingidos pela dissolução em episódios anteriores, tendo sido removidas



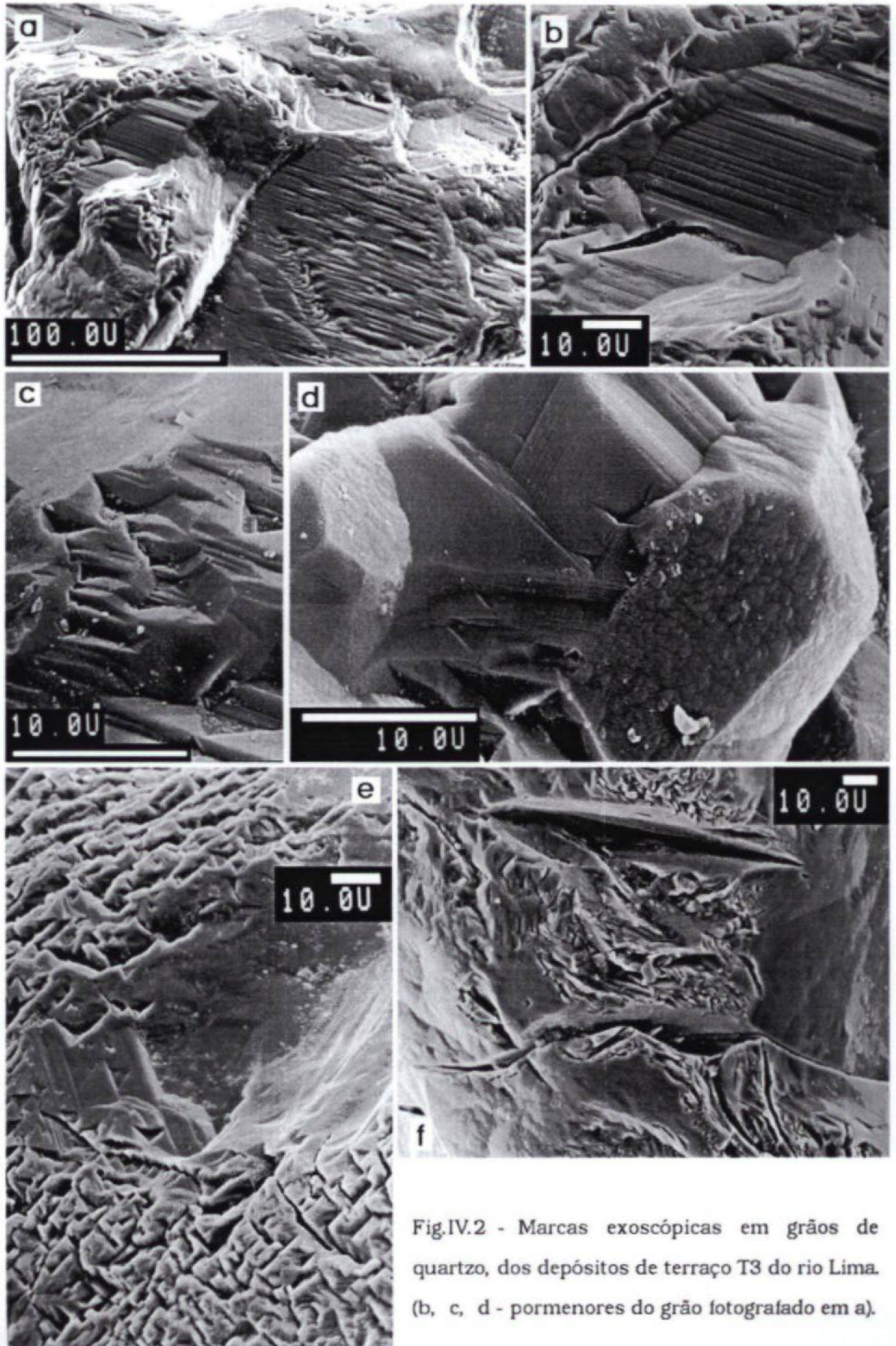


Fig.IV.2 - Marcas exoscópicas em grãos de quartzo, dos depósitos de terraço T3 do rio Lima. (b, c, d - pormenores do grão fotografado em a).



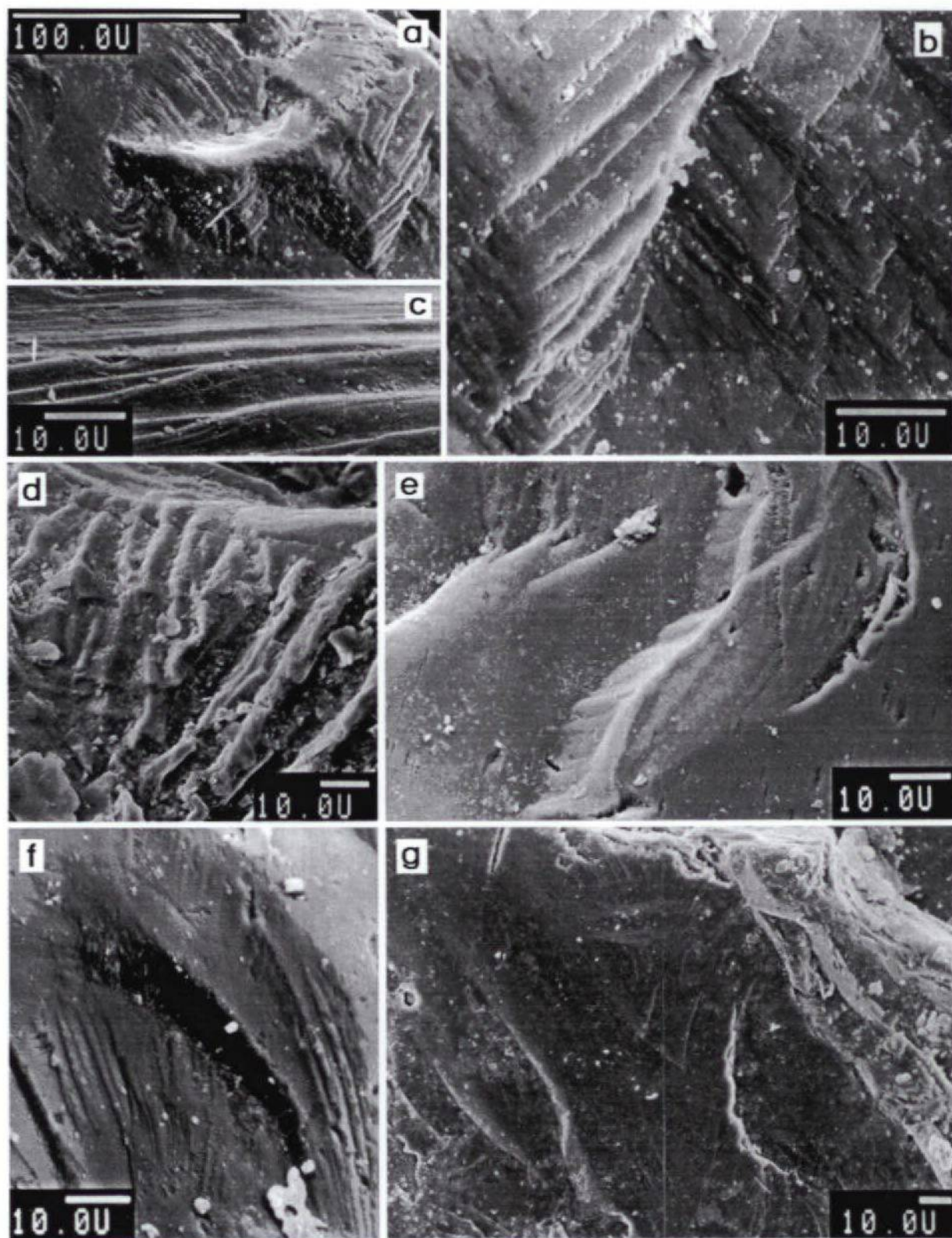


Fig.IV.3 - Marcas exoscópicas em grãos de quartzo, dos depósitos de terraço T4 do rio Lima.  
(b - pormenor do grão fotografado em a).

as zonas superiores), e perpendicularmente às clivagens originando fracturação de morfologia irregular (fig.IV.3 foto g). Nestes grãos os efeitos de dissolução profunda são herdados, apresentando as figuras geométricas contornos difusos, pois foram também suavizadas pela acção generalizada de dissolução/precipitação (fig.IV.3 foto e). Indício de menor intensidade das acções de ataque químico e remoção rápida de sílica em toda a superfície do grão (CROOK 1968; MARGOLIS 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; PYE 1983). A presença de feldspatos (não argilificados) neste depósito, indica condições de meteorização química menos favoráveis, mais frescas, que parece terem prevalecido após a deposição destes materiais. Os grãos destes depósitos mais recentes (T4) permaneceram sob condições de forte drenagem, devido às características texturais do depósito, sendo a dissolução do quartzo favorecida pela acção de agentes agressivos, alumina e moléculas orgânicas (CROOK 1968; KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; PYE 1983).

### **1.2.5 - Arrefecimento climático: ambiente periglacial?**

Recordando ainda os espectros litológicos projectados no diagrama da figura II.29, existem duas amostras que se colocam no domínio temperado (5.PL.2S e 4.PL.2S). A composição destas fracções grosseiras, rica em clastos de litologias granítica e metamórfica, resulta da acção erosiva actuando sobre a base destituída, pelo menos localmente, do manto de alteração anterior, gerado sob condições favoráveis aos processos de meteorização química.

Aquelas duas amostras parecem fazer parte do mesmo corpo sedimentar, que se estendeu algures desde Arcozelo (5.PL) até ao rio Lima, interpenetrando os seus depósitos em Santa Comba (4.PL), observando-se vestígios no trajecto intermédio (62.PL). A unidade inferior do afloramento em Faldejães (43.PL) possui uma arquitectura muito semelhante e, embora sejam mais frequentes os clastos de quartzo, crê-se que possa constituir uma parte do mesmo derrame ou doutro temporalmente muito próximo. O mesmo se supõe relativamente a outros corpos sedimentares na bacia do rio Lima: os depósitos junto de Fontão (2.PL), Lamas-Lanheses (31.GL), devem pertencer ao mesmo grupo de episódios, assim como, na margem esquerda, o de Crasto-Ponte de Lima (64.PL) e a unidade superficial amostrada em 17.PL (depósitos na Correlhã), figura II.1.

Os eventos responsáveis por estes depósitos, transportaram e acumularam partículas muito grosseiras e heterométricas, pouco desgastadas (quadros em anexo ao capítulo II) e distribuídas caoticamente na matriz. Em Faldejães (43.PL), figura II.1, estes materiais são sobrepostos por outros mais finos, areia limo-argilosa com e sem seixos estratificados; nesta acumulação a parte mais grosseira parece ter sido produzida por fluxos gravíticos, do tipo solifluxivo, com crescente

enriquecimento em água líquida, responsável pelo transporte/acumulação da parte superior.

Estas características sugerem modificações climáticas, favorecendo condições ditas resistásticas, no decurso das quais a cobertura vegetal inicial foi destruída, pelo menos parcialmente, não impedindo o escoamento superficial; nestas situações o carácter mais ou menos fluido depende directamente da proporção de água e de matriz fina (limo e argila). Climaticamente estes eventos podem surgir em ambientes variados quase sempre associados a episódios de intensa precipitação. Em condições periglaciares, o fornecimento de água em excesso resulta do degelo das neves e/ou do "permafrost"; a água de fusão impregna a massa de detritos superficial e parte do fluido excedente constitui um plano de deslizamento na base, junto do contacto com as rochas duras ou congeladas.

Quer numa situação climática quer noutra, a presença de partículas finas existente nas rochas alteradas da base e o declive da região são propícios a estes mecanismos. Mas em que condições climáticas: temperadas-húmidas ou frias na transição para o domínio periglacial?

A presença de feldspatos no depósito em Arcozelo (5.PL) e o do rio Lima localizado em Santa Comba (Ponte de Lima, 4.PL) é indicadora de meteorização química pouco eficaz, possivelmente devido à diminuição da temperatura média na região; outra informação valiosa relaciona-se com a profusão de fracturas e marcas exoscópicas associadas, observadas nos grãos de quartzo do depósito de Santa Comba (item 1.1.2.5, deste capítulo), idênticas aos aspectos contidos em grãos provenientes de ambientes fluvio-glaciares (KRINSLEY e DOORNKAMP 1973; GAUSSEN 1985). Não se considera que aquela fracturação seja indicio de acção glacial mas de dinâmica periglacial; pensa-se que estes sedimentos resultem da morfogénese fria que culminou com a glaciação nas Serras da Peneda e do Gerês (GAUSSEN 1981, 1985; FERREIRA *et al.* 1992). A ausência de indícios macroscópicos, presentes noutras áreas do Minho (CARVALHO e NUNES 1981a, 1981b; CARVALHO 1981, 1983, 1985; PEREIRA 1989; ARAÚJO 1991) e Galiza (BIROT e SOLE 1954; NONN 1966; THOMÉ 1978; MARY 1985), não abona esta correlação. No entanto, um estudo cartográfico recentemente realizado nas Serras do Gerês-Xurés (FERREIRA *et al.* 1992) refere a quase ausência de morfologia glacial típica, monotonia de manifestações periglaciares e ausência de manifestações claras de "permafrost". Segundo os mesmos autores são visíveis fundamentalmente vertentes regularizadas com escombeiras e algumas escoadas de solifluxão, essencialmente produto de dinâmica crionival; acrescentando ainda "as acções crionivais ter-se-ão limitado ao desalojamento de calhaus e blocos, prefigurados na rocha pelas redes de fractura, alargadas pela meteorização", evidenciando a pouca eficácia dos



processos de macrogelifracção. Além disso, registaram diferenças na intensidade destas manifestações, relativamente à sua distribuição quer em altitude quer segundo a orientação das vertentes, relacionadas com a exposição destas áreas ao efeito moderador dos ventos atlânticos durante o período frio (GAUSSEN 1981; FERREIRA *et al.* 1992). Estas informações são a resposta às dúvidas anteriormente expressas. A morfogénese periglacial anterior ao máximo frio foi certamente de menor intensidade; tendo-se feito sentir localmente nas regiões mais elevadas, "chegou" às restantes áreas através dos materiais dali removidos pelas águas de fusão durante os degelos.

### 1.3 - QUADRO PALEOCLIMÁTICO

As Investigações sobre meteorização de rochas, em vários ambientes climáticos, revelam indubitavelmente que entre os dois grandes domínios de meteorização, regiões tropicais e regiões temperadas, existem zonas de transição (BRAGA 1988; BRAGA *et al.* 1990; MACÍAS e ANTA 1992; ROBERT e TESSIER 1992). Mas, a intensidade de meteorização nas regiões tropicais é de facto maior que nas regiões temperadas. A diferença não será tanto num determinado tipo de mineral neoformado, mas sim na proporção de plasma relativamente ao esqueleto e na associação mineral resultante, incluindo a composição quer dos minerais primários reliquia quer a do plasma.

Em regiões quentes (temperatura média anual  $>20^{\circ}\text{C}$ ) tende a ocorrer alteração plasmogénica maciça, sendo a proporção de plasma frequentemente superior ao esqueleto (PÉDRO 1979, 1984); este é constituído por minerais primários não alteráveis, associado a minerais secundários presentes no plasma, caulinite e gíbsite, em regiões húmidas, e em regiões secas, esmeclite (*op. cit.*). Na verdade, os parâmetros climáticos, temperatura e pluviosidade, influenciam a natureza dos minerais neoformados, mas é a sua repartição anual que habitualmente identifica o regime climático e que determina o grau e tipo de alteração química, isto é, a quantidade e natureza dos minerais de argila (BARSHAD 1966; PÉDRO 1979, 1984); além destes, têm um papel importante a humidade e pressão de  $\text{CO}_2$  atmosféricos, e o ambiente pedoquímico, onde intervêm a produção de ácidos orgânicos, actividade respiratória radicular e decaimento orgânico (PÉDRO 1979, 1984; CHESWORTH 1992; ROBERT e TESSIER 1992). Esta acção pedoquímica é, segundo os autores citados, capaz de produzir uma hidrólise mais forte que a acção puramente geoquímica, pois a  $p\text{CO}_2$  no solo pode ultrapassar o dobro da atmosférica.

A utilização de designações como clima quente ou tropical, torna-se dúbia, pois incluem vários regimes climáticos, nos quais os processos de meteorização se manifestam com intensidade variada. Neste grupo climático, caracterizado por temperatura média anual elevada ( $\geq 20^{\circ}\text{C}$ ), identificam-se pelo menos três quadros de meteorização associados a clima equatorial húmido (ou tropical húmido), clima tropical semi-húmido e clima subtropical, diminuindo a intensidade dos processos de meteorização com o decréscimo em humidade. Assim, no primeiro a alteração é de tal modo forte que todos os minerais tendem para os mesmos produtos finais, óxidos e hidróxidos (TARDY 1969; DUCHAUFOR 1979), enquanto que, nos outros dois, parte dos minerais primários alteráveis (micas por exemplo) podem ser encontrados até ao topo do perfil de meteorização, quase sempre com forte rubefação dos solos; deste modo, podem ocorrer minerais de argila herdados ou transformados, por exemplo illites, em proporção semelhante à dos neoformados, caulínites (LELONG e SOUCHIER 1979).

Nos sedimentos mais antigos, depósitos de Alvarães, embora evidenciando uma forte simplificação composicional relativamente às litologias fonte, ainda abundam alguns dos minerais primários alteráveis, micas e illites (capítulo II e item 1.1.2 deste capítulo), ocorrendo como produtos neoformados a caulinite e a goethite.

Estas características denunciam :

- condições que favoreceram a meteorização química dos materiais de origem, não ocorrendo, no entanto, a sua degradação total;

- são requisitos mínimos: temperatura média elevada e a existência duma estação húmida longa; estes permitem não só o desenvolvimento dum espesso manto de alteração, como a decomposição da matéria orgânica e eventualmente a fixação do ferro nos sedimentos (BONNEAU 1979).

O quadro climático que mais se aproxima é o do clima tropical semi-húmido; admite-se que as condições climáticas prevalecentes durante as primeiras etapas de sedimentação (*Fase I*), correspondendo à formação dos depósitos de Alvarães e correlativos na bacia do rio Lima, tenham sido bastante análogas à das regiões com este tipo de clima.

Durante a fase seguinte, dominada pela gliptogénese, grande parte dos depósitos foram alimentados pelos sedimentos provenientes do desmantelamento dos depósitos mais antigos, mantos de alteração e nalguns locais das rochas alteradas na base dos terraços. Deste modo a "impressão" climática que apresentam é parcialmente herdada. No entanto, a composição de alguns depósitos e das alterações pósdeposicionais (recordados no item 1.2) justificam a divisão da *Fase II* em duas subfases climáticas: *Fase IIA* cujas condições climáticas podem ter

sido semelhantes às da *Fase I*, e *Fase IIB*, posterior, cujo início coincidiu eventualmente com uma grande crise climática desencadeada por arrefecimento, durante a qual se desenvolveram condições favoráveis aos mecanismos de hidrólise progressiva. Os minerais da fracção argila (recordados no Item 1.2.3) apontam para temperatura amena e grande pluviosidade, semelhante ao regime climático actual (item 1.1).

## **2 - DEPÓSITOS DE ALVARÃES E BACIA DO RIO LIMA: PROPOSTA CRONOLÓGICA**

### **2.1 - PLIOCÉNICO SUPERIOR - PLISTOCÉNICO INFERIOR (T1)**

#### **Depósitos de Capareiros - Anha (Alvarães)**

Os depósitos mais antigos conservados são os de Capareiros-Anha na região de Alvarães-Vila Fria (Viana do Castelo), cujas características estão bem representadas nas duas áreas onde é maior a sua espessura: Chasqueira e Paço-Vila Fria (fig. IV.4, IV.5).

As características composicionais mais importantes são as seguintes:

- clastos de natureza siliciosa, frequentemente mais de 90% das litologias presentes, sendo o quartzo a composição principal (> 80%);

- matriz arenosa rica em grãos de quartzo, micas e minerais densos, representados pela associação turmalina+andalusite, à qual se adiciona outros minerais estáveis (zircão, óxidos de titânio, cassiterite, estauroilite) e alguma sillimanite;

- matriz argilosa onde é frequente a associação mineral caulinite, ilite e goethite, manifestando a caulinite um elevado grau de cristalinidade; esta composição apresenta-se alterada por acções pósdeposicionais nas áreas mais lixiviadas dos afloramentos (frequentemente na parte superior, fig.IV.4).

A parte inferior do depósito em Enfia-Chasqueira corresponde ao enchimento duma depressão, com acreção vertical importante (perfil 1 de Chasqueira, fig.IV.4). Sobre este enchimento depositou-se a formação superior, dominante nestes depósitos e constituída por: cascalhos a areias argilosas e camadas de lodo a lodo arenoso. Na região de Paço-Vila Fria observa-se num dos bordos do depósito, assente sobre a base granítica alterada, grande espessura de alterites graníticas, deslocadas em escoadas sobrepostas (perfil 2 de Paço-Vila Fria, fig.IV.5); no topo e contactando-as lateralmente encontra-se o depósito fluvial propriamente dito, correspondendo à formação superior de Chasqueira. Existe grande semelhança

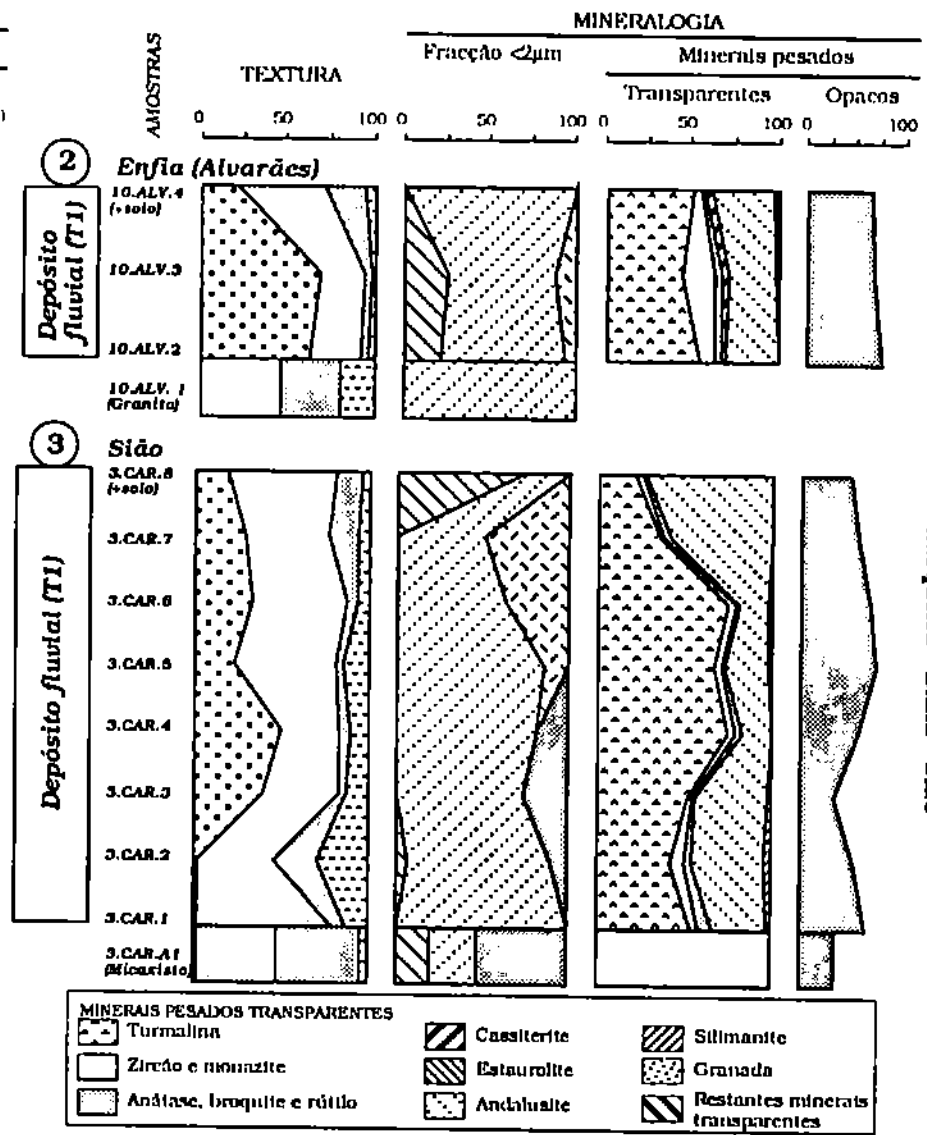
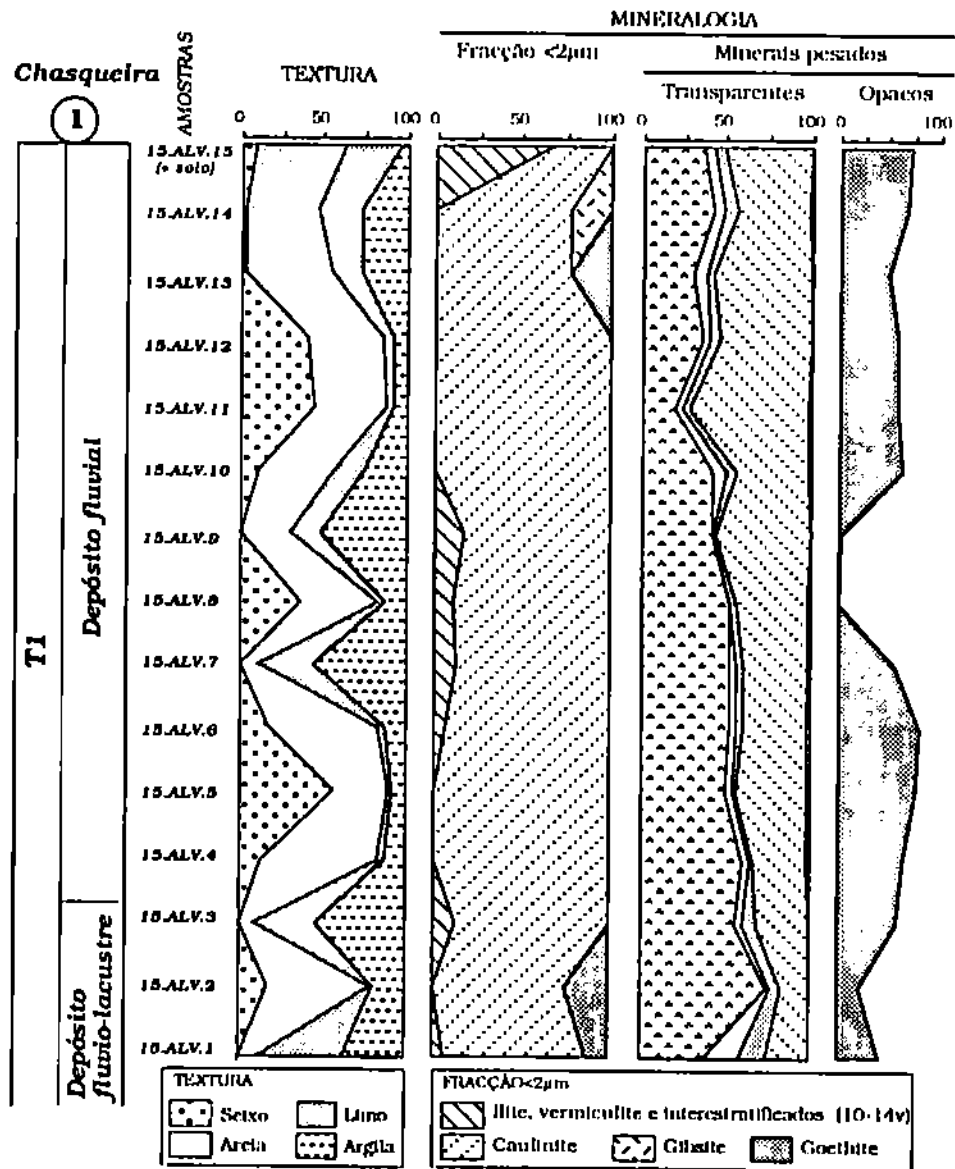


Fig. IV.4 - Composição sedimentar simplificada dos depósitos fluviais de Alvarães (depósitos de terrço T1) e rochas alteradas da base.

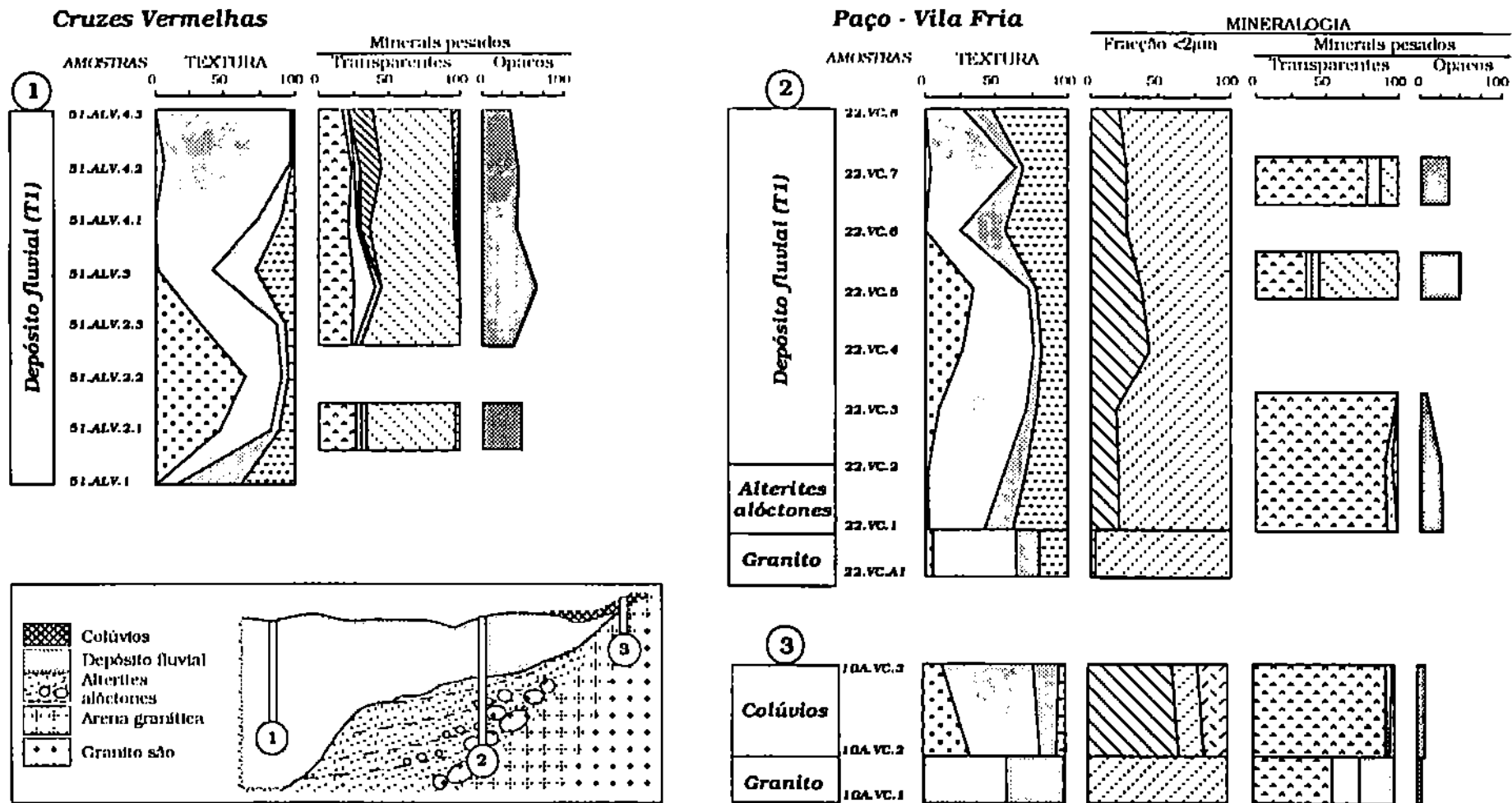


Fig.IV.5 - Composição sedimentar simplificada dos depósitos fluviais de Alvarães (depósitos de terraço T1), colúvios e rochas alteradas da base. Significado da simbologia explicado na figura IV.4.

entre a composição da fracção argila destas alterites alóctones e a dos sedimentos fluviais (quadros no capítulo II e em anexo, fig.IV.4 e IV.5), realçando-se que elas possuem contaminação por outros materiais não graníticos (os mais frequentes são clastos silíceos de quartzitos negros, e grãos de andalusite rolados); este facto supõe-se ser indicador duma relativa proximidade temporal entre a produção dos detritos e a sua evacuação das vertentes. Assim, imagina-se que o enchimento de Alvarães tenha ocorrido após e sob condições favoráveis à meteorização química, desenvolvendo-se espessos mantos de alteração, movimentando-se lentamente sob acção gravítica em vertentes relativamente estabilizadas pela cobertura vegetal. Inicialmente a evacuação de detritos nestas condições foi reduzida, composta principalmente por materiais finos (limo-argilosos) que se acumularam na base das elevações, simultaneamente com materiais mais grosseiros deslocados pelas águas de escorrência e fluxos aluviais contemporâneos, correspondendo a um sistema aluvial misto, com dinâmica fluvio-lacustre. A instalação dos depósitos francamente fluviais (fig.IV.4 e IV.5), com características muito próximas às do sistema entrançado em areias (Item 3.3, capítulo II), foi a resposta do paleo Homem-Neiva, à subida do nível de base geral, acumulando preferencialmente na parte terminal da sua bacia, ou seja na região de Alvarães.

Durante todo o período de acumulação dos depósitos de terraço T1, as rochas da base (granitos e micaxistos) iniciaram um longo percurso de alteração, produzindo detritos de composição semelhante à deste enchimento (quadros em anexo ao capítulo II e III; fig.IV.4 e IV.5).

### **Depósitos na bacia do rio Lima**

Relativamente aos terraços do rio Lima crê-se que o depósito fluvial deste rio conservado em Refoios do Lima (49.PL) corresponda ainda a esta fase de colmatação (fig.IV.3). Os patamares modelados a +70 e +60m observados na região de Faldejães (a norte de Ponte de Lima), figura II.3, são vestígios dum terraço correlativo, modelado pelo paleoLabruja.

### **Idade dos depósitos e paleoalteração: o limite inferior**

A raridade de conteúdo paleontológico nos sedimentos minhotos é uma realidade que dificulta qualquer tentativa de correlação estratigráfica. TEIXEIRA *et al.* (1969) ao descreverem os depósitos de Alvarães referem a presença de madeira fóssil, identificada (?) como *Juniperoxylon pachyderma*. Desta espécie foram encontrados restos de caules, alguns *in situ*, noutras jazidas portuguesas: Pampilhosa do Botão, Leiria, Pombal, Rio Maior (BOUREAU 1952; TEIXEIRA 1979; TEIXEIRA e GONÇALVES 1980). No entanto, não se observaram nem consta terem

sido encontrados fósseis nos depósitos do rio Lima em território português, nem a espécie citada figura no cortejo florístico dos depósitos dos rios Minho e Cávado. Não obstante, TEIXEIRA (1979) e TEIXEIRA e GONÇALVES (1980) paralelizam os depósitos de Alvarães com os do Cruzo, no rio Cávado, e com outros do Pliocénico na região de Pombal, Leiria e Rio Maior, interpretando a flora encontrada como indicadora dum clima mais quente que o actual, de características semelhantes ao da ilha da Madeira. Relativamente aos depósitos na bacia do rio Cávado, ao conteúdo paleontológico já conhecido foi adicionado pólenes de *Engelhardtia*, provenientes dos sedimentos da bacia de Prado, testemunho de vegetação do tipo subtropical com tendência xerófila (BRAGA 1988); tendo em conta não só toda a informação paleontológica conhecida como a composição sedimentar da bacia aquela autora sugere pertencerem ao Pliocénico Superior.

No decurso deste trabalho encontrou-se numa das cerâmicas locais ainda parte das argilas com macrorrestos vegetais (exploradas antes de se iniciar este estudo e cuja exploração não foi entretanto retomada), cuja posição na jazida coincidia com a descrita por TEIXEIRA *et al.* (1969) relativamente ao local de recolha da madeira fóssil. Nestes macrorrestos foram identificadas por H. J. GREGOR (do Palaeo-Bavarian Geological Survey, Grobenzel, Alemanha) sementes de *Ceratophyllum*, *Eurya*, *Sparganium* e *Mneme* (?), indicadores de clima relativamente quente e bastante húmido, provavelmente do Pliocénico final a Plistocénico Inferior. Simultaneamente o mesmo investigador estudou material colhido por PEREIRA (1989) nos depósitos do rio Minho, descrevendo-os como um conjunto homogéneo e admitindo idade próxima.

Pensa-se que os depósitos de Alvarães (entre Capareiros-Anha), assim como a Unidade inferior e Formação D1 (base da Unidade Média) dos depósitos do rio Minho, em S. Pedro da Torre (PEREIRA 1991), sejam correlativos e pertençam ao fim do Pliocénico Superior-Plistocénico Inferior.

### **Quando se iniciou a alteração, presente nas alterites alóctones fossilizadas pelos depósitos fluviais de Alvarães?**

A composição mineral destes sedimentos (quartzo, micas, caulinite e illite; item 1.2 neste capítulo) revelam grande intensidade de meteorização química. Idêntica à das ferruginizações sob clima subtropical húmido (DUCHAUFOR 1979) e semelhante à alteração autóctone observada em Espinheira-Quebrosas, na bacia do Cávado, atribuída ao Miocénico (BRAGA 1988).

Na Península Ibérica, particularmente na Galiza, conhecem-se vários exemplos de paleoalterações fossilizadas sob sedimentos depositados durante o intervalo Miocénico-Quaternário (BIROT e SABARIS 1954; SERRANO 1982; LORITE

*et al.* 1983; VICENTE *et al.* 1991; GEY *et al.* 1992; GEY e GARCIA 1993). Estão próximas as bacias galegas de Porriño-Tui, datada como Miocénico Superior (Tortoniano), e Ginzo de Limia, esta pertence ao alinhamento aproximadamente NE-SW das bacias de Lugo-Orense do Terciário contendo também sedimentos do Quaternário. LORITE *et al.* (1983) descrevendo uma das jazidas na região de A Guarda-O Rosal, referem a ocorrência de argilas sob os depósitos do rio Minho, que parecem ter sido arrastadas por solifluxão (situação semelhante à observada em Paço-Vila Fria), com a particularidade de conservarem por vezes as estruturas graníticas recordando ainda a rocha mãe, apontando como época mais propícia para esta caulnização o Quaternário antigo.

Em Portugal os depósitos fossilíferos existentes na bacia do Tejo e bacia de Rio Maior permitem uma reconstituição bastante completa da vegetação para quase todo o Neogénico (DINIZ 1984; PAIS 1989). As curvas de temperatura e humidade médias anuais propostas para este intervalo de tempo (DINIZ 1984; ANTUNES e PAIS 1984 *in* Pais 1989) são semelhantes às dos regimes climáticos quentes e húmidos em geral. As modificações observadas na flora destes depósitos sugerem para o Miocénico uma temperatura média mais elevada e uniforme ( $>20^{\circ}\text{C}$ ) do que durante o Pliocénico ( $\approx 20^{\circ}\text{C}$ ).

As reconstruções climáticas dos últimos 7Ma, elaboradas com base nas sondagens de fundos marinhos e sequências continentais regionais, indicam que o hiperclimatema VIII (em particular o superclimatema 21), no Pliocénico Médio (4.7-3.65 Ma) foi o mais quente; embora a humidade não tivesse sido constante esta foi superior à actual. Nas regiões de latitude média da Europa expandiram-se as florestas de pântano com *Sequoia*, dos quais resultaram níveis de lenhite, e ocorreu a maior subida do nível do mar (28-36m a 60m) de todo o Pliocénico, cuja idade obtida por K/Ar nas ilhas dos Açores e Canárias é 4.4-3.7 Ma, e na costa Atlântica dos EUA  $4.5 \pm 0.2$  Ma (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). Na reconstrução do optimum climático do Pliocénico Médio (intervalo dos SCT 25 a SCT 17) para o Hemisfério Norte, aqueles autores descrevem as regiões nas latitudes actuais entre  $40-50^{\circ}\text{N}$  e  $30-40^{\circ}\text{N}$  com acréscimos de temperaturas respectivamente  $+4.1$  e  $+2.3^{\circ}\text{C}$  (em Julho-Agosto),  $+4.8$  e  $+3.8^{\circ}\text{C}$  (em Fevereiro).

Na parte Norte do planeta o arrefecimento acentuou-se durante o Plio-Plistocénico (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990; EYLES 1993). Segundo ZUBAKOV e BORZENKOVA (1990) existiram três flutuações importantes, relacionadas a primeira com a acumulação dos gelos na Gronelândia e Islândia (SCT 16), a segunda com a primeira glaciação na América do N (SCT 14) e a terceira com o avanço dos glaciares Alpinos (SCT 12); os intervalos mais quentes embora de características mais moderadas tiveram mesmo assim temperaturas superiores às



do presente. No entanto, a grande mudança paleoclimática no Hemisfério Norte coincide com a primeira glaciação continental na Europa (Günz), no Pliocénico Inferior, durante o SCT 6 (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990), sendo este o evento climático de maior importância e repercussão na Europa meridional.

A incursão marinha, durante o máximo da transgressão atlântica no Pliocénico, está na baía de Rio Maior registada pela presença de Dinoflagelados e fragmentos de conchas entre as quais *Chlamys excisa* (DINIZ 1984). A datação deste evento transgressivo em Portugal é possível e bastante precisa, através das associações de Nanofósseis calcários presentes na "Lumachela de Carnide (Pombal)". Estas associações, inicialmente atribuídas ao intervalo biozonal NN16 a NN18 de MARTINI 1971 (MÜLLER *in litteris in* DINIZ 1984), foram recentemente alvo de novo estudo reduzindo o intervalo temporal à biozona NN16, ou seja entre 3.45 a 2.65 Ma (CACHÃO 1990).

Os diagramas polínicos dos depósitos lignitosos de Rio Maior, registam o desenvolvimento e desmantelamento da vegetação palustre local e da floresta sempre verde de folhas duras do tipo chinês, reflectindo quase exclusivamente as modificações do clima (DINIZ 1984). A paleoflora contida nos sedimentos suprajacentes aos conjuntos F e G (máximo da transgressão pliocénica) indica condições bastante húmidas no conjunto H, seguida da fase menos quente de toda a sucessão ali representada, mas sempre húmida, conjunto I (*op. citat.*). Entre os dois conjuntos H e I ocorreu uma flutuação climática marcada por forte arrefecimento e ligeira redução de humidade. Ao aumento da extensão florestal verificada no conjunto H segue-se em I uma redução quase total das árvores higrófilas (*op. citat.*). Segundo DINIZ (1984) as características climáticas sugeridas pelo conjunto G são semelhantes às observadas actualmente na Ilha da Madeira, registando-se no conjunto I a influência do clima actual. Paralelamente a composição da fracção argila também se modificou; nos sedimentos do topo (conjuntos H e I) a associação caulinite + esmectite + illite simplifica-se, reduzindo-se a caulinite + illite e vestígios de esmectite, traduzindo mais uma vez o carácter francamente húmido do clima (*op. citat.*).

Assim, Portugal permaneceu durante grande parte do Pliocénico sob condições climáticas quentes e húmidas, com algumas crises de humidade responsáveis pela génese de esmectite e pontualmente paligorskite (DINIZ 1984). Durante a transgressão atlântica (3.45 a 2.65 Ma) inicia-se a deteioração lenta do clima, manifestada pelo desaparecimento da maioria dos taxons mais termófilos, no entanto o grau de humidade permaneceu ainda muito elevado (DINIZ 1984; CACHÃO 1990). Este facto associado à redução das florestas favoreceu a erosão e transporte das formações superficiais. Na região Minho este quadro climático foi

um pouco diferente. O efeito moderador desempenhado pelo oceano Atlântico, reduzindo as amplitudes térmicas, e o afastamento desta região relativamente à influência do clima Mediterrânico permitiram certamente a manutenção da cobertura florestal durante mais tempo.

*Deste modo, aceita-se que:*

- os depósitos de Alvarães se tenham acumulado durante o Pliocénico Superior e Plistocénico Inferior;

- a caulínização presente nas alterites alóctones fossilizadas pelos depósitos de Alvarães se tenha iniciado anteriormente, representando condições climáticas que podem ter sido desenvolvidas no decurso do Pliocénico Médio, mas que permaneceram igualmente favoráveis a este tipo de meteorização no Pliocénico Superior.

## **2.2 - PLISTOCÉNICO MÉDIO (T2 E T3)**

A glipto-sedimentogénese desencadeada neste intervalo de tempo estão melhor representadas na bacia do rio Lima. Os depósitos dos afluentes na margem direita colocam-se em posição elevada, criando uma inversão do relevo, cuja superfície base do enchimento mergulha em direcção ao rio Lima; os terraços deste rio mostram um comportamento geral semelhante, mas em direcção ao oceano Atlântico.

Os sedimentos destes depósitos de terraço, T2 e T3, têm características muito idênticas às do terraço T1, resumidamente:

- composição dos clastos muito rica em rochas siliciosas (90 a 100%), sendo também o quartzo uma das litologias mais abundantes (geralmente com frequência superior a 70%);

- fracção densa constituída por grande quantidade de andalusite e turmalina;

- a mesma associação mineral representativa da fracção argila onde domina a caulinite (cristalinidade variável, geralmente elevada) associada a ilite e goethite.

Relativamente aos minerais da dimensão argila são frequentes nestes depósitos alterações da associação mineral inicial, anteriormente referida (quadros em anexo ao capítulo II).

As alterações ocorrem nos depósitos desenvolvendo-se de cima para baixo (depósito de Meixedo-Vila Mou, fig.IV.6) e percorrendo o depósito lateralmente segundo os trajectos de melhor drenagem (Moreira de Geraz do Lima-Deão,

**DEPÓSITOS NA BACIA DO RIO LIMA**  
**(Terraços fluviais dos afluentes na margem direita)**

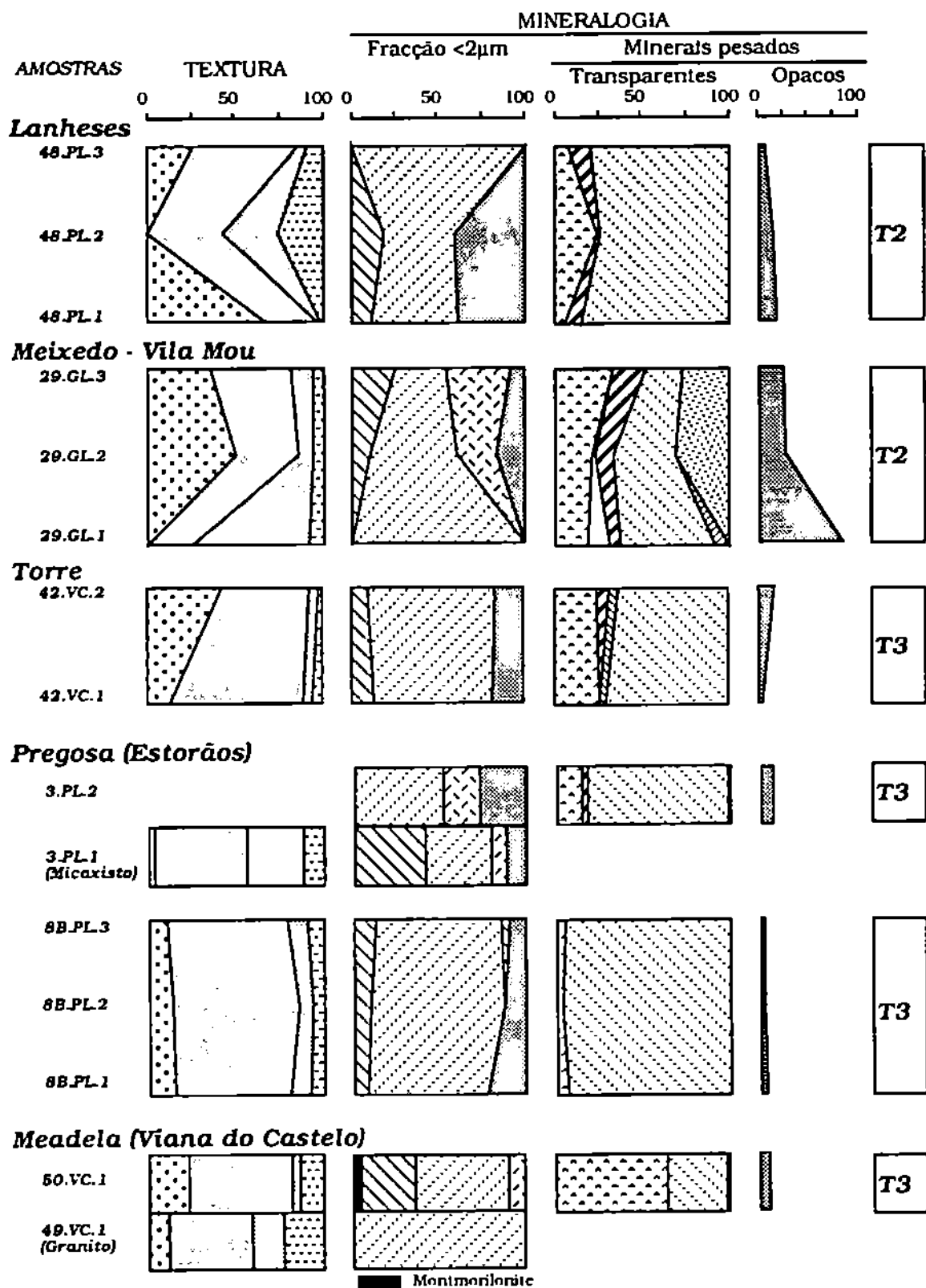


Fig. IV.6 - Composição sedimentar simplificada dos depósitos fluviais e rochas alteradas da base. Significado da restante simbologia explicado na figura IV.4.

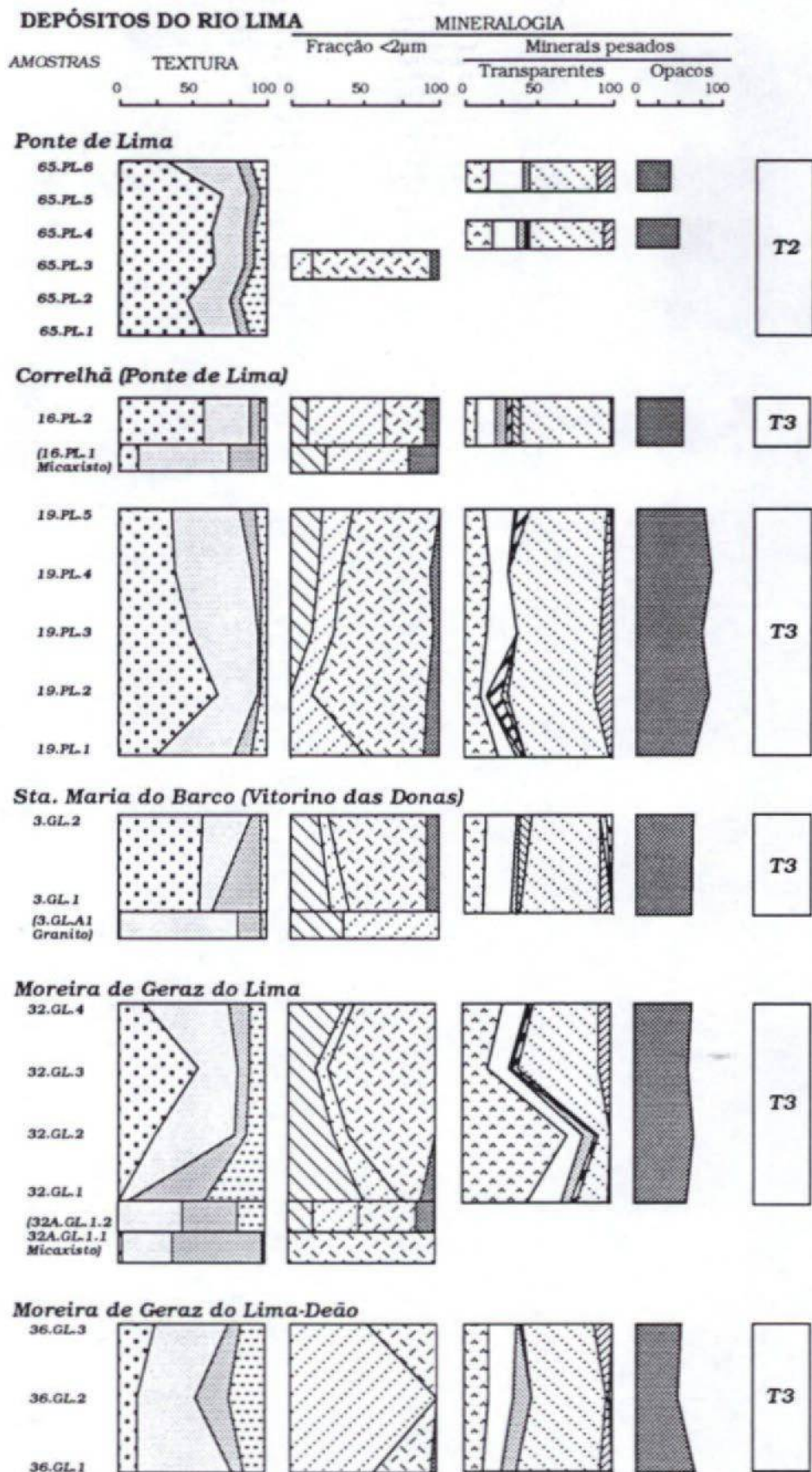


Fig. IV.7 - Composição sedimentar simplificada dos depósitos fluviais e rochas alteradas da base. Significado da simbologia como nas figuras anteriores.



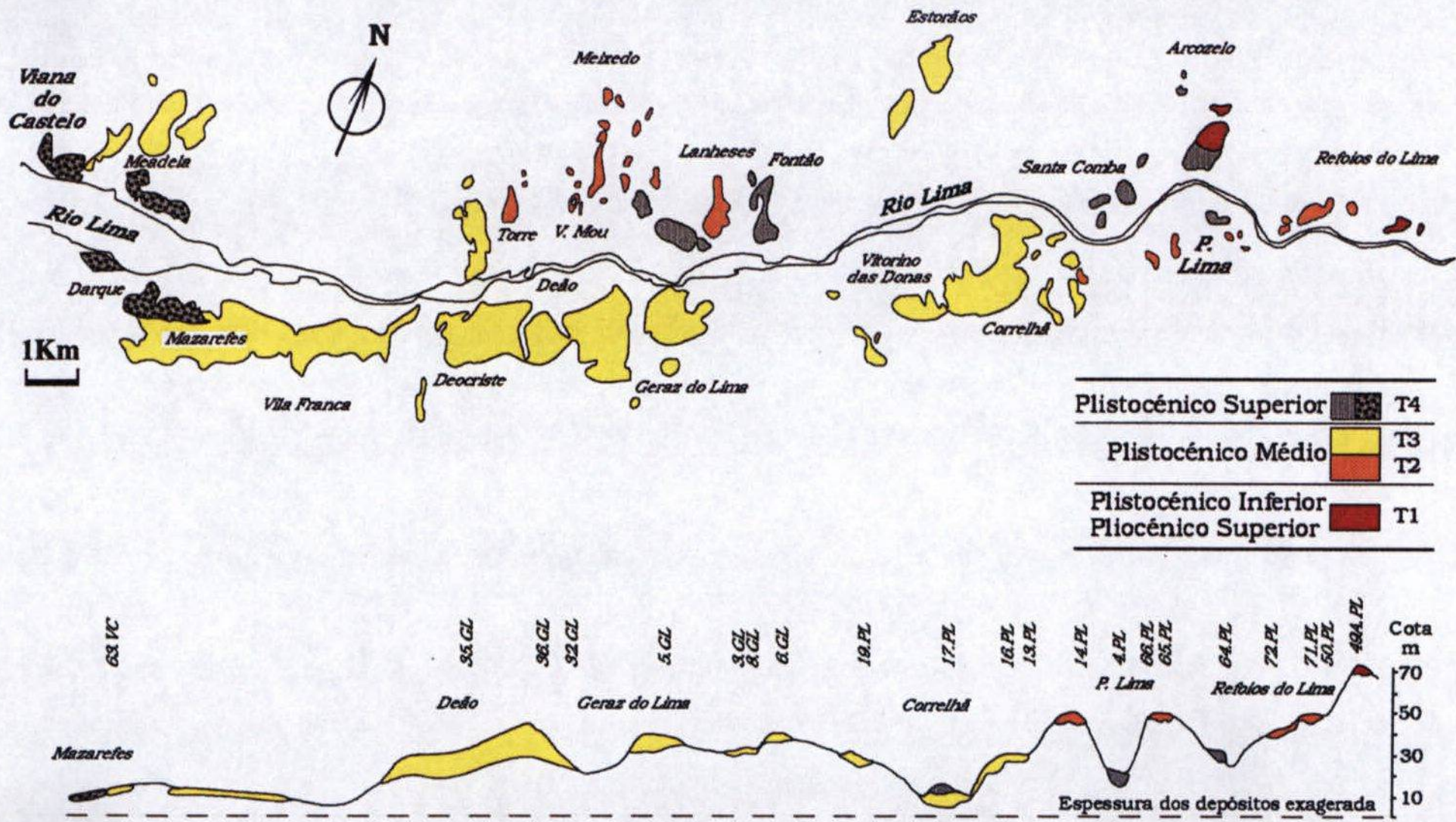


Fig.IV.8 - Cronologia dos depósitos Plio-Quaternários, de terraços fluviais e marinhos (trama ponteadada), no tramo inferior da bacia do rio Lima.



fig.IV.7), atingindo ou não a rocha da base inicialmente caulinizada (Pregosa, Meadela, fig.IV.6; Correlhã, Sta. Maria do Barco, Moreira de Geraz do Lima, fig.IV.7).

Ao terraço **T2** (fig.IV.6 e IV.8) pertencem, na margem direita do rio Lima, os depósitos mais elevados conservados sobre os metassedimentos situados entre os maciços de Perre e Antelas-Sto.Ovidio: depósitos de Lanheses, Meixedo-Vila Mou e em Torre. Nestes sedimentos são frequentes endurecimentos goethíticos, no interior do depósito e junto da base, no contacto com os micaxistos alterados, penetrando nestes ao longo dos planos de xistosidade. Estes terraços contêm sedimentos de origem próxima, como se pode observar quer pela média (quadro II.3, no capítulo II) e distribuição dos valores do índice de desgaste (quadro em anexo ao capítulo II), quer pelos minerais densos, registando a contribuição de materiais locais, como granada nos de Meixedo-Vila Mou (fig.IV.6). Do rio Lima os seus depósitos contemporâneos estão quase totalmente destruídos: observam-se ainda em Refoios do Lima vestígios junto de Ponte de Lima-Crasto e Ponte de Lima-Correlhã (fig.IV.7 e IV.8).

Os depósitos de Estorãos, Torre, Meadela (fig.IV.6 e IV.8) e a maioria dos do rio Lima na sua margem esquerda desde Correlhã a Deão (fig.IV.7 e IV.8) pertencem ao terraço **T3**. Nos sedimentos que formam estes depósitos observam-se elementos herdados do terraço T2 e materiais provenientes da exumação do soco alterado; no entanto, não foram alteradas significativamente as formas dos clastos reciclados (quadro II.3; quadro em anexo ao capítulo II). Nalguns casos, depósito de Meadela (50.VC), existem realmente partículas recicladas cujo índice de desgaste aumentou consideravelmente (quadro II.3; quadro em anexo ao capítulo II), mas a maioria têm um desgaste muito baixo, o que aliado à composição mineral destes sedimentos, ilustra o grande contributo em partículas provenientes das rochas alteradas locais (fig.IV.6).

Com a fase erosional desencadeada pela primeira glaciação continental na Europa (Günz), durante o SCT 6, iniciou-se a formação dos sistemas fluviais actuais (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). As principais alterações climáticas durante o Plistocénico Inferior e Médio descrevem-se sumariamente como alternâncias de períodos frios e períodos mais quentes, de amplitude diferente em função da latitude, intensificando-se as condicionantes geomorfológicas regionais; presentemente estão identificados 10 a 12 arrefecimentos, acompanhados do avanço das calotes de gelo até latitudes médias, e o mesmo número de aquecimentos, acompanhados de transgressões glacioeustáticas (*op. citat.*).



Durante o Günz (SCT 6) ocorre possivelmente o escavamento do talvegue do terraço T2, removendo parte dos depósitos acumulados anteriormente. A sedimentação dos depósitos do terraço T2 certamente esteve relacionada com as condições climáticas no SCT 5 (Günz-Mindel), estádios isotópicos 25-21; nesta altura a Bacia Polar permaneceu sem gelo num intervalo de tempo bastante longo, permitindo que no W da Europa, em regiões de latitudes médias a elevadas (Holanda e W da Alemanha) sob precipitação uniforme, florescessem espécies habitando actualmente o SE Asiático e se formassem solos do tipo subtropical (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990).

O crio-superclimatema 4 (Mindel), coincide com três avanços do gelo, síncronos dos estádios isotópicos 20, 18 e 16, a este último corresponde o avanço maior; mesmo durante os interglaciares "Mindel" o arrefecimento do clima na Europa Central foi significativo, e provocou a migração dos animais subtropicais e desenvolvimento de florestas mistas (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). O traçado do talvegue do terraço T3 decorreu possivelmente neste intervalo, e a sua colmatação durante o SCT 3 (Mindel-Riss). Este termo-superclimatema (SCT 3) é um interglaciar triplo, estádios isotópicos 15, 13 e 11, durante os quais o clima foi muito quente, com temperaturas excedendo 2-4°C as actuais; para a Europa migraram novamente alguns animais e floresceu de novo a flora subtropical (*op. citat.*). Destas condições resultaram as marcas químicas observadas exoscopicamente nos grãos de quartzo destes depósitos de terraço.

### 2.3 - PLISTOCÉNICO SUPERIOR (T4)

No fim do Plistocénico Médio, durante o arrefecimento do SCT 2 (Riss), ocorre novamente um período de grande expansão dos gelos polares (estádios isotópicos 10-8), provocando no Hemisfério N a grande regressão do estágio isotópico 8 (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990) e com ela um reforço dos processos erosivos. Inicia-se o último grande ciclo de arrefecimento que termina na glaciação Würm.

As condições climáticas que se registaram durante estes dois máximos frios alternaram entre períodos frios e intervalos de relativa melhoria climática.

Relativamente aos últimos 250 Ka, o mar permaneceu mais alto que actualmente somente 3 vezes: nos subestádios 7a e 5e do intervalo Riss-Würm, e no optimum climático do Holocénico.

Na Europa durante o subestádio 7a, a temperatura média anual foi cerca de 2°C superior à actual, não existindo gelos no inverno. Os fluxos foram assim alimentados com os produtos disponíveis nos interflúvios: produtos de



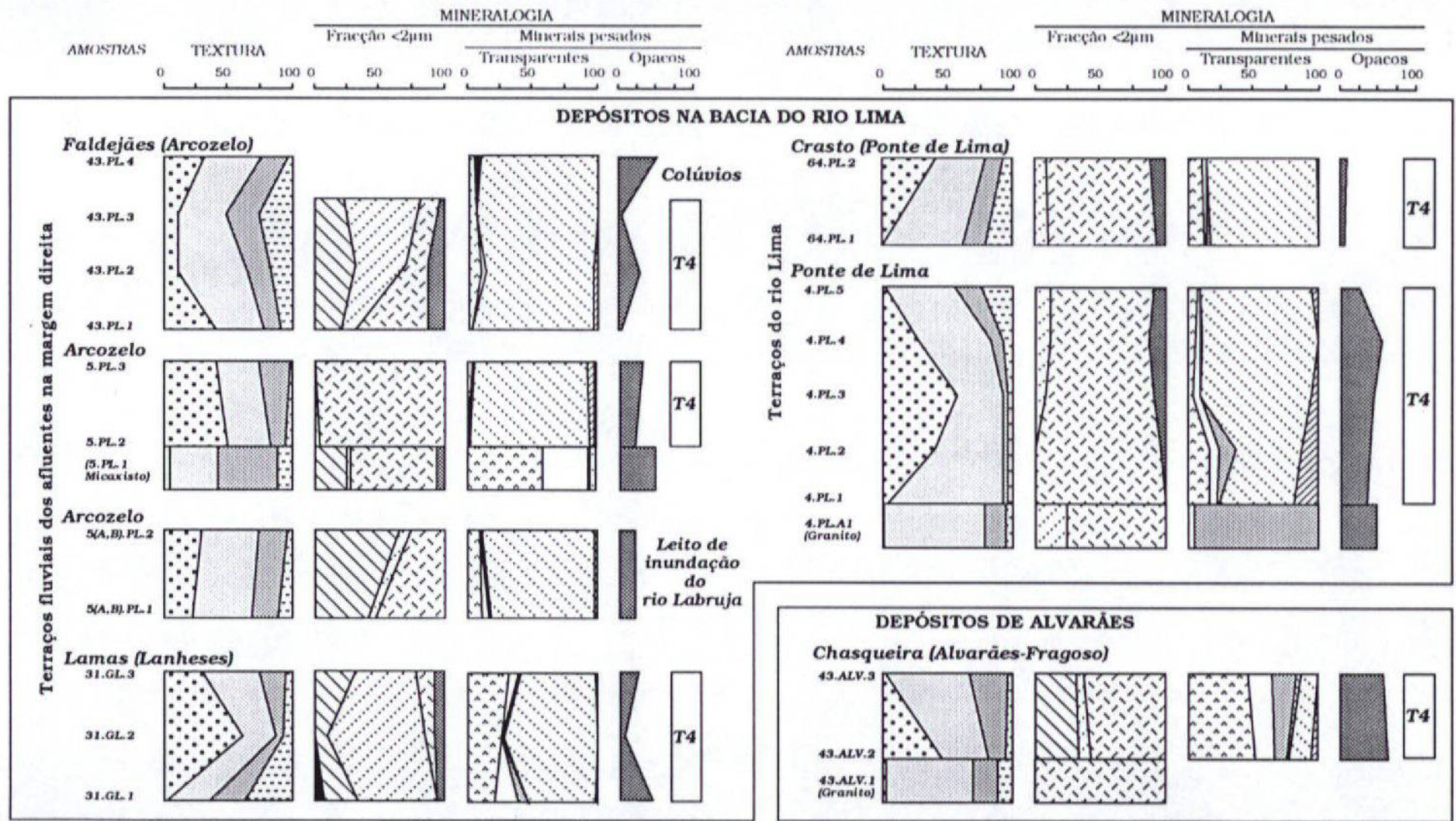


Fig.IV.9 - Composição sedimentar simplificada dos depósitos fluviais e rochas alteradas da base. Significado da simbologia explicado nas figuras anteriores.



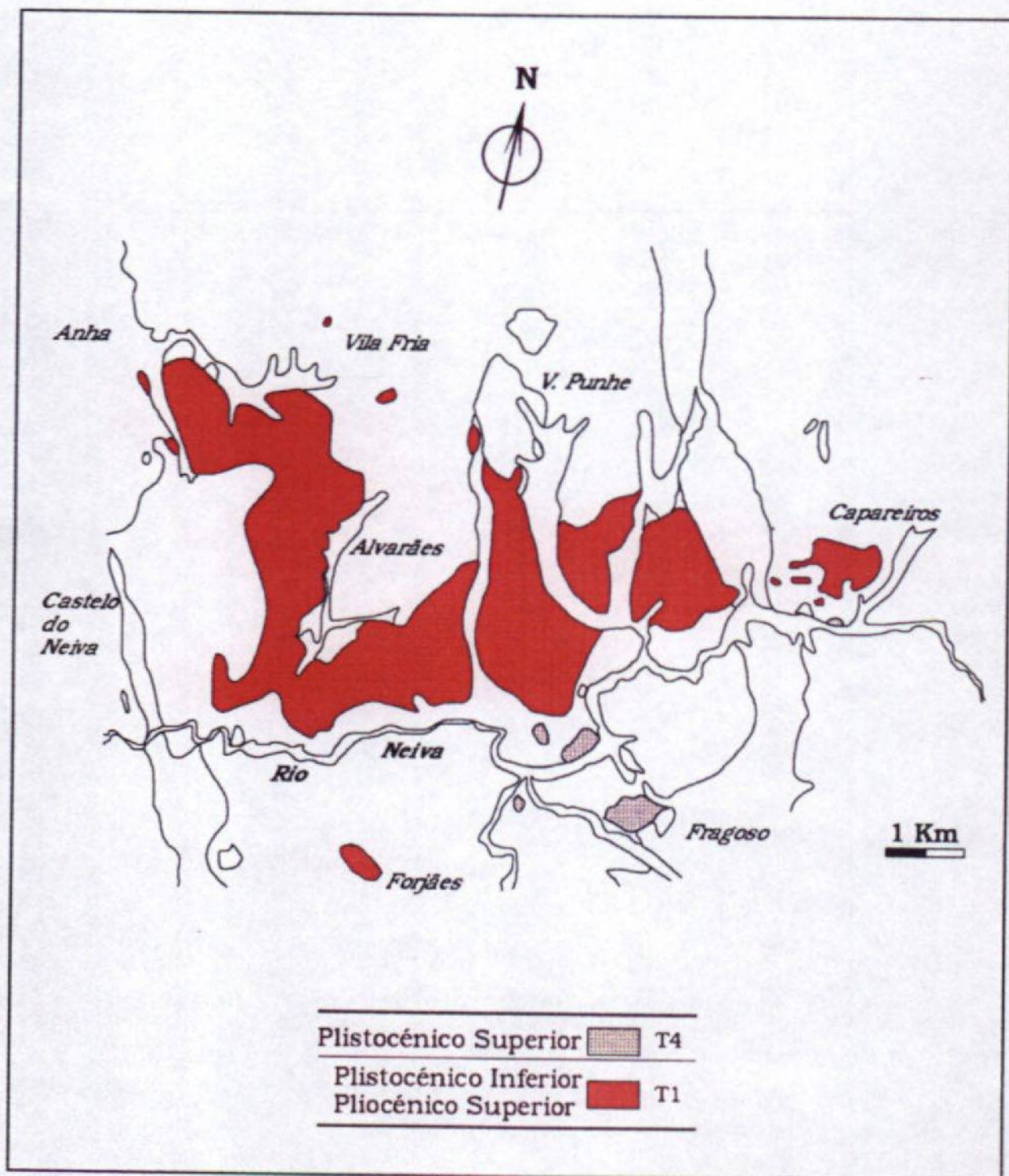


Fig.IV.10 - Cronologia dos depósitos fluviais Plio-Quaternários na região de Alvarães.

meteorização química anterior e os novos materiais formados sob condições mais frescas, originando os depósitos de terraço T4.

A maioria dos sedimentos destes depósitos de terraço (T4) caracterizam-se por elevado conteúdo em: clastos grosseiros de litologia variada e alterável, flossilicatos 2:1 (vermiculite e interestratificados 10-14v), glsbite e flossilicatos 1:1 (minerais do grupo da caulinite de baixa cristalinidade).

Na bacia do rio Lima (fig.IV.8 e IV.9) correspondem ao terraço T4 os depósitos de Faldejães-Arcozelo, Fontão, Lanheses-Lamas e Ponte de Lima; incluem-se ainda neste grupo os depósitos de Chasqueira-Fragoso (fig.II.11, IV.9 e IV.10).

A existência de materiais retomados dos depósitos de terraços anteriores, frequentemente clastos, reflecte-se na morfometria das dimensões grosseiras aumentando-lhes a média do índice de desgaste (quadro II.3; quadro em anexo ao capítulo II). Também nas dimensões mais pequenas se observa semelhança com os materiais mais antigos; as associações de minerais pesados não diferem muito daqueles, alargando-se esta filiação à matriz argilosa (depósito de Lamas, fig.IV.9).

No segundo optimum, no intervalo Riss-Würm, subestádio 5e, os verões e invernos foram ligeiramente mais quentes, respectivamente +1.6°C e 2.4°C, e sob maior precipitação que actualmente (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). Este aumento importante da precipitação intensificou os processos de hidrólise.

O arrefecimento durante os estádios glaciares do Würm Inicial, subestádios 5d, 5b e estádio 4, quando o nível do mar baixou mais de 20m (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990), permitiu o entalhe dum novo talvegue mais profundo e com ele a remoção quer de grande parte dos sedimentos dos depósitos mais antigos quer os vestígios da caulínização anterior, ainda localmente conservados. Nestas reliquias de depósitos a matriz é frequentemente o material coluvial que cobre superficialmente toda a região; estes são os depósitos do terraço fluvial T4 rebaixados por erosão, que se observam em Fontão, Lanheses-Vila Mou (fig.II.1 e IV.8), sincronos das ocorrências em Alvarães junto da ponte sobre o rio Neiva (42.ALV), Aldreu-Fragoso (70.ALV) e Capareiros (18.CAR), figuras II.11 e IV.10.

Ocorreu possivelmente neste intervalo a destruição dos depósitos de terraço T3 entre Deão e Darque, atingindo a base de tal modo que afloram actualmente algumas reliquias dispersas no patamar modelado sobre granito duro.

O Würm Médio (62-43 Ka), subestádio 3c, é conhecido habitualmente como optimum climático (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). No entanto, a descida do nível do mar até -40m do actual, os dados recolhidos em solos nas sequências de loess e os diagramas polínicos indicam que em todo o Hemisfério N, incluindo o

Ártico, o clima no interpleniglacial foi mais frio e mais continental que o presente (*op. citat.*). Durante os últimos 40 Ka (Würm final) parece não ter ocorrido aquecimento significativo, registando-se entre 40 e 30 Ka BP: a maior e mais rápida acumulação de gelo na calote da Gronelândia; e rápida descida do nível do mar (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990).

Os últimos resultados da análise paleontomológica dos materiais de La Grande Pile (Haute-Saône, França) clarificam um pouco as variações climáticas durante o estágio isotópico 3. Foram identificados dois períodos de reaquecimento: um ligeiramente após 70 ka, cuja temperatura média estival subiu de 10-13°C para 15-16°C, e outro nitido um pouco antes de 34 Ka, com subida da temperatura de 10-13°C para 14-21°C; seguido de arrefecimento com máximo frio aproximadamente há 30 Ka, com temperatura média estival da ordem de 6-11°C (PONEL 1994).

Relativamente a Portugal a distribuição da fauna de grandes mamíferos permite supor que este território funcionou até ao Würm como área de abrigo de táxones já desaparecidos no resto da Europa (CARDOSO 1993). Tendo igualmente em consideração elementos paleobotânicos e geológicos, o ensaio paleoclimático correspondente sugere a permanência de clima quente e húmido em Portugal até ao Würm recente, passando a condições temperadas com breves períodos de frio (*op. citat.*). A descrição paleoflorística e paleoclimática relativa aos depósitos entre Óbidos e Peniche, cujas datações de radiocarbono variam entre 38 000 e 32 600 BP, aponta para condições húmidas e ventosas no litoral português (DINIZ 1993a, 1993b); esta autora salienta o papel moderador do oceano permitindo que o clima fosse aqui menos frio que o das regiões do norte europeu. Sobre o litoral nortenho foram apresentadas recentemente datações (GRANJA e CARVALHO 1993), obtidas por radiocarbono sobre troncos e ramos de *Pinus sylvestris* provenientes do litoral de Esmoriz, com idades que oscilam entre  $20\ 700 \pm 300$  e  $29\ 100 \pm 510$  anos BP. Foram também datadas camadas lagunares da "Formação da praia da Maceda" cujos valores são respectivamente: camada superior  $14\ 300 \pm 160$  BP, camada intermédia  $26\ 100 \pm 570$  BP e camada inferior  $26\ 700 \pm 1000$  e  $24\ 625 \pm 590$  BP (*op. citat.*). A existência destes ambientes de praia alternando com pantânos é segundo os autores (*op. citat.*) indicador de variações glacio-eustáticas positivas e negativas, activas na zona litoral do NW de Portugal nos últimos 30 000 anos BP.

A existência da paleofloresta de *Pinus sylvestris* vem reforçar a interpretação de GAUSSEN (1981) sobre as características da distribuição do frio e morfogénese associada, na região Minho; esta autora admitiu a conservação das arenas *in situ* nas zonas mais baixas devido à permanência de vegetação arbórea.

As diferenças na temperatura do ar durante o maior arrefecimento do Würm glacial, 18 Ka BP, em Julho-Agosto (baseado em dados CLIMAP 1976 e polínicos), supõe-se serem para a latitude média de Portugal entre -4 a -6°C relativamente à actual (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). Precisamente há 18 Ka BP a plataforma continental portuguesa estava quase toda emersa, situando-se o nível do mar entre -130 e -140m (DIAS 1987; RODRIGUES e DIAS 1989); o traçado do talvegue actual do rio Lima, no território português, foi adquirido possivelmente neste intervalo de tempo.

Os dados de sondagens de fundos marinhos evidenciam que as calotes glaciares no Hemisfério Norte começaram a fundir-se há cerca de  $15.8 \pm 0.8$  Ka BP, tendo as temperaturas das águas oceânicas atingido valores próximos dos actuais há cerca de  $13.2 \pm 0.7$  Ka BP (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). Além disso, mostram dois períodos de deglaciação, o primeiro entre 16-13 Ka e o segundo entre 10-6 Ka BP, separados por um intervalo de interrupção da fusão; os dados isotópicos, plantónicos e polínicos, e posição da frente glacial, reflectem grandes mudanças climáticas neste intervalo de tempo (13-10 Ka BP), durante o qual as temperaturas do ar e da água baixaram para valores próximos dos do máximo glacial (*op. citat.*).

Na plataforma continental portuguesa as principais oscilações eustáticas, com registo morfológico, são as seguintes: entre 16-13 ka e 13-11Ka o mar subiu até -100m e -40m respectivamente; entre 11-10 Ka desceu novamente para -60m tendo atingido a posição actual desde 5-3 Ka (RODRIGUES e DIAS 1989).

## 2.4 - HOLOCÉNICO

A deglaciação nas Serras da Peneda e do Gerês forneceu os detritos necessários à colmatação do vale escavado pelo rio Lima durante o último período glacial. Polénes provenientes dos sedimentos turfosos da lagoa do Marinho (Serra do Gerês) permitiram a REGO e RODRIGUEZ (1993) situar o início da deglaciação num momento nitidamente anterior a  $10\ 910 \pm 90$  anos BP, relacionando-a com a retirada da frente polar.

Os materiais da planície aluvial do rio Labruja possuem composição distinta dos restantes depósitos na região de Arcozelo (fig.IV.9). Por outro lado, são semelhantes aos materiais do leito de inundação do rio Estorãos e dos patamares agricultados nas margens do rio Lima, bem como aos sedimentos superficiais que se observam na região de Darque e Viana do Castelo, como matriz dos cascalhos marinhos, e ainda ao enchimento superficial das insuas e sedimentos do sapal no estuário do rio Lima (M. I. C. ALVES e A. C. ALVES 1993). Estes materiais finos

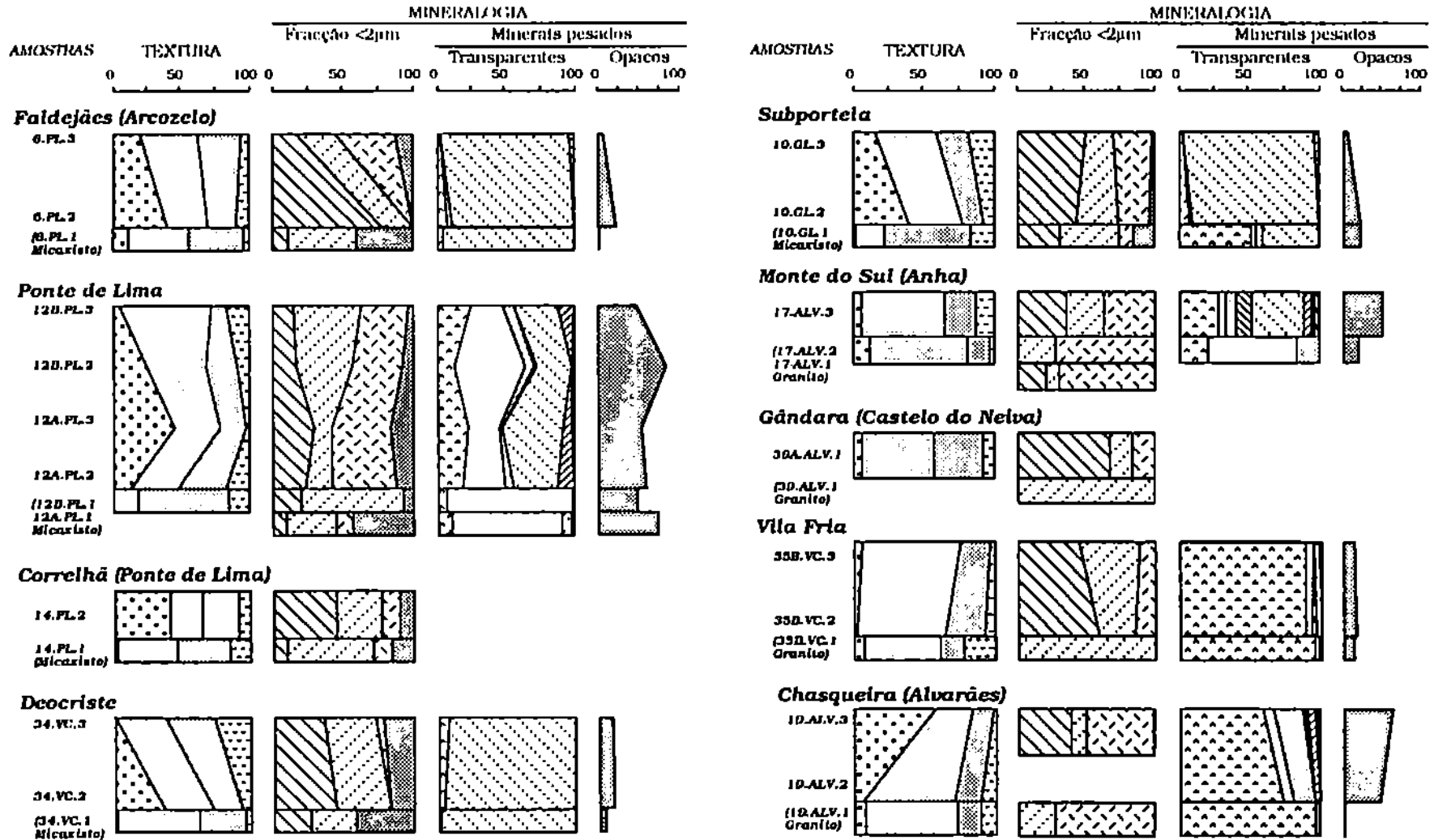


Fig.IV.11 - Composição sedimentar simplificada dos materiais coluviais e rochas alteradas da bases da base. Significado da simbologia explicado nas figuras anteriores.

representam assim os últimos episódios de aluvionamento no Holocénico, de composição em grande parte semelhante à maioria dos colúvios observados nas vertentes (fig.IV.11).

## 2.5 - COLÚVIOS

Toda a região possui uma cobertura superficial descontínua, com espessura variável e coloração escura. Localmente são visíveis acumulações maiores, resultante de vários episódios de coluvionamento, por vezes somente detectável através de variações na composição mineral; isto é notório nos colúvios de Ponte Lima, Monte do Sul, Vila Fria e Chasqueira, cujas diferenças composicionais, relativamente às rochas cristalinas próximas, são detectadas somente através das associações de minerais pesados (fig.IV.11). A filiação quer com os produtos de meteorização das rochas cristalinas locais, quer com os sedimentos Plio-Quaternários, alerta para o cariz particularmente alóctone e poligénico desta formação superficial, cuja posição cronológica não pode ser generalizada.

## 3 - ENQUADRAMENTO REGIONAL DOS DEPÓSITOS E ALTERAÇÃO

Os principais eventos geológicos descritos no item anterior reflectem as traços gerais da evolução geológica da região Minho durante o Pliocénico Superior e Quaternário.

A história geológica recente tem início com a paleoalteração das rochas cristalinas no Pliocénico Médio-Superior; as direcções da fracturação e deformação tectónicas desempenharam e ainda têm um papel importante na distribuição e espessura do volume de alterites formadas, e na orientação e profundidade dos processos erosivos.

A sedimentação continental Plio-Plistocénica é manifestamente rica em sedimentos de quartzo e/ou quartzito, com matriz argilosa frequentemente ilítico-caulinítica. Os movimentos transgressivos Atlânticos no Pliocénico fizeram duas incursões nesta sequência de sedimentação. A primeira foi geograficamente muito limitada; na segunda transgressão o litoral situava-se bastante para o interior, passando pela região Pombal-Leiria, Caldas da Rainha e vários locais na bacia do Tejo-Sado, tendo a influência marinha atingido a bacia de Rio Maior (RIBEIRO *et al.* 1979; AZEVEDO 1982; BARBOSA 1983; DINIZ 1984). Este episódio de sedimentação marinha, datado entre 3.45 e 2.65 Ma pelas associações de Nanofósseis das formações de Carnide-Pombal (biozona NN 16 de MARTINI; in CACHÃO 1990), constitui o limite inferior das "Argilas do Barracão" geradas na



dependência dum sistema fluvial (BARBOSA 1983). O limite superior corresponde à plataforma de abrasão marinha, de cota entre +180 e +200m, mergulhando para W e fossilizada por areias e cascalhos mal rolados, atribuída à transgressão Calabriana, no Plio-Plistocénico (RIBEIRO *et al.* 1979; TEIXEIRA 1979). No litoral nortenho o depósito marinho mais elevado (entre +100 e +140m) situa-se na colina de S. Félix-Póvoa de Varzim (TEIXEIRA 1944, 1979; ZBYSZEWSKI 1958; BATISTA 1991), possivelmente contemporâneo do de S. Cristovão-S. Palo de Antas (BATISTA 1991). Estes eventos geológicos conduziram à colmatação dos vales minhotos; as reliquias desta sedimentação mais antiga encontra-se nalgumas depressões, onde os sedimentos mais profundos ainda se conservam. Os episódios de sedimentação continental descritos no item anterior como depósitos de terraço T1 correspondem ao topo da colmatação Terciária e, após acréscimo na dinâmica fluvial, à sedimentação inicial no Plistocénico. Estão bem representados em Alvarães e correlacionam-se com: os depósitos da Unidade inferior e Formação D1 da Unidade Média em S. Pedro da Torre, bacia do rio Minho (PEREIRA 1989; 1991); e Siderolítico de transporte, na bacia do rio Cávado (BRAGA 1988). No rio Lima o enchimento em Ginzo de Limia, no sector espanhol do rio Lima, assim como os depósitos de Refolos do Lima (T1) representam os aluviões no vale desta altura, quadro IV.1.

Outro limite cronológico importante é o das manifestações glaciares nas Serras da Peneda e do Gerês. Este evento climático permite "datar" o início da meteorização actual, a arenização; ela é anterior visto que os seus materiais estão presentes nas formações torrenciais contemporâneas da glaciação (GAUSSEN 1981).

No contexto sedimentar a arenização é posterior à formação dos depósitos de terraço gerados na dependência das condições mais quentes do Plio-Plistocénico, Interglaciares Günz-Mindel e Mindel-Riss. Ou seja, é mais recente que os depósitos de terraço T2 (Lanheses, Meixedo-Vila Mou, Torre) e T3 (Estorãos, Torre e Meadela, Correlhã-Deão) na bacia do rio Lima, correlativos das unidades D2 e D3, da Formação Média dos depósitos do rio Minho (PEREIRA 1989; 1991), e da maioria dos depósitos na bacia do rio Cávado (S. Gens, Cruto, Ucha, Areias de S. Vicente, Gilmonde e Barqueiros; BRAGA 1988). O início da meteorização de características mais temperadas deve ter coincidido com os estádios quentes do Riss-Würm.

Relativamente aos depósitos de terraços marinhos do litoral minhoto, uma das correlações possíveis refere-se ao depósito marinho M8, que sobrepõe o depósito fluvial de Barqueiros (CARVALHO 1981, 1983 e 1985; BRAGA 1988; BATISTA 1991). Este episódio de sedimentação marinha é deste modo: posterior à génese dos depósitos dos terraços fluviais T2 e T3; anterior aos depósitos T4, da



**QUADRO IV.1 - Enquadramento cronoestratigráfico regional**

		Terraços fluviais nas bacias dos rios :						
		Homem-Neiva	Lima	Cávado (BRAGA 1988)	Minho (PEREIRA 1989; 1991)			
Holocénico		Finos de inundação recente Enchimento dos vales actuais				Unidade Superior		
		Würm	<i>Glaciação nas Serras da Peneda e do Gerês</i>					
		Riss-Würm	M 10		P. Lima (Sta. Comba)			
		Riss	M 9	Dep. marinho em Darque	T4 Chasqueira-Fragoso	Faldejães Arcozelo Fontão	D4	
		Riss	M 8			Lanheses-Lamas	Unidade Média	
		Mindel-Riss	M 7		T3	Correlhã-Deão Estorões Torre Meadela		D3
		Mindel	a			Lanheses		
		Günz-Mindel	M 2		T2	Meixedo-V.Mou Torre		D2
		Günz						
		Pliocénico		M 1	Depósito marinho em S. Félix (Póvoa de Varzim)	T1 Depósitos de Alvarães	Refoios do Lima Ginzo de Limia	Siderolítico de Transporte (?)
Transgressão marinha 3.45 Ma a 2.65 Ma (Depósitos de Carnide-Pombal; Cachão 1990)				Formação de Prado (?)				

M - depósitos de terraços marinhos, baseado em BATISTA (1991); T- depósitos de terraços fluviais.

bacia do Lima e bacia do rio Neiva, e da Formação D4 (Unidade Média), na bacia do Minho (PEREIRA 1989; 1991).

Em Darque encontram-se sobre uma duna antiga (ALVES 1989) vestígios dum pequeno depósito (62.VC e 63.VC, fig.II.1 e IV.8) que corresponde ao terraço marinho M9, formado durante o estágio isotópico 7 (BATISTA 1991).

No litoral minhoto foram reconhecidas várias fases de eolização, situando-se uma dessas fases entre a génese dos depósitos marinhos M8 e M9, sensivelmente durante o Riss, estágio isotópico 8 (TEXIER e MEIRELES 1987; BATISTA 1991). Assim, é possível que o depósito marinho M8 se tenha formado ainda durante o Riss (talvez no estágio isotópico 9?), antes dos depósitos eólico e marinho de Darque.

De acordo com as relações cronológicas expostas anteriormente, os depósitos dos terraços fluviais T4 parecem ter sido formados durante a melhoria climática que originou o depósito marinho M9.

Os últimos acontecimentos geológicos importantes, ocorrem já após a instalação dos depósitos T4; trata-se do escavamento dos vales actuais pelos principais rios minhotos (Minho, Lima, Cávado) durante o máximo frio, cerca de 18 Ka BP, ocorrendo após o início da deglaciação nas Serras da Peneda e do Gerês, entre 16-10 Ka, a acumulação dos aluviões que os fossilizam.

No traçado das principais redes fluviais registam-se duas modificações importantes: o desvio do rio Homem para a bacia do Cávado, possivelmente durante o Riss, e o reajuste por epigenia/captura no traçado do rio Neiva, atravessando o Complexo xisto-grauváquico em Castelo do Neiva-Belinho.

Um problema cronológico surge relativamente à Formação de Prado e Siderolítico de transporte. Em Prado o enchimento caulinitico rico em esmectites revela sedimentação em meio confinado, tendo sido explicada a formação da bacia por reactivação de falhas tardi-Hercinicas, com formação dum sistema horst-graben (BRAGA 1988). Segundo a cronologia proposta o enchimento da fossa de Prado ocorreu durante o Pliocênico Superior (Placenciano), posteriormente à alteração ferralítica e episódio Siderolítico de transporte formados no Miocénico (*op. citat.*). Por outro lado, a composição do Siderolítico de transporte é muito semelhante aos materiais depositados em Alvarães; deste modo, supõe-se provável a contemporaneidade destas formações, tendo sido depositadas após o enchimento de Prado. Assim, o episódio mais antigo de sedimentação continental conservado no Minho corresponde à Formação de Prado, quadro IV.1.

## 4 - CONCLUSÕES

A instalação dos depósitos fluviais divide-se em duas fases principais: durante o Pliocénico Superior-Plistocénico Inferior (*Fase I*) acumularam-se os depósitos de Alvarães e seus correlativos na bacia do Lima; posteriormente, Plistocénico Médio ao Holocénico (*Fase II*), toda a região sofreu um escavamento sucessivo pela rede hidrográfica, interrompido por períodos de colmatação, formando-se os restantes terraços fluviais.

Outro aspecto importante relaciona-se com a decomposição observada nas rochas da base de alguns depósitos fluviais, favorecida pelo contacto prolongado com a água meteórica de infiltração; a distribuição geográfica desta "alteração", associada aos vestígios destes depósitos e ao "modelado reliquia" resultante, permite delinear um limite máximo supostamente atingido pela acumulação fluvial. Estas informações, recolhidas quer na região de Alvarães (depósitos de Alvarães) quer na bacia do rio Lima, sugerem que o enchimento fluvial máximo atingiu, nesta região, uma altitude superior a +80m de cota actual, provavelmente não ultrapassando +100m.

Neste sector observam-se vestígios dos seguintes níveis de terraços do rio Lima:

- T1, cujo paleotalvegue foi traçado à cota aproximada de +70m, correlativo dos depósitos de Alvarães, estes instalados num paleovale muito irregular e escavado entre +70m e  $\approx$ +0m;
- T2 modelado entre +50 a +40m;
- T3 embutido no anterior e modelado entre +40 a +20m de cota;
- T4 escavado entre +20m e  $\leq$ 10m.

A descrição geomorfológica de 10 terraços marinhos e seu escalonamento no litoral minhoto (BATISTA 1991) enquadra-se no modelo de evolução para o Atlântico N (ZUBAKOV e BORZENKOVA 1990). Na realidade a correspondência com os depósitos fluviais não é linear, mas a distribuição topográfica quer dos vários terraços fluviais quer entre os terraços marinhos, revelam homogeneidade de comportamento face aos processos geológicos regionalmente dominantes. Este facto faz questionar a importância da neotectónica como causa principal do modelado geomorfológico minhoto no Pliocénico Superior e Quaternário.

Aparentemente existe na área estudada um deficit no número de terraços fluviais do Plistocénico face ao número de terraços marinhos existentes no Minho. O episódio de sedimentação mais antigo, depósito do terraço fluvial T1, parece corresponder ao depósito de terraço marinho M1; as outras relações cronológicas

directas referem-se aos depósitos do terraço fluvial T4 síncrono do depósito marinho M9. Assim, ao intervalo de tempo relativo à génese dos depósitos de terraços fluviais T2 e T3 ocorreram oscilações climáticas que no litoral estão registadas nos terraços marinhos de M2 a M8. Este déficit na representação fluvial justifica-se pelo facto de que a maioria das formas fluviais terem sido geradas por escavamento das anteriores, com retoma de materiais, não se individualizando geomorfologicamente.

Resumindo, a evolução geomorfológica minhota nos últimos 3Ma reflecte reajustes devido à rede de fracturas herdadas e às condições climáticas que se fizeram sentir no Hemisfério Norte desde o fim do Neogénico. Não é possível identificar todas as causas e intensidade de efeitos destas flutuações climáticas, mas reconhece-se que, neste intervalo de tempo, esta pequena região atlântica foi particularmente sensível a dois tipos de eventos geológicos: os movimentos glacio-eustáticos atlânticos e glaciação/glaciações nas Serras da Peneda e do Gerês.

Os depósitos fluviais situam-se no compartimento tectónico limitado a oeste pelo acidente Porto-Coimbra-Tomar, e a oriente pelo cizalhamento Vigo-Régua, profusamente fracturado com direcções dominantes N-S, NE-SW e NW-SE. Embora existam exemplos minhotos de acção neotectónica (CABRAL 1986; BRAGA 1988; PEREIRA 1989, 1991; GRANJA e CARVALHO 1993), esta parece actuar localmente e em pequena escala, não exercendo um papel fundamental na evolução recente deste compartimento tectónico.

O reconhecimento geológico realizado permite afirmar que no sector estudado não foram encontrados indícios de movimentação neotectónica; a rede de fracturação herdada assim como toda a evolução climática que influenciou o Hemisfério Norte foram os alicerces para o modelado que actualmente se conhece.

A cronologia apresentada vale como proposta para os eventos geológicos marcantes na evolução da rede fluvial minhota; neste domínio advinha-se um amplo horizonte de trabalho, até serem obtidos o número mínimo de referências datadas que permitam:

- correlacionar correctamente os níveis de terraços fluviais com os dos terraços marinhos;
- enquadrar as redes de drenagem dos principais rios minhotos num contexto de evolução mais amplo, incorporando outras bacias fluviais do NW da Península Ibérica.

## BIBLIOGRAFIA

- ABREU M. M. S. N. R., 1986: Aspectos do comportamento do ferro na crosta de meteorização. Alto e Baixo Alentejo. Tese de doutoramento, Inst. Sup. Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa.
- ALLEN J. R. L., 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origins. *Sedimentology*, 2, 93-114.
- ALLEN J. R. L., 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- ALLEN J. R. L., 1983: Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- ALLEN J. R. L., 1984: *Sedimentary structures. Their character and physical basis*. Developments in sedimentology 30, Elsevier.
- ALMEIDA C. A. B., 1990: Proto-história e romanização da bacia inferior do Lima. *Estudos Regionais*, Viana do Castelo, 7/8.
- ALVES A. M. C., 1989: Dunas "fósseis" em Viana do Castelo. *Geolis* III (1, 2), 61-72.
- ALVES M. I. S. R. C., 1986: Dados sedimentológicos sobre os depósitos da Bacia de Alvarães (Viana do Castelo, Portugal). II Congresso Nacional de Geologia, Lisboa. *Maleo*, 2 (13), 8.
- ALVES M. I. S. R. C., 1989: Aspectos mineralógicos da meteorização de xistos silúricos da região minhota. (NW de Portugal). *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 4 (2), 107-122.
- ALVES M. I. S. R. C., 1991a: Infrared spectroscopy of Plio-Quaternary sediments, from Lima river basin and Alvarães basin (Portugal). PROC. 7th EUROCLAY Conf. DRESDEN'91, Greifswald, 189-192.
- ALVES M. I. S. R. C., 1991b: Distribuição das associações minerais na fracção <math><2\mu\text{m}</math> dos depósitos de Alvarães e bacia do rio Lima. III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, 93.
- ALVES M. I. S. R. C., 1993: Aplicação do estudo de minerais pesados à caracterização dos depósitos da Bacia de Alvarães e bacia do rio Lima. (NW de Portugal). Actas da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico, Madrid, 1989, 40-55.
- ALVES M. I. S. R. C. e REIS R. P. B. P., 1991: Os depósitos caulíticos de Alvarães (Viana do Castelo, Portugal). Actas III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra, 91.
- ALVES M. I. S. R. C. e ALVES A. M. C., 1993: Os sapais do rio Lima (caracterização mineralógico-textural dos sedimentos). Actas da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico, 1989, Madrid, 181-189.

- ANAND R. R., GILKES R. J., ARMITAGE T. M. e HILLYER J.W., 1985: Feldspar weathering in lateritic saprolite. *Clays and Clay Minerals*, 33, 31-43.
- ARAÚJO M. A. F. P., 1991: Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto. Tese de doutoramento, Universidade do Porto.
- ARCHE A, 1989 a: *Sedimentologia*. Vol 1, C. S. I. C., Madrid.
- ARCHE A, 1989 b: Análisis de facies y cuencas sedimentarias. In A. ARCHE (Editor): *Sedimentologia*. Vol.1, C. S. I. C., Madrid, 13-49.
- AZEVÊDO M. T. G. F. M., 1982: O sinclinal de Albufeira. Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. Tese de doutoramento, Fac. Ciências de Lisboa.
- BANFIELD J. F. e EGGLETON R. A., 1988: Transmission electron microscope study of biotite weathering. *Clays and Clay Minerals*, 36, 47-60.
- BARBOSA B. P., 1983: Argilas especiais de Barracão-Pombal. Prospecção, sondagens e cálculo de reservas. *Estudos, Notas e Trabalhos*, XXV, 3-4, 193-213.
- BARBOSA B. P., 1983-85: Origem e idade dos caulinos portugueses em granitos. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24, 101-105.
- BARDOSSY GY, CSNADY A. e CSORDAS A., 1978: Scanning electron microscope study of bauxites of different ages and origins. *Clays and clay minerals*, 26 (4), 245-262.
- BARR S. M. e AREIAS L., 1980: Petrology and geochemistry of granitic intrusions in the Viana do Castelo area, Northern Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 59 (3), 272-281.
- BARSHAD I., 1966: The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. PROC. INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 1966, Jerusalem, 167-173.
- BASSET W. W., 1960: Role of hydroxyl orientation in mica alteration. *Bull. Geol. Soc. of America*, 71, 449-456.
- BATES T. F., 1971: The kaolin minerals. In J. A. GARD (Editor): *The electron-optical investigation of clays*, Mineralogical Society, Monograph 3, 109-157.
- BATISTA J. L. M., 1991: As indústrias líticas pré-históricas do litoral minhoto (Portugal) no seu contexto cronoestratigráfico e paleoambiental. Tese de doutoramento, Universidade do Minho.
- BEA F., HERREO J. G. S. G. e PINTO M. S., 1987: Una compilacion geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del macizo Hesperico. In: *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Libro Homenaje a L. C. GARCIA FIGUEIROLA. Edit. Rueda, Madrid, 87-124.
- BEERBOWER J. R., 1964: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, 31-42.
- BIROT P. e SABARIS L. S., 1954: Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique. *Mémoires et Documents*, 4, C. N. R. S., 7-61.

- BONNEAU M., 1979: Notion de pédoclimat. In M. BONNEAU e B. SOUCHIER (1979): *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol*, Ed. Masson, 329-353.
- BONNEAU M. e SOUCHIER B., 1979: *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol* Ed. Masson.
- BOUREAU E., 1952: Contribution à l'étude paléoxylologique de la Péninsule Ibérique. II-Présence du *Juniperoxylon pachyderma* (GOPPERT) KRAUSEL dans les lignites de divers gisements Pliocènes du Portugal. *Com. Ser. Geol. Portugal*, XXXIII, 83-91.
- BOYÉ M., 1960: Morphométrie des galets de quartz en Guyane française. *Rév. Géomor. Dynam.*, 11(1-2-3), 13-27.
- BRAGA M. A. S., 1988: Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do rio Cávado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização. Tese de doutoramento, Universidade do Minho.
- BRAGA M. A. S. e PAQUET H., 1986: Gibbsite as a biotite weathering product in a granitic saprolite from Cavado River Basin Northwest Portugal. *Proceed. Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation. Granada (Espanha)*, 175-186.
- BRAGA M. A. S., NUNES J. E. L., PAQUET H. e MILLOT G., 1990: Climatic zonality of coarse granitic saprolites ("arenas") in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. *Proc. of the International Clay Conference, Strasbourg, 1989*, V. C. FARMER e Y. TARDY (Eds), *Sci. Géol., Mém.*, 85, 99-108.
- BRANDÃO V. S., 1913: Contribuições para a petrographia de Portugal. IV. Exame e classificação de schistos crystallinos e contacto-metamorphicos de Alêmdouro. B. Schistos de Viana do Castelo. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 9, 146-179.
- BREWER, R., 1976: *Fabric and mineral analysis of soils*. Robert E. Krieger Pub. Comp., New York.
- BRIGLAND, D. R. 1986: *Clast Lithological Analyses. Quat. Res. Assoc. Technical guide n°3*.
- BRINDLEY G. W. e BROWN G. , 1980: *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineralogical Society, Monograph 5.
- CABRAL J., 1986: A neotectónica de Portugal Continental - estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, 2, 14, 3-5.
- CACHÃO M., 1990: Posicionamento biostratigráfico da jazida Pliocénica de Carnide Pombal. *Gaia*, 2, 11-16.
- CAILLEUX A., 1945: Distinction entre galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. France*, Sér. 5, 15, 375-404.
- CAILLEUX A., 1947: L'indice d'émoussé: définition et première application. *C. R. S. Soc. Géol. France*.
- CAILLEUX A. e TRICART J., 1959: *Iniciation a l'étude des sables et des galets*. Centre Doc. Université Paris.



- CANT D. J. , 1978: Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan river and the Battery Point Formation. In A. D. MIALL (Editor): *Fluvial sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mémoir 5. 627-639.
- CANT D. J. e WALKER R. G., 1976: Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Formation. *Can. Jour. Earth Sciences*, 13, 102-119.
- CARDOSO J. L., 1993: O estudo dos grandes mamíferos Plistocénicos de Portugal. Síntese histórica. In: *O Quaternário em Portugal. Balanço e perspectivas*. Ed. Colibri, 97-103.
- CARVALHO A. M. G., 1968: Contribuição para o conhecimento geológico da bacia Terciária do Tejo. *Serv. Geol. Portugal, Memória nº15* (nova série), Lisboa.
- CARVALHO A. M. G., 1972: Caracterização sedimentológica dos depósitos Plio-Pleistocénicos da região de Leiria. *Rev. Fac. Ciências*, 2ª série, XVII (1), Universidade de Lisboa, 197-206.
- CARVALHO G. S., 1952: Quelques résultats de l'application de méthodes morphométriques aux dépôts récents du bassin du Vouga (Portugal). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 33, 59-67.
- CARVALHO G. S., 1953: Les sédiments Pliocènes et la morphologie de la région d'entre Vouga et Mondego (Portugal). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 34, 13-28.
- CARVALHO G. S., 1981: Geol. Estruturas nos depósitos de um terraço no vale do rio Cávado (Penida, Minho, Portugal). *Memórias e Notícias*, Pub. Mus. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 91-92, 153-164.
- CARVALHO G. S., 1983: Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal). VI Reunion do Grupo Español de Trabajo de Quaternario, Galicia. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 365-379.
- CARVALHO G. S., 1985: Novos índices de ambiente periglacial no litoral do Minho (Portugal). Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico, Lisboa, I, 27-36.
- CARVALHO G. S., NUNES J. E. L., 1981a: A problemática dos índices glaciários quaternários na Serra do Gerês e na Serra da Peneda (Portugal). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 2, 289-293.
- CARVALHO G. S., NUNES J. E. L., 1981b: Comentários sobre imagens de factos denunciadores de processos glaciários quaternários nas serras do Gerês e da Peneda (Minho-Portugal). *Memórias e Notícias*, Pub. Mus. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 91-92, 165-171.
- CELORIO M. C. V., HERMO B. S. e VAZQUEZ F. M., (1983): Composición mineralógica de los suelos del área de Mera (Las Marinas). Relación con los factores edafogenéticos. VI Reunion do Grupo Español de Trabajo de Quaternario, Santiago-o-Castro, Galicia, 281-310.
- CHESWORTH W., 1973: The parent rock effect in the genesis of soil. *Geoderma*, 10, 215-225.

- CHESWORTH W., 1975: Soil minerals in the system  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ : phase equilibrium model. *Clays and Clay Minerals*, 23, 55-60.
- CHESWORTH W., 1977: Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and mineral assemblages at the surface of the earth. *Jour. Soil Science*, 28, 490-497.
- CHESWORTH W., 1992: Weathering systems. In: *Weathering, soils & paleosols*. Ed. I. P. MARTINI e W. CHESWORTH, Elsevier, 19-40.
- CLEAVES E. I., 1983: Chemical weathering in a humid temperate environment. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, 72, 47-55.
- CLIMAP, 1976: The surface of the ice-age earth. *Science*, 191, 1131-1140.
- COCH N. e KRINSLEY D., 1971: Comparison of stratigraphic and electron microscopic studies in Virginia, Pleistocene sediments. *Jour. Geology*, 79, 426-437.
- CROOK K. A. W., 1968: Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology*, 11, 171-182.
- CUNHA L. V., GONÇALVES A. S., FIGUEIREDO V. A. e LINO M., (1980): A Gestão da água. Princípios fundamentais e sua aplicação em Portugal. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- DAL CIN R., 1968: Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. *Jour. Sedimentary Petrology*, 48 (4), 1094-1099.
- DAVEAU S., 1977: Répartition et rythme des précipitations au Portugal. *Mem. Cent. Estudos Geográficos*, 3.
- DAVEAU S., 1980: Dois mapas climáticos de Portugal. Relatório nº8, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- DEBON F. e LE FORT P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin., Earth Sciences*, 73, 135-149.
- DEJOU J., GUYOT J. et CHAUMONT C., 1972: La gibbsite, minéral banal d'altération des formations superficielles et des sols développés sur socles cristallins et cristallophylliens dans les zones tempérées humides. 24th IGC - Section 10, 417-425.
- DIAS G. T., 1983-85: Caracterização geoquímica dos complexos graníticos de S. Ovídio, Nora e Arga (Província do Minho). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIV, 37-53.
- DIAS G. T., 1987: Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filonianas de Sn-W (Minho, Portugal). Tese de doutoramento, Universidade de Minho.
- DIAS G. T., 1984: Granitos hercínicos sintectónicos da área de Ponte de Lima (Norte de Portugal) - evolução geoquímica. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 98, 9-33.

- DIAS G. T. e BOULLIER A. M., 1985: Évolution tectonique, métamorphique et plutonique d'un secteur de la chaîne hercynienne ibérique (Ponte de Lima, Nord du Portugal). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 1, 3, 423-434.
- DIAS J. M. A., 1987: Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- DINIZ F., 1984: Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène portugais. Rio Maior: un bassin de référence pour l'histoire de la flore, de la végétation et du climat de la façade atlantique de l'Europe méridionale. Thèse Docteur d'Etat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier.
- DINIZ F., 1993a: Aspectos da vegetação e do clima de formações Quaternárias entre Óbidos e Peniche. Actas da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico, 1989, Madrid, 337-344.
- DINIZ F., 1993b: Aspectos paleoflorísticos e paleoclimáticos do Plistocénico português. A análise polínica da jazida de Vale de Benfeiro (Ferrel). 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, 45.
- DUCHAUFOUR Ph., 1979: *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification*. Ed. Masson.
- DUPLAIX, S., 1948: *Détermination microscopique des minéraux des sables*. Librairie Polytechnique, Béranger, Paris.
- EYLES N., 1993: Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 35, 1-248.
- FEIO M., 1949: Notas geomorfológicas. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, 3.
- FERREIRA A. B., 1986: L'évolution tectonique Tertiaire et Quaternaire dans le Nord-ouest du Portugal. L'apport des méthodes géomorphologiques. Relatório nº26, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- FERREIRA A. B., ROMANI J. R. V., VILAPLANA J. M., RODRIGUES M. L., ZÉZERE J. L. e MONGE C., 1992: Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurès (Portugal; Galiza). Levantamento cartográfico. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 17, 121-135.
- FERREIRA D. B., 1981: Carte geomorphologique du Portugal. *Mem. Centro de Estudos Geográficos*, 6.
- FERREIRA N., IGLESIAS M., NORONHA F., PEREIRA E., RIBEIRO A. e RIBEIRO M.L., 1987: Granitoides da Zona Centro Iberica e seu enquadramento geodinamico. In: *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Libro Homenaje a L. C. GARCIA FIGUEIROLA. Edit. Rueda, Madrid, 37-51.
- FISHER P. F. e BRIGLAND D. R. 1986: Analysis of pebble morphology. In D. R. BRIGLAND: *Clast Lithological Analysis*. *Qual. Res. Assoc.*, Technical guide nº3.
- FLAGEOLLET J.-C., 1977: Origine des reliefs, altérations et formations superficielles: contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. *Sciences de la Terre*, Mémoire nº35.

- FOLK R. L., 1954: Distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Jour. Geology*, 62, 345-351.
- FOLK R. L., 1964: A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93.
- FOLK R.L. e WARD W.C., 1957: Brazos River Bar: A study in the significance of Grain Size Parameters. *Jour. Sedimentary Petrology*, 27 (1), 3-26.
- FRIEDMAN G. M., 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sedimentary Petrology*, 37 (2), 337-354.
- FURTADO A. F. A. S., 1973: Sobre a presença de gibsite em solos derivados de rochas graníticas em climas tropicais e temperados. *Garcia de Orta, Sér. Geológica, Lisboa*, 1 (1), 15-22.
- GARDNER L. R., 1972: Conditions for direct formation of gibbsite from K-feldspar. *American Mineralogist*, 57, 294-300.
- GARDNER L. R., 1983: Models for incongruent feldspar dissolution. *Sci Géol. Mém.* 71, 55-62.
- GAUSSEN G. C., 1981: Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude Géomorphologique. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 5.
- GAUSSEN G. C., 1985: Observations au microscope électronique à balayage de grains de quartz issus de dépôts glaciaires Pleistocènes de basse altitude dans les montagnes du nord-ouest du Portugal. I Reunião do Quaternário Ibérico, Actas I, 185-189.
- GEY M. P., TABOADA T. M. e GARCIA C., 1992: Estudio de una paleoalteración granítica situada bajo los depósitos Terciarios de Xinzo de Limia. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 17, 85-95.
- GEY M. P. e GARCIA C., 1993: Caracterización de un pleosuelo enterrado bajo los sedimentos terciarios de As Pontes de García Rodríguez. (A Coruña, Galicia, NW España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 18, 325-335.
- GILKES R. J. e SUDDHIPRAKARN A., 1979: Biotite alteration in deeply weathered granite. I-Morphological, mineralogical, and chemical properties. *Clays and Clay Minerals*, 27, 349-360.
- GOLDICH S. S., 1938: A study in rock-weathering. *Jour. Geology*, 46, 17-38.
- GOMES C. S. F., 1979: Characterization of structural defects in kaolinite minerals. Tese de doutoramento, Universidade de Leeds.
- GOMES C. S. F., 1982: Relação entre a capacidade de intercalação de caulinites e defeitos estruturais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIII, 55-64.
- GOMES C. S. F., 1987: X-ray diffraction and infrared absorption crystallinity indices in kaolinites. Their significance, capacities and limitations. Summaries Proceed. The Sixth meeting of the European Clay Groups, Sevilha (Espanha), 265-269.
- GOMES C. S. F., VELHO J. A. L. e DELGADO H. M. S., 1991: Kaolin deposits of Portugal. PROC. 7th EUROCLAY Conf. DRESDEN'91, Greifswald, 427-430.

- GRANJA H. M. e CARVALHO G. S., 1993: As datações pelo radiocarbono e o Plistocénico-Holocénico da zona costeira do NO de Portugal. 3<sup>a</sup> Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, 148.
- GUILLET B. e SOUCHIER B., 1979: In M. BONNEAU e B. SOUCHIER (1979): *Constituants et propriétés du sol*, Ed. Masson, 16-37.
- HARRIS W. G., ZELAZNY L. W. e BLOSS F. D., 1985: Blotite kaolinization in Virginia piedmont soils: II. Zonation in single grains. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1297-1302.
- HERMO S. B. M. e VAZQUEZ F.M., 1983: Transformaciones en la organización y edafogénesis de rocas esquistosas en Galicia. *Ann. Edafol. y Agrob.*, 42, 1867-1883.
- HODA S. N. e HOOD W. C., 1972: Laboratory alteration of trioctahedral micas. *Clays and Clay Minerals*, 20, 343, 358.
- HOLTZAPFFEL T., 1985: Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, 12.
- JACKSON R. G. II, 1975: Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1523-1533.
- JULIVERT M, FONTBOTÉ J., RIBEIRO A. e CONDE L., 1974: Memória explicativa do Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1/1 000 000. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- KARATHANASIS A. D., 1989: Soil solution: a sensitive index of mineral stability in pedogenic environments. In *Weathering: its products and deposits*. Vol. I. Processes, Theophrastus Pub., 157-195.
- KITRICK J. A., 1973: Mica-derived vermiculites as unstable intermediates. I *Clays and Clay Minerals*, 21, 479-488.
- KRAUSKOPF K. B., 1972: *Introdução à geoquímica*. Editora Polígono.
- KRINSLEY D. H. e FUNNELL B. M., 1965: Environmental history of quartz sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 121, 435-461.
- KRINSLEY D. H. e DOORNKAMP J. C., 1973: Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press.
- KRONBERG B. I. e NESBITT H. W., 1981: Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. *Jour. Soil Science*, 32, 453-459.
- LA ROCHE H., 1964: Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, 9, 3, 293-337.
- LANE E. W., BROWN C., GIBSON G. C., HOWARD C. S., KRUMBEIN W. C., MATTHES G. H., RUBEY W. W., TROWBRIDGE A. C., STRAUB L. G., 1947: Report of the Subcommittee on sediment terminology. *Trans. Amer. Geoph. Union*, 28(6), 936-938.

- LELONG F. e SOUCHIER B., 1979: Signification écologique du complexe d'altération. Importance relative des facteurs généraux et stationnels. In M. BONNEAU e B. SOUCHIER: *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol*. Ed. Masson, 72-96.
- LEOPOLD L. B. e WOLMAN M. G., 1957: River channel patterns: braided, meandering and straight. *Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.*, 282 B.
- LOPES M. E. S. A. M., 1974: The paleoclimatic significance of petrographic composition of Olifants'river terraces coarse deposits. In Masinguir. *Mem. Inst. Cient. Moçambique*, 10, 101-120.
- LORITE M. C., HUERTOS E. G. e PENDAS S. A., 1983: Contribucion al conocimiento de los depositos caoliniferos de Pontevedra. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de LAxe*, 4, 1-203.
- LY C. K., 1978: Grain surface features in environmental determination of Late Quaternary deposits in New South Wales. *Jour. Sedimentary Petrology*, 48, 1219-1226.
- MACÍAS F. e ANTA R. C., 1992: Caractérisation pédogéochimique des sols de la Galice (NW Espagne) en relation avec la diversification lithologique. Mise en évidence d'un milieu de transition entre les domaines tempérés et subtropicaux humides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 1803-1810.
- MADEIRA M. A. V. e FURTADO A. F. A. S., 1983: Os solos formados a partir de rochas graníticas sob clima temperado super-húmido (Parque Nacional da Peneda-Gerês). Suas características mais relevantes. *Anais do Instituto Superior de Agronomia*, 9-54.
- MANKER J. P. e PONDER R. D., 1978: Quartz grain surface features from fluvial environments of Northeastern Georgia. *Jour. Sedimentary Petrology*, 48, 1227-1232.
- MARGOLIS S. V., 1968: Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. *Sedimentary Geology*, 2, 243-256.
- MARTIN C. L., 1975: L'érosion des sols sur roches métamorphiques en milieu méditerranéen Provençal: les enseignements d'une station expérimentale. *Rév. Géomor. Dynam.*, 24 (2), 1-63.
- MARY G., 1985: Les eboulis periglaciaires le long du littoral asturien et galicien. *Actas da I Reunião do Cuaternário Ibérico*, Lisboa, 1, 119-126.
- Mc HARDY W. J. e BIRNE A. C., 1987: Scanning electron microscopy. In M. J. WILSON (editor): *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie, 174-208.
- MEDEIROS A. C., TEIXEIRA C., LOPES J. T. e PEREZ T. P., 1975: Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Noticia Explicativa da folha 5-B, Ponte da Barca. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- MEYER R., 1987: *Paleoaltérites et paleosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires*. BRGM, Manuels et méthodes n°13.
- MIALL A. D., 1977: A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1-62.

- MIALL A. D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In A. D. MIALL (Editor): *Fluvial sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mémoire* 5, 597-604.
- MIALL A. D., 1985: Architectural-element analysis: a new method of facies applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308.
- MIALL A. D., 1990: *Sedimentary basin analysis*. Springer-verlag.
- MILLOT G. e BONIFAS M., 1955: Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, 8, 3-20.
- MIRANDA A. M., 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., 28, 3-86.
- MOENKE H., 1963: *Mineralspektren*. Akademik.
- MOFFAT A. J., 1986: Quartz signatures in Plio-Pleistocene gravels in the northern part of the London Basin. In D. R. BRIGLAND: *Clast Lithological Analyses*. *Quat. Res. Assoc.*, Technical guide nº3.
- MORAIS J. C., 1950: Divisão climática de Portugal. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 27, 101-123.
- MORAIS J. C., 1966: Clima de Portugal. Centro de Estudos de Urbanismo e Habitação Engenheiro Duarte Pacheco.
- NADEAU P. H. e TAIT J. M., 1987: Transmission electron microscopy. In M.J. WILSON (editor): *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie, 209-247.
- NAHON D. e BOCQUIER G., 1983: Petrology of elements transfers in weathering and soil systems. *Sci. Géol. Mém.* 72, 111-119.
- NONN H., 1966: Les régions cotières de Galice (Espagne) - Etude géomorphologique. Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Paris.
- NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J-Y., BOURGEAT F. e TARDY Y., 1972: Altération des biotites dans les arenés des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sci. Géol. Bull.*, 25, 287-305.
- OJANUGA A. G., 1973: Weathering of biotite in soils of a humid tropical climate. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 37, 644-646.
- PAIS J., 1989: Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, 67-72.
- PAQUET H., 1970: Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, 30.
- PARFENOFF A., POMEROL C. e TOURENQ J., 1970: *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination*. Masson et Cie, Paris.



- PARKER A., 1970: An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, 107, 501-504.
- PASSEGA R., 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Associ. Petroleum Geologists*, 41(9), 1952-1984.
- PASSEGA R., 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Jour. Sedimentary Petrology*, 34(4), 830-847.
- PASSEGA R., 1977: Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, 24, 723-733.
- PASSEGA R. e BYRAMJEE R., 1969: Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- PATINO T. M., SAAVEDRA J. e MILLAN A., 1983: A mineralogical study of aluminium hydroxides and oxihydroxides in profiles of granitic alterations in Spain's Mid-West. 5th. Meet. European Clay Groups, Prague, 181-186.
- PÉDRO G., 1979: Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolytique. *Science du Sol* 283, 93-105.
- PÉDRO G., 1984: La genèse des argiles pédologiques. Ses implications minéralogiques, physico-chimiques et hydriques. *Sci. Géol. Bull.*, 37, 4, 333-347.
- PENVEN M. J., FEDOROF N. e ROBERT M., 1983: Alteration meteorique des feldspaths en milieu méditerranéen humide. *Sci. Géol. Mém.*, 72, 149-160.
- PEREIRA D. M. I., 1989: Sedimentologia e estratigrafia dos depósitos Quaternários do rio Minho (região de S. Pedro da Torre). Provas A. P. C. C., Universidade do Minho.
- PEREIRA D. I., 1991: Evolução Quaternária do rio Minho na região entre S. Pedro da Torre e Valença. *Memórias e Notícias*, Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 112, 327-345.
- PEREIRA D. M. I. e ALVES M. I. C., 1993: Estudo exoscópico de grãos de quartzo de depósitos de origem fluvial do Minho (Portugal). Actas da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico, 1989, Madrid, 111-118.
- PEREIRA E., RIBEIRO A., CARVALHO G., MONTEIRO H., 1989: Carta geológica de Portugal, folha I, escala 1/200 000. Serviços Geológicos de Portugal.
- PEREIRA V. M. F. G., (1984): Characterization of the major cambisols in North central Portugal. Thesis Ph.D., Universidade de Aberdeen.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R., 1987: *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, London.
- PITTMAN E. D., 1972: Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Jour. Sedimentary Petrology*, 42, 507-519.
- PLUMLEY W. J., 1948: Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport. *Jour. Geology*, 56, 526-577.
- POMEROL, Ch., 1968: Intérêt et applications de l'étude des minéraux lourds. *Rév. Géog. Phys. Géol. Dynam.*, 10, 383-396.

- PONEL P., 1994: Les fluctuations climatiques au Pléniglaciaire würmien déduites des assemblages d'Arthropodes fossiles à La Grande Pile (Haute-Saône, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, 845-852.
- PYE K., 1983: Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. *Sedimentary Geology*, 34, 267-282.
- RAMOS A., 1989: Sistemas aluviais braided. In A. ARCHE (Editor): *Sedimentologia*. Vol I, C. S. I. C., Madrid, 67-106.
- RAYNAL R. e NONN H., 1968: Glacis étagés et formations Quaternaires de Galice orientale et de Leon: quelques observations et données nouvelles. *Rév. Géomorph. Dynam.*, 18(3), 1-117.
- READING H. G., 1989: *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Pub.
- REGO P. R. e RODRIGUEZ M. J. A., 1993: Caracterización climática y vegetacional de la serra do Xeres (Portugal) durante el Tardiglacial y el Holoceno: análisis polínico de la lagoa de Marinho. 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, 1993. Coimbra, 59.
- REICHE P., 1943: Graphic representation of chemical weathering. *Jour. Sedimentary Petrology*, 13, 2, 58-68.
- REICHE P., 1950: A survey of weathering processes and products. *Univ. New Mexico, Pub. Geol.*, 3.
- REINECK H.-E. e SINGH I. B., 1980: *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag.
- RIBAUT L. Le, 1977: *L'exoscopie des quartz*. Masson. Paris.
- RIBEIRO A., ANTUNES M. T., FERREIRA M. P., ROCHA R. B., SOARES A. F., ZBYSZEWSKI G., ALMEIDA F. M., CARVALHO D. e MONTEIRO J. H., 1979: Introdução à geologia geral do Portugal. Serv. Geol. Portugal.
- RIVIÈRE A., 1977: *Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations*. Masson.
- ROBERT M. e TESSIER D., 1992: Incipient weathering: some new concepts on weathering, clay formation and organization. In: *Weathering, soils & paleosols*. Ed. I. P. MARTINI e W. CHESWORTH. Elsevier, 71-105.
- RODRIGUES A. e DIAS J. M. A., 1989: Evolução pós-glaciária da plataforma continental portuguesa a norte do Cabo Mondego. *Anais do Instituto Hidrográfico* 10, 39-50.
- ROMERO R. ROBERT M., ELSASS F. e GARCIA C., 1992: Evidence by transmission electron microscopy of weathering microsystems in soils developed from crystalline rocks. *Clay Minerals*, 27, 21-33.
- ROYSE Jr C. F., 1968: Recognition of fluvial environments by particle-size characteristics. *Jour. Sedimentary Petrology*, 38 (4), 1171-1178.
- RUSSELL J. D., 1987: Infrared methods. In M.J. WILSON (editor): *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie, 133-173.

- RUST B. R., 1978: A classification of alluvial channel systems. In A. D. MIALL (Editor): *Fluvial sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 187-198.
- SCOTT A. D. e REED M. G., 1964: Expansion of potassium-depleted muscovite. *Clays and Clay Minerals*, 13<sup>th</sup>. Conference., 247-261.
- SERRANO A. M., 1982: El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoesratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*, 48, 19-41.
- SERRANO L., 1973: Contribuição para o conhecimento do jazigo de caulino de Alvarães (Viana do Castelo). *Sep. Vol. XX, Fasc. 3-4, Estudos, Notas e Trabalhos*, Serviço de Fomento Mineiro, Porto.
- SCNITZER M. e KODAMA H., 1976: The dissolution of micas by fulvic acid. *Geoderma*, 15, 381-391.
- SILVA J. M. V., 1983: Estudo mineralógico da argila e do limo de solos derivados de granitos, xistos e rochas básicas da região de Trás-os-Montes. *Garcia de Orta. Sér. Est. Agron.*, Lisboa, 10 (1-2), 27-36.
- SIMÕES P. M. M. P., 1992: Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica de granitos de duas micas da região de Viana do Castelo - Vila Praia de Âncora (NW de Portugal). Provas A. P. C. C., Universidade do Minho.
- SNEED E. D. e FOLK R. L., 1958: Pebbles in the Colorado river, Texas. A study in particule morphogenesis. *Jour. Geology*, 66(2), 114-150.
- SOUTENDAM C. J. A., 1967: Some methods to study surface textures of sand grains. *Sedimentology*, 8, 281-290.
- STEINMANN P., LICHTNER P. C. e SHOTYK W., 1994: Reaction path approach to mineral weathering reactions. *Clays and Clay Minerals*, 42, 2, 197-206.
- STOCH L. e SIKORA W., 1976: Transformations of micas in the process of kaolinization of granites and gneisses. *Clays and Clay Minerals*, 24, 156-162.
- SUDO T. e TAKAHASHI H., 1971: Other minerals in clays. In J. A. GARD (Editor): *The electron-optical investigation of clays*, Mineralogical Society, Monograph 3, 345-358.
- SUDO T., SHIMODA S., YOTSUMOTO H. e AITA S., 1981: *Electron micrographs of clay minerals*. Developments in sedimentology 31, Elsevier.
- TARDY Y., 1969: Géochimie des altérations. Étude des arenés et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, 31.
- TEIXEIRA C., 1944: Tectónica Plio-Pleistocénica do Noroeste Peninsular. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4, 1-II, 19-41.
- TEIXEIRA C., 1949: Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bol. Mus. Lab. Geol. Univ. Lisboa*, 17, 5ª série, 33-48.
- TEIXEIRA C., 1979: Plio-Pleistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 35-46.

- TEIXEIRA C. e GONÇALVES F., 1980: *Introdução à geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica.
- TEIXEIRA C., MEDEIROS A. C., ALVES C.A.M. e MOREIRA M.M., 1969: Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50000. Notícia Explicativa da folha 5-C, Barcelos. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- TEIXEIRA C., MEDEIROS A.C. e COELHO A. P., 1972: Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da folha 5-A, Viana do Castelo. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- TEXIER J.-P. e MEIRELES J., 1987: As formações Quaternárias do litoral do Minho (Portugal): propostas para uma nova abordagem climato-cronológica e dinâmica. *Cadernos de Arqueologia*, Série II, 4, 9-33.
- THOMÉ P. S., 1978: Nuevos testigos de una glaciación Wuermiense y de altura muy baja en el noroeste de la Península Ibérica (Orense, España y Minho/Tras os Montes, Portugal). *Cuad. del Seminário de Estudos Ceramicos de Sargadelos*, 27. 219-243.
- THOREZ J., 1975: *Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their x-ray diffraction analysis*. Ed. G. Lelotte.
- THOREZ J., BOURGUIGNON P. et PAEPE R., 1970: Étude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess Pléistocenes en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 93, 265-285.
- TIETZ G. F., 1987: Mineral distribution and feldspar weathering in a saprolite from northeastern Nigeria. *Chemical Geology*, 60, 163-176.
- TRICART J., 1961: Observations sur la charge des matériaux grossiers par les courses d'eau. *Rév. Géomor. Dynam.*, 12, 3-15.
- TRICART J. e SHAEFFER R. 1950: L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rév. Géomor. Dynam.*, 4, 151-178.
- VAN DER MAREL, H. W. and BEUTELSPACHER, H., 1976: *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Elsevier Scientific Publishing.
- VAUDOUR J., 1974: Age et signification de quelques sols rouges sur gneiss et sur micaschistes dans la Cordillere Central Espagnole. Actas de la I Reunion Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario, Madrid, 181-197.
- VAZQUEZ F. M., 1981: Formation of gibbsite in soils and saprolites of temperate-humid zones. *Clay Minerals*, 16, 43-52.
- VAZQUEZ F. M., PAZ C. G., AZCARATE M. G. e CELORIO M. C. V., 1981: El factor material de partida de los suelos de las Marinas. 2. Alteración de los esquistos en medios bien drenados. *Acta Científica Compostelana*, 17, 265-292.
- VEBLEN D. R., KRINSLEY D. H. e THOMPSON M., 1981: Transmission electron microscope study of quartz microstructures produced by aeolian bombardment. *Sedimentology*, 28, 853-858.

- VELHO J. A. G. L. e GOMES C. S. F., 1989: Potencialidades dos caulinos portugueses para a indústria do papel. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 4, 1, 119-134.
- VICENTE M. A., MOLINA E. e ESPEJO R., 1991: Clays in paleoweathering processes: study of a typical weathering profile in the Hercynian basement in the Montes Toledo (Spain). *Clay Minerals*, 26, 81- 90.
- WALKER R. G. e CANT D. J., 1979: Facies models 3. Sandy fluvial systems. In R. G. WALKER (Editor): *Facies models, Geoscience Canada reprint series 1*, 23-32.
- WEBER F. e LARQUÉ Ph., (1973): Mise au point d'une méthode d'analyse mineralogique quantitative par diffraction des Rayons X. *Analisis*, 2 (1), 15-29.
- WILSON M. J., 1966: The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils. *Miner. Magazine*, 35 (276), 1080-1093.
- WILSON M. J., 1987: *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie.
- ZBYSZEWSKI G., 1958: Le Quaternaire du Portugal. Pub. Instituto de Alta Cultura, *Extracto do Bol. Soc. Geol. de Portugal*, XIII, 1-II.
- ZUBAKOV V. A. e BORZENKOVA I. I., 1990: *Global palaeoclimate of the Late Cenozoic*. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy 12*, Elsevier.

# **ANEXOS**

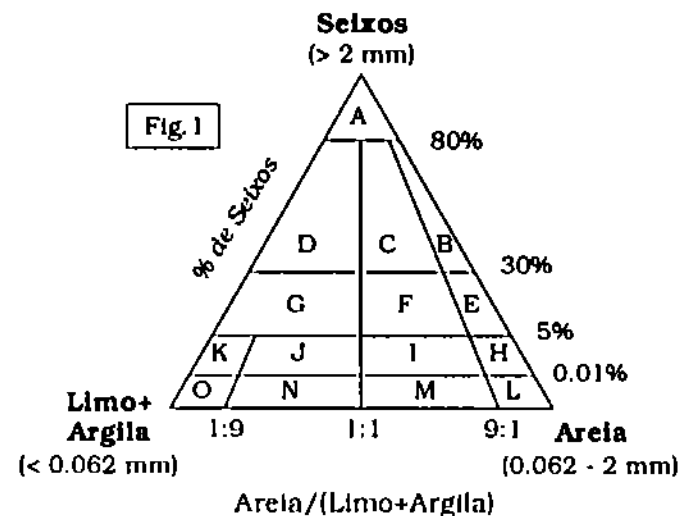
## CLASSIFICAÇÃO DIMENSIONAL DAS PARTÍCULAS

Terminologia		Limites (mm)
BLOCOS	multo grandes	4096
	grandes	2048
	médios	512
	pequenos	256
		128
SEIXOS GRANDES		
SEIXOS PEQUENOS	multo grosseiros	64
	grosseiros	32
	médios	16
	finos	8
		4
AREÃO		
AREIA	multo grosseira	2
	grosseira	1
	média	0.5
	finas	0.25
	multo fina	0.125
		0.062
LIMO	grosseiro	0.031
	médio	0.016
	fino	0.008
	multo fino	0.004
		0.002
ARGILA	média	0.001
	finas	0.0005
	multo finas	0.00024

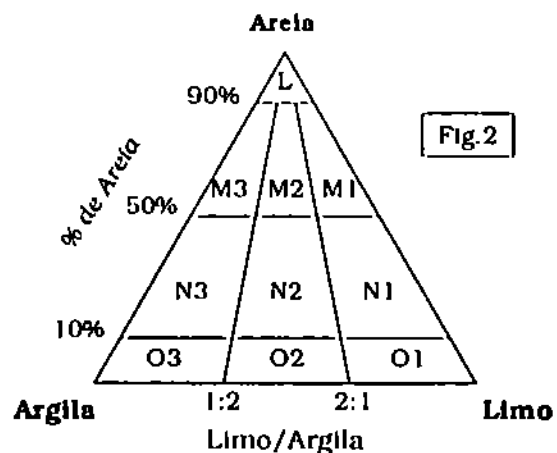
Tradução da autoria do Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho, baseada nas designações das classes apresentadas por LANE *et al* (1947).

## CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE SEDIMENTOS TERRÍGENOS

- A - *Gravel*: cascalho
- B - *Sandy gravel*: cascalho arenoso
- C - *Muddy sandy gravel*: cascalho areno-lodoso
- D - *Muddy gravel*: cascalho lodoso
- E - *Gravelly sand*: areia com seixos
- F - *Gravelly muddy sand*: areia lodosa com seixos
- G - *Gravelly mud*: lodo com seixos
- H - *Slightly gravelly sand*: areia com raros seixos
- I - *Slightly gravelly muddy sand*: areia lodosa com raros seixos
- J - *Slightly gravelly sandy mud*: lodo arenoso com raros seixos
- K - *Slightly gravelly muddy mud*: lodo com raros seixos
- L - *Sand*: areia
- M - *Muddy sand*: areia lodosa
- N - *Sandy mud*: lodo arenoso
- O - *Mud*: lodo



- L - *Sand*: areia
- M1 - *Silty sand*: areia limosa
- M2 - *Muddy sand*: areia lodosa
- M3 - *Clayey sand*: areia argilosa
- N1 - *Sandy silt*: limo arenoso
- N2 - *Sandy mud*: lodo arenoso
- N3 - *Sandy clay*: argila arenosa
- O1 - *Silt*: limo
- O2 - *Mud*: lodo
- O3 - *Clay*: argila



Tradução dos termos propostos por FOLK (1954) para misturas de seixos, areia e lodo (Fig.1) e misturas de areia, limo e argila (Fig.2).



## Amostras dos depósitos na margem direita do rio Lima (LN).

Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS				
	SEIXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu\text{m}$ )	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
29.GL.1	0.0	26.5	65.6	8.0	196	5.48	1.97	-0.09	0.85
29.GL.2	50.2	37.2	6.7	6.0	8000	-0.53	3.23	0.42	1.03
29.GL.3	37.5	45.6	11.8	5.1	8000	0.66	3.64	0.29	0.97
31.GL.1	2.3	31.5	28.0	38.2	2000	6.06	2.40	-0.47	0.66
31.GL.2	60.6	26.4	5.7	7.3	8000	-0.89	3.34	0.76	1.13
31.GL.3	29.7	43.7	19.8	6.9	8000	1.38	3.91	0.19	0.74
2.PL.1	19.0	50.0	19.7	11.3	5464	2.44	3.60	0.25	0.74
4.PL.1	4.2	88.7	4.1	3.1	1569	0.61	1.60	0.39	2.06
4.PL.2	42.1	51.5	4.0	2.5	8282	-0.34	2.19	0.43	1.54
4.PL.3	58.4	36.5	3.6	1.5	8000	-1.11	2.38	0.41	0.93
4.PL.4	29.0	55.7	8.5	6.8	4595	0.75	2.94	0.50	1.26
4.PL.5	2.7	54.1	18.6	24.6	1516	4.01	3.26	0.20	0.54
5.PL.2	51.0	32.9	10.3	5.8	8000	0.07	3.68	0.52	0.89
5.PL.3	41.8	33.4	22.5	2.3	8000	0.84	3.76	0.25	0.60
5A.PL.1	26.0	43.6	20.1	10.3	8000	2.01	4.00	0.08	0.79
5A.PL.2	40.8	35.6	20.9	2.9	8000	0.75	3.71	0.17	0.64
5B.PL.1	20.3	46.9	23.2	9.6	8000	2.33	3.96	0.03	0.80
5B.PL.2	18.8	54.3	24.0	2.9	5657	2.03	3.28	0.09	0.84
8A.PL.1	5.6	77.2	10.1	7.1	2144	1.68	2.68	0.56	1.39
8A.PL.2	13.9	63.0	13.8	9.3	4757	1.90	3.25	0.40	1.06
8B.PL.1	15.3	65.8	11.7	7.3	7464	1.55	3.16	0.40	1.33
8B.PL.2	14.5	70.4	9.0	6.1	8000	1.13	2.88	0.39	1.61
8B.PL.3	11.1	67.7	11.7	9.5	4757	2.08	3.19	0.41	1.16
43.PL.1	40.6	37.4	12.8	9.2	8000	0.91	4.02	0.35	0.74
43.PL.2	12.2	54.2	17.7	15.9	3249	3.26	3.68	0.24	0.73
43.PL.3	12.0	35.8	26.4	25.8	8000	4.23	3.81	-0.24	0.73
43.PL.4	32.9	43.4	20.6	3.2	8000	1.18	3.86	0.10	0.71
48.PL.1	67.0	20.9	1.9	1.2	8000	-1.70	2.06	0.77	0.78
48.PL.2	0.6	43.4	30.8	25.2	287	5.25	2.32	0.21	0.57
48.PL.3	26.0	60.2	6.1	7.7	8000	0.58	3.19	0.12	1.39
42.VC.1	14.3	76.0	6.0	3.7	2928	0.80	2.22	0.28	1.48
42.VC.2	44.3	49.8	4.2	1.7	8000	-0.63	2.50	0.15	0.93
50.VC.1	23.8	57.6	5.3	13.3	3482	1.60	3.34	0.60	1.21

Os resultados dimensionais da amostra 43.PL.1 referem-se à matriz da fracção grosseira.

Amostras dos depósitos na margem esquerda do rio Lima (LS).  
Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente  
média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS				
	SEIXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu\text{m}$ )	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
3.GL.1	56.0	7.6	32.0	4.4	5657	0.73	3.75	0.79	0.56
3.GL.2	57.4	34.3	4.7	3.5	8000	-1.15	2.77	0.49	1.20
5.GL.1	60.0	29.5	0.4	1.0	5464	-0.34	2.45	0.76	1.31
5B.GL.1	53.8	32.3	6.0	8.0	8000	-0.29	3.06	0.58	1.81
6.GL.1	49.9	39.7	7.4	2.9	8000	-0.65	2.90	0.36	1.16
6.GL.2	40.0	44.7	12.4	2.9	8000	0.24	3.13	0.38	1.16
8.GL.2	14.1	68.2	7.4	10.3	2928	1.67	3.16	0.66	1.64
8.GL.3	26.0	51.8	14.3	7.9	8000	1.55	3.64	0.34	1.02
8.GL.4	53.4	29.7	15.0	2.0	8000	-0.14	3.52	0.63	0.70
8A.GL.3	49.1	31.1	12.4	7.3	8000	0.55	4.03	0.52	0.75
8A.GL.4	18.6	43.4	31.2	6.9	8000	2.67	3.78	-0.05	0.82
8B.GL.2	58.6	24.0	6.0	11.4	8000	0.05	4.01	0.76	0.95
8B.GL.3	27.7	48.0	6.3	18.0	4438	2.10	4.00	0.68	0.91
8B.GL.4	61.4	28.1	7.7	2.8	8000	-1.01	2.39	0.64	1.09
32.GL.1	0.6	6.8	51.8	41.7	9190	6.93	1.63	-0.61	0.87
32.GL.2	26.6	52.3	9.2	11.8	3364	1.84	3.51	0.55	1.00
32.GL.3	54.3	27.9	8.2	9.6	6063	0.71	3.62	0.73	1.16
32.GL.4	17.5	58.0	13.8	10.8	3364	2.06	3.48	0.56	0.91
32A.GL.2	64.3	15.4	9.1	11.3	8000	-0.15	4.00	0.93	0.88
35.GL.1	39.8	44.6	6.8	8.9	8000	0.32	3.27	0.48	1.37
35.GL.2	0.1	17.8	52.2	29.9	297	6.26	2.13	-0.44	0.88
35.GL.3	54.8	32.1	5.3	7.8	8000	-0.71	3.26	0.53	1.19
36.GL.1	13.4	66.4	7.7	12.5	2828	2.06	3.41	0.64	1.36
36.GL.2	14.3	40.3	21.0	24.4	3031	3.53	3.79	0.04	0.51
36.GL.3	24.9	52.3	8.1	14.6	3732	2.19	3.84	0.61	0.97
13.PL.1	31.3	51.0	6.1	11.7	8000	1.15	3.65	0.46	1.39
13.PL.2	0.5	67.6	12.4	19.5	637	3.87	2.88	0.64	0.63
13.PL.3	36.5	42.5	6.7	14.2	5098	1.57	3.78	0.69	1.08
16.PL.2	57.8	32.6	6.2	3.5	8000	-0.86	2.95	0.53	1.15
17.PL.1	27.1	48.6	13.6	10.6	8000	1.96	3.91	0.25	0.91
19.PL.1	26.3	52.0	12.2	9.5	5657	1.76	3.66	0.48	1.07
19.PL.2	66.5	27.0	2.9	3.6	8000	-1.33	2.44	0.48	1.49
19.PL.3	48.3	46.2	2.5	3.0	4925	-0.80	1.62	0.43	2.59
19.PL.4	37.9	53.4	4.5	4.1	8000	-0.56	2.80	-0.10	1.12
19.PL.5	35.8	46.5	9.5	8.2	8000	0.88	3.42	0.50	1.24
64.PL.1	0.3	61.4	18.2	20.1	595	4.20	2.82	0.46	0.64
64.PL.2	42.1	37.5	13.4	7.0	8000	0.79	3.94	0.33	0.75
65.PL.1	57.0	24.1	9.2	9.7	8000	0.06	3.97	0.75	0.80
65.PL.2	46.2	29.9	6.6	17.3	5657	1.72	4.18	0.71	0.83
65.PL.3	64.9	20.9	7.2	7.0	8000	-0.85	3.44	0.83	0.97
65.PL.4	62.7	21.8	7.5	8.0	7728	0.04	3.21	0.72	1.55
65.PL.5	69.9	17.7	8.3	4.1	8000	-0.90	3.14	0.67	1.40
65.PL.6	31.7	48.2	8.6	11.5	5098	1.29	3.57	0.59	1.13
62.VC.1	0.0	94.9	3.6	1.5	366	2.42	0.67	0.30	2.03
62.VC.2	71.2	26.3	1.9	0.7	8000	-1.38	2.42	0.91	0.49

Amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAJAS				PARÂMETROS				
	SEXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu\text{m}$ )	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
ALV									
7.ALV.1	8.6	52.5	13.4	25.6	2732	3.37	3.67	0.25	0.50
7.ALV.2	32.9	47.4	12.4	7.3	8000	0.74	3.77	0.24	0.89
9.ALV.1	0.8	46.8	17.4	34.9	2639	4.43	3.32	-0.13	0.52
9A.ALV.1	54.7	31.0	11.8	2.4	8000	0.91	3.80	0.40	0.83
9A.ALV.2	34.6	41.7	19.5	4.2	8000	-0.44	3.26	0.56	0.92
10.ALV.2	63.7	27.8	4.6	3.9	8000	-1.71	2.63	0.66	1.52
10.ALV.3	70.6	23.6	4.9	1.0	8000	-1.89	2.07	0.58	1.37
10.ALV.4	22.2	50.6	22.6	4.7	4925	1.78	3.37	0.37	0.76
11.ALV.1	5.7	62.2	12.4	19.7	2144	3.48	3.40	0.42	0.65
11.ALV.2	38.1	42.1	5.7	14.0	8000	1.32	4.14	0.48	1.07
11.ALV.3	21.1	66.3	5.1	7.6	3482	0.62	2.56	0.44	1.61
11.ALV.4	40.4	55.7	2.7	1.1	8000	-0.71	2.19	0.09	1.02
15.ALV.1	0.1	11.1	52.5	36.2	92	6.50	1.66	-0.29	0.65
15.ALV.2	17.1	62.7	2.6	17.6	2828	2.32	3.77	0.74	1.69
15.ALV.3	0.0	9.5	36.8	53.6	203	7.08	1.80	-0.84	1.03
15.ALV.4	14.4	70.6	4.0	10.8	2848	0.90	2.55	0.49	2.01
15.ALV.5	57.1	32.6	2.2	8.1	5657	-0.82	2.62	0.51	2.38
15.ALV.6	18.5	65.5	4.1	11.9	5657	1.15	2.95	0.33	1.79
15.ALV.7	0.9	10.5	34.0	54.6	134	7.11	1.60	-0.83	0.96
15.ALV.8	37.1	47.0	3.9	11.1	5657	0.42	3.01	0.56	1.31
15.ALV.9	0.0	31.1	17.2	51.6	277	6.40	2.38	-0.87	0.58
15.ALV.10	10.9	46.6	17.0	25.4	342	3.51	3.70	0.15	0.53
15.ALV.11	45.0	42.7	5.4	6.0	5657	-0.19	2.88	0.48	1.43
15.ALV.12	39.5	46.7	5.6	8.1	5278	0.26	2.83	0.57	1.31
15.ALV.13	2.7	52.0	17.7	27.6	660	4.73	2.68	0.34	0.60
15.ALV.14	3.0	43.1	26.8	27.1	1366	4.71	3.10	-0.10	0.61
15.ALV.15	10.1	53.8	32.4	3.7	3249	2.88	2.93	0.03	0.99
15A.ALV.1	1.2	4.5	41.9	52.3	67	7.11	1.54	-0.81	0.79
15A.ALV.2	0.0	2.8	37.3	59.8	49	7.35	1.00	-0.80	0.91
15A.ALV.3	27.9	51.8	4.2	16.1	4000	2.18	3.92	0.67	1.39
15A.ALV.4	1.0	27.8	30.9	40.2	392	5.89	2.00	-0.46	0.64
15A.ALV.5	83.8	10.2	1.6	4.4	8000	-2.34	2.14	0.68	2.57
15A.ALV.6	34.2	56.3	2.7	6.7	8000	-0.23	2.57	0.34	2.23
15A.ALV.7	0.0	8.7	27.1	64.2	102	7.00	1.50	-0.84	1.34
15A.ALV.8	38.0	44.6	8.0	9.4	8000	0.88	3.47	0.40	1.09
15A.ALV.9	2.2	85.5	6.0	6.3	1414	1.50	2.04	0.36	2.12
15A.ALV.10	2.4	84.7	6.0	6.1	933	2.03	1.81	0.43	2.59
15A.ALV.11	0.4	51.4	23.9	24.4	379	4.70	2.59	0.35	0.53
15A.ALV.12	8.2	75.9	6.3	9.6	2219	1.50	2.55	0.42	1.59
15A.ALV.13	40.6	51.1	3.3	5.1	8000	-0.40	3.01	0.17	1.28
15A.ALV.13.1	24.4	62.0	5.6	8.0	6063	0.71	2.85	0.28	1.51

## Anexos ao capítulo II

Amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS				
	SEIXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu\text{m}$ )	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
ALV									
15A.ALV.14	8.1	73.5	8.2	10.2	2462	2.20	3.01	0.47	1.55
15A.ALV.15	33.8	51.3	5.4	9.5	8000	0.27	3.35	0.22	1.34
16.ALV.1	0.9	33.3	25.0	40.8	1866	5.77	2.67	-0.54	0.60
16.ALV.2	22.0	58.2	6.2	13.5	3732	2.09	3.56	0.47	1.16
16.ALV.3	40.6	48.0	4.7	6.7	8000	-0.12	3.20	0.23	1.17
16.ALV.4	27.6	58.2	5.0	9.2	8000	0.59	2.92	0.39	1.61
16.ALV.5	17.7	62.7	16.4	3.1	2639	1.83	3.14	0.35	1.09
16.ALV.6	2.2	62.2	24.2	11.4	1414	3.20	2.98	0.38	0.75
16.ALV.7	0.9	71.2	21.1	6.9	1072	2.98	2.75	0.52	0.80
16.ALV.8	1.4	62.4	28.8	7.5	1189	3.16	2.86	0.40	0.73
16.ALV.9	0.9	71.6	24.2	3.3	1231	2.61	2.56	0.46	0.85
16.ALV.10	3.0	75.1	18.7	3.2	1625	2.24	2.46	0.41	1.17
16A.ALV.1	0.0	18.7	33.6	47.7	183	6.63	2.05	-0.78	0.71
16A.ALV.2	0.0	9.7	39.0	51.3	92	7.03	1.66	-0.18	0.79
16A.ALV.3	51.5	39.6	2.6	6.3	5464	-0.56	2.39	0.59	2.00
16A.ALV.4	0.1	72.9	11.3	15.8	484	4.11	2.67	0.61	1.05
16A.ALV.5	38.2	49.2	4.9	7.8	5657	0.17	2.86	0.52	1.39
16A.ALV.6	60.5	27.4	3.4	8.6	8000	-0.58	3.04	0.62	1.37
16A.ALV.7	23.2	59.4	3.3	14.1	8000	1.87	3.74	0.40	1.60
16A.ALV.8	43.4	44.8	2.6	9.2	8000	-0.17	2.77	0.47	1.60
16A.ALV.9	0.5	89.7	3.0	6.8	354	3.74	1.11	0.16	8.44
16A.ALV.10	15.9	64.7	7.1	12.3	3249	1.95	3.23	0.43	1.25
16A.ALV.11	5.1	80.4	7.2	7.3	2000	1.70	2.30	0.34	1.70
16A.ALV.12	12.6	69.2	9.0	9.2	3138	1.75	2.93	0.41	1.54
16A.ALV.13	10.3	73.6	7.4	8.8	1189	1.72	2.74	0.39	1.65
16A.ALV.14	5.5	76.4	8.7	9.4	1625	2.13	2.62	0.39	1.59
16B.ALV.1	0.0	8.9	24.8	66.3	117	7.30	1.48	-0.84	1.51
16B.ALV.2	59.6	31.0	1.7	8.7	8000	-1.08	2.83	0.42	1.93
16B.ALV.3	37.6	59.0	3.5	8.9	5278	0.03	2.64	0.50	1.65
16B.ALV.4	9.0	78.1	5.3	7.6	2639	1.14	2.32	0.35	2.06
16B.ALV.5	28.8	53.4	5.0	12.8	8000	1.45	3.69	0.39	1.32
16B.ALV.6	7.9	73.3	6.9	11.9	2462	2.19	2.95	0.47	1.54
29.ALV.1	0.6	31.0	33.0	36.0	159	5.80	2.15	-0.09	0.54
29.ALV.2	2.5	51.5	22.4	23.6	2144	4.52	2.89	0.26	0.62
29.ALV.3	11.2	69.2	7.9	11.7	2928	2.12	3.13	0.44	1.34
29.ALV.4	36.7	44.1	9.0	10.2	8000	1.07	3.62	0.55	1.14
29.ALV.5	2.4	78.3	5.8	13.5	1516	2.68	3.02	0.62	1.94
29.ALV.6	72.2	19.7	4.4	3.7	8000	-1.41	2.65	0.73	1.76
29.ALV.7	29.0	41.0	25.3	4.8	8000	1.53	3.79	0.02	0.74
36.ALV.1	37.9	53.7	3.1	5.3	8000	-0.13	2.85	0.21	1.39
36.ALV.2	8.4	53.0	18.1	20.6	6964	3.91	3.50	0.19	0.83
36.ALV.3	21.6	62.5	4.3	11.5	6277	0.95	2.97	0.44	1.67

Amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS				
	SEIXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu$ m)	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
ALV									
37.ALV.1	34.5	60.7	2.4	2.5	6063	-0.23	1.79	0.17	1.19
37.ALV.2	28.1	64.0	3.0	5.0	6408	0.17	2.50	0.29	1.69
37.ALV.3	14.6	50.2	10.0	6.2	3249	2.07	3.18	0.36	0.80
51.ALV.1	0.0	15.3	46.1	38.6	102	6.54	1.73	-0.29	0.63
51.ALV.2.1	46.5	35.0	7.5	11.5	8000	0.86	3.80	0.56	1.07
51.ALV.2.2	64.0	26.2	5.1	4.7	8000	-1.13	2.91	0.53	1.53
51.ALV.2.3	33.0	53.4	7.4	6.2	3732	0.36	2.65	0.57	1.00
51.ALV.3	2.4	30.5	30.4	27.7	1464	5.10	2.86	-0.06	0.71
51.ALV.4.1	0.3	73.9	15.2	10.5	758	3.54	2.36	0.70	1.03
51.ALV.4.2	6.8	88.6	2.5	2.1	2378	1.05	1.35	-0.15	1.28
51.ALV.4.3	1.1	95.6	1.8	1.5	451	1.61	0.65	-0.02	1.50
1.CAR.1	66.2	31.0	1.4	1.5	8000	-1.82	1.96	0.85	0.74
1.CAR.2	0.0	41.2	32.6	26.1	177	5.36	2.17	0.27	0.53
1.CAR.3	1.8	87.4	5.4	5.3	1932	1.14	2.00	0.47	1.98
1.CAR.4	0.3	28.4	36.1	35.2	149	5.82	2.09	-0.05	0.55
1.CAR.5	53.0	38.2	1.3	7.5	8000	-0.80	2.70	0.43	2.21
3.CAR.1	3.5	76.2	9.1	11.3	1741	2.83	2.98	0.52	1.70
3.CAR.2	3.7	43.0	25.8	27.5	933	4.90	2.70	0.02	0.64
3.CAR.3	41.1	42.4	5.2	11.2	5657	0.02	3.40	0.56	1.53
3.CAR.4	51.2	33.5	5.4	9.9	5657	0.10	3.19	0.62	1.38
3.CAR.5	23.5	57.9	5.5	13.2	287	1.78	3.53	0.63	1.53
3.CAR.6	34.4	53.8	7.1	4.7	5657	0.12	2.81	0.37	1.47
3.CAR.7	30.5	48.5	15.3	5.7	5657	1.27	3.63	0.31	0.94
3.CAR.8	19.1	63.8	15.1	2.1	4757	1.87	3.09	0.24	0.96
3.VC.3	18.8	68.2	3.7	9.3	3482	0.63	2.51	0.45	1.81
22.VC.1	1.8	39.3	21.4	37.5	1414	5.13	3.13	-0.39	0.64
22.VC.2	2.4	54.4	14.1	20.1	1516	3.78	3.35	0.30	0.52
22.VC.3	11.0	59.8	8.6	20.6	3249	2.71	3.76	0.57	0.50
22.VC.4	26.0	50.5	5.2	18.4	4925	2.20	3.99	0.64	1.07
22.VC.5	35.1	39.0	4.2	21.7	5008	2.02	4.08	0.69	0.70
22.VC.6	0.5	25.0	31.1	43.5	218	6.40	2.19	-0.71	0.60
22.VC.7	5.2	57.4	7.0	30.4	2000	2.93	3.64	0.58	0.46
22.VC.8	0.6	26.8	19.7	52.8	871	6.32	2.69	-0.89	0.75
22A.VC.1	1.3	60.6	15.8	22.2	616	4.10	2.87	0.51	0.53
22A.VC.2	39.5	36.5	7.5	16.5	8000	1.55	4.56	0.47	0.82
22A.VC.3	0.0	39.0	31.7	29.4	330	5.43	2.46	-0.10	0.58
22A.VC.4	52.3	28.3	3.8	15.6	8000	1.14	4.55	0.62	1.03
22A.VC.5	36.8	40.0	11.3	11.9	8000	1.13	4.19	0.45	0.88
22A.VC.6	1.4	37.4	45.4	15.6	966	4.95	2.93	-0.31	0.63
22A.VC.7	5.7	40.0	45.0	9.3	2144	4.16	3.22	-0.23	0.72

Amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros-Anha (ALV) e restantes (Ot.ALV).

Classes texturais e parâmetros 5C(5%) e de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS				
	SEIXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	5C ( $\mu$ m)	FOLK-WARD			
						Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
ALV									
22B.VC.1	2.4	58.2	9.1	30.2	1625	3.63	3.43	0.32	0.50
22B.VC.2	0.2	12.1	49.9	37.7	102	6.54	1.69	-0.23	0.66
22B.VC.3	0.0	6.3	52.5	41.2	00	6.73	1.54	-0.28	0.75
22C.VC.1	10.1	62.8	6.0	21.1	2732	2.78	3.60	0.58	0.68
22C.VC.2	0.0	56.7	17.2	26.1	259	4.64	2.53	0.48	0.51
22C.VC.3	0.0	23.3	31.3	45.4	233	6.40	2.23	-0.73	0.72
25.VC.2	12.9	50.0	12.7	24.0	3031	3.00	3.77	0.40	0.50
25.VC.3	17.2	71.4	3.6	7.9	4000	0.25	2.27	0.42	2.70
25.VC.4	48.4	46.8	3.4	1.4	8000	-0.60	2.09	0.29	1.08
25.VC.5	35.1	47.5	14.4	3.0	8000	0.51	3.00	0.34	1.11
27.VC.1	41.7	49.3	2.4	6.6	4757	-0.28	2.45	0.55	2.24
27.VC.2	0.3	71.6	9.7	18.3	595	4.03	2.80	0.60	0.79
27.VC.3	41.0	44.6	3.7	10.7	7210	0.30	2.96	0.54	1.47
28.VC.2	2.1	42.5	28.1	27.3	1036	4.96	2.85	0.00	0.67
28.VC.3	14.5	48.7	16.8	20.0	2378	3.17	3.80	0.24	0.60
29.VC.1	31.8	54.5	4.0	9.8	4595	0.29	2.68	0.53	1.85
30.VC.1	0.0	58.6	19.4	22.1	683	4.60	2.53	0.50	0.56
30.VC.2	21.0	60.3	7.9	10.8	4287	1.67	3.32	0.46	1.23
33.VC.1	44.3	40.2	4.7	10.8	8000	0.21	3.26	0.52	1.39
33.VC.2	23.5	60.7	5.3	10.5	3732	0.87	2.84	0.57	1.34
33.VC.3	7.2	69.9	7.4	15.5	2378	3.14	3.50	0.43	1.28
33.VC.3.1	0.0	18.4	31.1	50.6	218	6.64	2.14	-0.86	0.94
33.VC.4	38.6	44.6	5.2	11.6	7728	1.10	3.58	0.58	1.28
33.VC.5	33.0	51.0	11.6	4.4	8000	0.79	3.28	0.46	1.37
Ot.ALV									
43.ALV.2	47.9	35.0	11.8	5.3	8000	0.26	3.73	0.40	0.81
43.ALV.3	3.3	65.4	28.8	2.5	1741	2.76	2.71	0.20	0.83
1.VC.1	13.8	64.7	5.6	15.8	2928	2.49	3.72	0.64	1.18
19.VC.1	12.0	72.0	11.7	4.3	2928	1.58	2.75	0.38	1.21
19.VC.2	13.2	67.6	16.1	3.1	3138	1.84	2.80	0.23	1.04
35.VC.2	39.0	42.0	5.3	13.7	8000	1.08	4.23	0.42	0.88
35.VC.3	44.0	40.1	4.5	11.5	8000	0.08	3.54	0.41	1.33
35.VC.4	41.6	52.8	1.6	3.9	6498	-0.58	1.96	0.35	1.88
35.VC.5	4.7	74.7	7.0	13.6	1932	2.66	3.14	0.49	1.28
35.VC.6	22.9	65.2	9.9	2.0	8000	0.68	2.75	0.11	1.33
35.VC.7	13.3	70.0	13.2	3.5	8000	1.54	2.98	0.32	1.46
35A.VC.2	47.2	33.2	14.3	5.3	8000	0.26	3.78	0.48	0.85

## Amostras de colúvios (COL).

Classes texturais e parâmetros de FOLK-WARD, nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ), assimetria (Sk) e acuidade (KG).

AMOSTRAS	CLASSES TEXTURAIS				PARÂMETROS FOLK-WARD			
	SELXOS	AREIA	LIMO	ARGILA	Mz ( $\emptyset$ )	$\sigma$	Sk	KG
17.AL.V.3	6.3	59.1	22.1	12.6	3.14	3.46	0.30	0.67
19.AL.V.2	7.7	64.7	17.0	10.6	2.67	3.25	0.36	0.84
19.AL.V.3	59.0	26.4	13.7	0.9	-0.87	3.22	0.92	0.68
39A.AL.V.1	6.3	51.0	35.3	7.5	3.33	3.15	0.04	0.74
10.GL.2	40.1	37.6	13.5	8.8	0.79	3.79	0.20	0.73
10.GL.3	15.1	43.8	20.9	20.1	3.54	3.87	0.00	0.73
6.PL.2	41.8	28.6	20.5	9.1	1.30	4.24	0.28	0.60
6.PL.3	21.2	41.8	32.9	4.0	2.55	3.64	-0.03	0.69
12A.PL.2	12.9	35.5	35.0	16.6	4.07	3.76	-0.24	0.91
12A.PL.3	46.8	33.4	18.0	1.8	0.30	3.54	0.40	0.67
12B.PL.2	26.7	42.5	23.1	7.8	1.78	3.73	0.09	0.79
12B.PL.3	5.5	67.6	11.3	15.6	3.15	3.46	0.48	0.82
14.PL.2	42.1	23.0	27.2	7.7	1.62	4.19	0.08	0.60
19A.VC.2	33.1	48.1	12.2	6.7	1.16	3.66	0.41	1.01
19A.VC.3	14.5	62.5	17.2	5.7	2.07	3.20	0.26	1.01
34.VC.2	37.3	36.3	19.9	6.5	1.25	3.91	0.20	0.68
34.VC.3	0.2	38.5	31.5	27.7	5.27	2.39	0.12	0.58
35B.VC.2	2.4	61.4	28.7	7.5	2.95	3.10	0.31	0.68
35B.VC.3	6.9	67.8	20.6	4.7	2.07	3.00	0.48	0.80

Análise dimensional da fracção grosseira.

CLASSES (mm)	16-22	22-32	32-45	45-64	64-90	90-128	128-180	CLASSES (mm)	16-22	22-32	32-45	45-64	64-90	90-128	128-180
LN								ALV							
49A.PL.S	17.2	45.0	21.1	8.1	4.3	2.4	1.9	1.CAR.5S	48.8	42.1	7.7	1.4	.	.	.
50.PL.2S	32.3	35.8	15.5	6.4	5.4	3.9	0.7	3.CAR.2S	58.4	33.7	6.7	1.0	0.2	-	-
43.PL.1S	16.3	38.8	14.0	18.0	7.9	2.8	2.3	3.CAR.3S	50.3	33.6	7.8	2.1	0.3	-	-
43.PL.4S	50.4	35.1	12.5	1.6	0.4	.	.	3.CAR.4S	42.3	46.2	8.2	2.9	0.4	.	.
5.PL.2S	36.0	35.8	15.8	7.0	4.0	1.3	0.2	6.CAR.S	65.5	24.9	6.2	2.0	0.6	0.4	0.3
4.PL.2S	39.5	41.0	13.4	4.2	1.2	0.8	.	25.VC.2S	36.7	37.5	14.7	6.1	3.2	1.4	0.3
8A.PL.S1	21.1	27.6	30.8	14.6	5.0	0.8	.	25.VC.4S	42.2	42.2	12.9	2.2	0.5	.	.
8A.PL.S2	36.4	40.1	14.6	6.1	2.4	0.3	.	15A.ALV.5S	68.7	28.3	2.9	0.2	.	.	.
8B.PL.S1	40.1	38.0	13.3	5.1	1.9	1.4	0.2	15A.ALV.8S	66.7	30.1	3.1	.	.	.	.
8B.PL.S2	42.2	43.3	10.6	3.1	0.8	.	.	15A.ALV.13S	45.3	44.3	9.1	1.0	0.3	.	.
48.PL.1S	44.1	41.8	7.4	6.3	0.4	.	.	15A.ALV.13S1	47.2	41.0	10.7	1.0	.	.	.
48.PL.3S	24.9	52.3	13.5	9.3	.	.	.	16A.ALV.3S	48.0	41.7	9.5	0.8	.	.	.
42.VC.2S	38.2	35.1	12.4	8.3	2.6	2.1	1.3	16B.ALV.2S	60.2	37.4	2.0	0.4	.	.	.
50.VC.2S	34.7	38.7	13.1	9.2	2.9	1.1	0.2	16B.ALV.5S	43.5	45.8	9.9	0.8	.	.	.
LS								10A.ALV.S	31.3	37.0	13.5	13.3	3.7	1.0	0.3
64.PL.2S	32.3	40.4	13.9	7.8	4.5	1.1	.	9B.ALV.S	45.6	38.0	12.0	2.9	1.5	.	.
65.PL.1S	50.0	37.3	10.5	1.8	0.2	0.2	.	9.ALV.21S	53.8	35.1	8.4	2.1	0.5	.	.
65.PL.3S	56.4	32.6	9.6	1.4	.	.	.	8.ALV.S	42.1	39.0	14.0	4.9	.	.	.
13A.PL.S	31.4	39.1	18.0	7.9	2.7	0.9	.	7A.ALV.S	26.2	43.9	19.4	8.1	1.9	0.5	.
17.PL.1S	44.4	36.3	12.8	4.8	1.1	0.4	0.2	29.ALV.6S	41.9	42.8	12.3	2.9	.	.	.
16.PL.2S	32.1	39.1	16.4	11.2	1.2	.	.	29A.ALV.S	55.2	32.2	10.3	1.3	1.0	.	.
19.PL.1S	35.5	44.1	15.8	4.2	0.3	.	0.2	22B.VC.4S	54.4	36.4	6.9	2.3	.	.	.
19.PL.2S	32.0	46.4	16.3	4.5	0.8	.	.	22A.VC.5S	49.0	31.6	13.0	4.0	2.0	0.4	.
19.PL.4S1	22.0	37.0	25.6	13.3	2.2	.	.								
19.PL.4S2	32.7	44.0	18.3	4.6	0.5	.	.	0I.ALV							
8.GL.3S	41.8	43.4	11.7	2.5	0.3	0.3	.	43.ALV.2S	29.4	39.7	24.4	5.0	1.5	.	.
3.GL.2S	42.0	35.1	16.3	5.3	1.4	.	.	35.VC.2S	42.0	32.5	16.8	6.3	1.9	0.4	.
5B.GL.1S	50.6	27.0	15.6	5.5	1.3	.	.	19A.VC.2S	26.8	38.4	17.6	12.8	3.6	0.4	0.4
5A.GL.1S	40.0	35.3	13.3	7.9	2.7	0.5	0.3								
32A.GL.2S	38.5	35.8	15.8	6.4	2.0	1.4	0.1								

Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante. Depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS), e depósitos de Alvarães, de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (0I.ALV); a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosseira dum depósito coluvial.



Frequência dos índices de desgaste, em clastos de quartzo da classe (22-32mm), dos depósitos na bacia do rio Lima.

I.DESGASTE	50-100	100-150	150-200	200-250	250-300	300-350	350-400	400-450	450-500	500-550	550-600	600-650	650-700	700-750	750-800	800-850	850-900	900-950
<b>AMOSTRAS</b>																		
<b>LN</b>																		
49A.PL.S	-	7.6	7.6	4.6	18.2	15.2	13.6	10.6	6.1	7.6	4.6	1.5	-	-	-	1.5	-	1.5
50.PL.2S	66.4	-	7.2	-	6.4	9.6	1.6	1.6	2.4	2.4	-	0.8	-	1.6	-	-	-	-
43.PL.1S	48.4	22.6	12.9	1.6	14.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43.PL.4S	47.2	24.8	23.2	-	2.4	2.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5.PL.2S	24.1	17.2	26.4	4.6	9.2	10.3	4.6	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4.PL.2S	43.2	20.8	20.0	1.6	5.6	3.2	3.2	1.6	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8A.PL.S1	32.7	38.6	19.8	1.0	5.9	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8B.PL.S2	31.9	15.9	30.4	8.7	5.8	4.4	1.5	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48.PL.1S	58.9	10.2	21.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48.PL.3S	56.0	18.7	21.3	1.3	-	2.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42.VC.2S	57.6	25.6	13.6	-	1.6	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
50.VC.2S	88.7	4.4	6.1	-	-	-	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>LS</b>																		
64.PL.2S	62.0	20.3	11.4	-	2.5	2.5	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
65.PL.1S	4.8	14.4	19.2	2.4	18.4	20.8	7.2	4.0	3.2	4.0	0.8	0.8	-	-	-	-	-	-
65.PL.3S	16.9	16.9	24.2	2.4	12.9	13.7	1.6	1.6	2.4	4.8	-	0.8	1.6	-	-	-	-	-
13A.PL.S	44.8	6.4	12.8	0.8	11.2	7.2	4.8	4.8	2.4	1.6	3.2	-	-	-	-	-	-	-
17.PL.1S	43.2	13.6	26.4	-	6.4	4.8	1.6	-	0.8	2.4	-	0.8	-	-	-	-	-	-
16.PL.2S	11.3	13.7	18.6	3.2	10.5	8.9	7.3	4.0	4.8	7.3	2.4	4.0	1.6	1.6	-	-	0.8	-
19.PL.1S	18.6	22.6	17.7	1.6	13.7	9.7	3.2	3.2	3.2	2.4	1.6	1.6	-	0.8	-	-	-	-
19.PL.2S	28.8	19.5	11.0	3.4	12.7	13.6	2.5	0.0	3.4	1.7	0.9	1.7	-	-	-	-	-	-
19.PL.4S1	22.7	23.6	14.6	-	16.4	10.0	2.7	3.0	1.8	2.7	0.9	0.9	-	-	-	-	-	-
19.PL.4S2	18.2	23.2	18.2	5.1	12.1	12.1	5.1	-	3.0	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-
8.GL.3S	4.8	18.4	16.0	0.8	14.4	21.6	6.4	4.0	4.8	4.0	0.8	1.6	2.4	-	-	-	-	-
3.GL.2S	34.2	13.0	14.6	2.4	13.0	8.1	4.9	3.3	4.1	0.8	1.6	-	-	-	-	-	-	-
5B.GL.1S	21.8	20.2	25.8	3.2	8.9	10.5	0.8	0.8	4.0	2.4	-	0.8	-	-	0.8	-	-	-
5A.GL.1S	58.6	18.1	14.7	-	-	4.3	0.9	-	0.9	1.7	-	-	0.9	-	-	-	-	-
32A.GL.2S	74.4	8.8	8.8	0.8	1.6	1.6	1.6	0.8	0.8	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-

Depósitos na bacia do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS). Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante.

Frequência dos índices de desgaste, em clastos de quartzo da classe (22-32mm), dos depósitos de Alvarães.

I.DESGASTE	100-150	150-200	200-250	250-300	300-350	350-400	400-450	450-500	500-550	550-600	600-650	650-700	700-750
<b>AMOSTRAS</b>													
<b>ALV</b>													
1.CAR.5S	34.4	19.2	24.8	0.8	9.6	7.2	2.4	1.6	-	-	-	-	-
3.CAR.2S	34.8	22.3	23.2	2.7	7.1	8.0	-	1.8	-	-	-	-	-
3.CAR.3S	29.4	21.0	29.4	-	9.2	7.6	1.7	-	1.7	-	-	-	-
3.CAR.4S	28.3	20.0	28.3	2.5	9.2	5.8	2.5	-	1.7	1.7	-	-	-
6.CAR.S	45.6	23.2	20.0	0.8	6.4	2.4	0.8	-	-	-	-	0.8	-
25.VC.2S	62.4	13.6	12.8	-	7.2	2.4	0.8	-	0.8	-	-	-	-
25.VC.4S	65.6	16.8	14.4	-	1.6	1.6	-	-	-	-	-	-	-
15A.ALV.5S	45.2	21.8	25.8	-	5.7	-	1.6	-	-	-	-	-	-
15A.ALV.8S	54.3	19.1	22.9	-	-	2.9	1.0	-	-	-	-	-	-
15A.ALV.13S	27.7	20.5	26.5	3.6	10.8	8.4	1.2	-	-	-	-	1.2	-
15A.ALV.13SI	40.0	30.0	18.8	-	7.5	3.8	-	-	-	-	-	-	-
16A.ALV.3S	21.6	21.6	26.4	1.6	5.6	11.2	4.8	3.2	1.6	1.6	-	-	0.8
16B.ALV.2S	30.4	16.8	34.4	-	4.0	10.4	1.6	-	0.8	1.6	-	-	-
16B.ALV.5S	35.2	14.4	29.6	2.4	8.8	4.0	0.8	0.8	3.2	0.8	-	-	-
10A.ALV.S	56.3	18.8	18.8	3.6	1.8	0.9	-	-	-	-	-	-	-
9B.ALV.S	38.4	16.0	18.4	0.8	7.2	13.6	2.4	0.8	1.6	0.8	-	-	-
9.ALV.2BS	75.2	12.0	8.8	-	0.8	-	0.8	0.8	0.8	0.8	-	-	-
8.ALV.S	41.7	23.2	15.7	0.9	11.1	5.6	1.9	-	-	-	-	-	-
7A.ALV.S	30.0	33.0	20.0	4.0	6.0	4.0	-	-	-	-	-	2.0	1.0
29.ALV.6S	19.2	24.0	28.0	2.4	10.4	8.0	4.0	-	2.4	0.8	-	-	0.8
29A.ALV.S	30.4	20.8	25.6	3.2	10.4	5.6	2.4	0.8	0.8	-	-	-	-
22D.VC.4S	34.4	28.8	27.2	0.8	3.2	4.8	0.8	-	-	-	-	-	-
22A.VC.5S	91.7	4.6	3.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>OI.ALV</b>													
43.ALV.2S	82.7	3.7	7.4	-	2.5	3.7	-	-	-	-	-	-	-
35.VC.2S	80.0	13.0	7.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19A.VC.2S	93.8	4.6	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Depósitos de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (OI.ALV) de Alvarães; a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosseira dum depósito coluvial. Amostras serradas, em cada grupo, de montante para jusante.

Frequência dos índices de achatamento nos clastos da classe (22-32mm) dos depósitos na baía do rio Lima.

I. ACHAT.	1-1,25	1,25-1,5	1,5-1,75	1,75-2	2-2,25	2,25-2,5	2,5-2,75	2,75-3	3-3,25	3,25-3,5	3,5-3,75	3,75-4	4-4,25	4,25-4,5	>4,5
<b>AMOSTRAS</b>															
<b>LN</b>															
49A.PL.S	3.0	16.7	22.7	25.8	12.1	15.2	1.5	3.0	-	-	-	-	-	-	-
50.PL.2S	4.8	16.0	24.0	24.0	12.0	10.4	4.0	2.4	1.6	-	-	0.8	-	-	-
43.PL.1S	3.2	27.4	33.9	14.5	9.7	3.2	4.8	1.6	-	1.6	-	-	-	-	-
43.PL.4S	7.2	24.8	33.6	22.4	7.2	2.4	0.8	-	1.6	-	-	-	-	-	-
5.PL.2S	1.2	23.0	32.2	23.0	5.8	9.2	-	2.3	1.2	1.2	-	1.2	-	-	-
4.PL.2S	4.8	23.2	25.6	22.4	12.0	3.2	6.4	-	-	2.4	-	-	-	-	-
8A.PL.S1	4.0	38.6	25.7	18.8	7.9	2.0	2.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-
8B.PL.S2	10.1	15.9	24.6	23.2	13.0	8.7	1.5	1.5	-	1.5	-	-	-	-	-
48.PL.1S	2.7	13.7	24.7	27.4	17.8	8.2	1.4	1.4	1.4	-	-	-	1.4	-	-
48.PL.3S	2.7	29.3	21.3	18.7	12.0	8.0	5.3	-	2.7	-	-	-	-	-	-
42.VC.2S	3.2	22.4	28.0	22.4	9.6	4.0	3.2	3.2	2.4	-	0.8	-	0.8	-	-
50.VC.2S	5.2	21.7	15.7	28.7	13.9	8.7	0.9	3.5	0.9	-	-	0.9	-	-	-
<b>LS</b>															
64.PL.2S	7.6	30.4	21.5	19.0	8.9	6.3	3.8	2.5	-	-	-	-	-	-	-
65.PL.1S	12.0	15.2	25.6	20.0	14.4	7.2	2.4	0.8	2.4	-	-	-	-	-	-
65.PL.3S	4.0	20.2	27.4	24.2	11.3	5.7	4.8	1.6	-	0.8	-	-	-	-	-
13A.PL.S	3.2	20.0	23.2	18.4	20.0	7.2	5.6	1.6	0.8	-	-	-	-	-	-
17.PL.1S	1.6	18.4	27.2	18.4	19.2	8.0	1.6	1.6	1.6	1.6	0.8	-	-	-	-
16.PL.2S	-	16.1	31.5	24.2	14.5	4.0	3.2	3.2	2.4	0.8	-	-	-	-	-
19.PL.1S	3.2	22.6	25.8	25.8	11.3	4.8	3.2	0.8	0.8	-	0.8	0.8	-	-	-
19.PL.2S	3.4	15.3	27.1	23.7	19.5	5.9	2.5	0.9	0.9	-	0.9	-	-	-	-
19.PL.4S1	5.5	24.6	28.4	20.0	9.1	8.2	2.7	3.6	-	-	-	-	-	-	-
19.PL.4S2	1.0	15.2	28.3	27.3	13.1	7.1	5.1	2.0	1.0	-	-	-	-	-	-
8.GL.3S	2.4	16.8	21.6	29.6	15.2	10.4	2.4	1.6	-	-	-	-	-	-	-
3.GL.2S	4.1	16.3	22.8	29.3	11.4	10.6	3.3	2.4	-	-	-	-	-	-	-
5B.GL.1S	3.2	20.2	25.0	21.0	14.5	5.7	4.8	3.2	0.8	0.8	0.8	-	-	-	-
5A.GL.1S	2.4	15.2	24.8	20.0	15.2	7.2	7.2	4.8	1.6	0.8	0.8	-	-	-	-
32A.GL.2S	4.8	24.0	26.4	18.4	9.6	8.8	4.0	2.4	-	0.8	-	-	-	0.8	-

Depósitos na baía do rio Lima, situados na margem direita (LN) e na margem esquerda (LS).  
Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante.

Frequência dos índices de achatamento nos clastos da classe (22-32mm) dos depósitos de Alvarães.

I. ACIAT.	1-1,25	1,25-1,5	1,5-1,75	1,75-2	2-2,25	2,25-2,5	2,5-2,75	2,75-3	3-3,25	3,25-3,5	3,5-3,75	3,75-4	4-4,25	4,25-4,5	4,5-4,75	4,75-5	5-5,25	5,25-6	6-6,25
AMOSTRAS																			
ALV																			
1.CAR.5S	1,6	12,0	23,2	20,0	15,2	14,4	8,0	2,4	0,8	0,8	0,8	-	-	-	0,8	-	-	-	-
3.CAR.2S	5,3	15,0	35,4	18,6	10,6	8,0	2,7	2,7	-	-	-	0,9	0,9	-	-	-	-	-	-
3.CAR.3S	5,0	16,8	27,7	21,0	14,3	8,4	3,4	2,5	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3.CAR.4S	1,7	23,3	20,8	20,0	15,0	10,8	4,2	0,8	1,7	-	-	-	0,8	-	-	-	0,8	-	-
6.CAR.S	0,8	13,6	25,6	23,2	15,2	11,2	7,2	0,8	0,8	0,8	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-
25.VC.2S	5,6	18,4	28,0	22,4	12,8	6,4	2,4	2,4	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25.VC.4S	5,6	32,8	28,8	12,0	12,8	4,0	2,4	0,8	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-
15A.AL.V.5S	0,8	15,3	23,4	21,8	12,9	8,9	10,5	4,8	-	0,8	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-
15A.AL.V.8S	1,9	10,5	30,5	31,4	13,3	2,9	3,8	1,9	1,9	1,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15A.AL.V.13S	6,0	32,5	31,3	14,5	9,6	3,6	1,2	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-
15A.AL.V.13SI	5,0	26,3	20,0	20,0	15,0	6,3	3,8	1,3	1,3	-	-	1,3	-	-	-	-	-	-	-
16A.AL.V.3S	4,8	24,8	20,8	16,8	16,8	9,6	2,4	0,8	0,8	0,8	-	0,8	-	-	0,8	-	-	-	-
16B.AL.V.2S	0,8	15,2	20,0	26,4	13,6	9,6	3,2	4,0	2,4	3,2	0,8	-	0,8	-	-	-	-	-	-
16B.AL.V.5S	3,2	20,0	24,8	31,2	8,0	9,6	1,6	0,8	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10A.AL.V.S	6,3	23,2	27,7	16,1	14,3	0,9	6,3	2,7	0,9	-	0,9	-	0,9	-	-	-	-	-	-
9B.AL.V.S	4,8	18,4	32,0	24,0	12,8	4,0	1,6	0,8	0,8	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-
9.AL.V.2BS	1,6	23,2	28,0	20,0	13,6	4,0	4,8	2,4	1,6	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8.AL.V.S	4,6	16,7	25,9	26,9	12,0	2,8	8,3	0,9	0,9	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7A.AL.V.S	1,0	16,0	34,0	18,0	14,0	9,0	4,0	2,0	-	2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29.AL.V.6S	0,8	19,2	31,2	24,0	8,8	8,8	2,4	2,4	0,8	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-
29A.AL.V.S	2,4	14,4	18,4	22,4	19,2	14,4	1,6	3,2	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22B.VC.4S	0,8	13,6	29,6	18,4	13,0	11,2	4,0	3,2	2,4	0,8	1,6	-	0,8	-	-	-	-	-	-
22A.VC.5S	3,4	12,0	23,9	29,9	0,4	5,1	4,3	-	2,6	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	8,6
Ot.ALV																			
43.AL.V.2S	9,9	48,2	22,2	11,1	4,9	1,2	-	-	-	2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35.VC.2S	2,6	24,4	20,9	16,5	7,8	8,7	9,6	3,5	-	4,4	0,9	-	0,9	-	-	-	-	-	-
19A.VC.2S	3,7	20,2	30,3	20,2	9,2	6,4	4,6	3,7	0,9	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Depósitos de Capareiros-Anha (ALV) e restantes (Ot.ALV) de Alvarães; a amostra 19A.VC.2S corresponde à fracção grosseira dum depósito coluvial. Amostras seriadas, em cada grupo, de montante para jusante.

Frequência relativa dos minerais da fracção <2µm nas amostras dos depósitos situados na margem direita (LN) do rio Lima.

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
29.GL.1	-	-	-	v	100	-	v
29.GL.2	-	-	v	11	50	22	17
29.GL.3	-	6	5	14	29	38	8
31.GL.1	7	6	7	14	61	-	5
31.GL.2	-	-	-	9	77	7	7
31.GL.3	v	6	5	21	46	14	8
3.PL.2	-	-	-	-	51	21	28
4.PL.1	-	-	-	-	v	100	v
4.PL.2	-	-	-	-	v	96	4
4.PL.3	-	-	-	-	6	84	10
4.PL.4	-	-	-	-	11	76	13
4.PL.5	-	-	-	-	10	81	9
5.PL.2	-	-	-	-	4	96	-
5.PL.3	-	v	v	v	v	100	-
5A.PL.1	-	12	12	17	6	53	-
5A.PL.2	-	23	20	23	9	25	-
8A.PL.1	-	-	-	-	54	-	46
8A.PL.2	-	-	-	v	23	-	77
8B.PL.1	-	-	-	8	69	-	23
8B.PL.2	-	-	-	9	79	-	12
8B.PL.3	v	4	-	8	74	4	10
43.PL.1	-	7	6	7	11	56	13
43.PL.2	-	9	10	12	39	17	13
43.PL.3	-	5	7	10	59	14	5
43.PL.4	-	-	-	v	v	-	-
48.PL.1	-	-	-	10	50	-	40
48.PL.2	-	-	-	18	40	-	42
48.PL.3	-	-	-	v	100	-	-
42.VC.1	-	-	-	12	69	v	19
42.VC.2	-	-	-	9	73	v	18
50.VC.1	5	12	-	12	53	10	-

Mt - montmorilonite; V - vermiculite; (10-14v) - Interestratificados ilite-vermiculite; I - ilite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite. - ausente; v - vestigial. Semiquantificação obtida sobre difractogramas de R-X de pastas orientadas.

Frequência relativa dos minerais da fracção <2µm nas amostras dos depósitos na margem esquerda (LS) do rio Lima.

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
3.GL.2	-	7	11	9	13	51	9
3.GL.3	-	8	5	5	7	67	8
5.GL.1	-	7	7	4	35	35	12
6.GL.1	-	4	8	4	7	61	16
6.GL.2	-	10	9	8	6	52	15
8.GL.2	v	6	8	7	30	49	v
8.GL.3	-	7	8	8	24	53	v
8.GL.4	-	12	16	16	26	30	-
8A.GL.3	-	-	6	10	5	57	22
8A.GL.4	-	15	18	22	19	26	-
8B.GL.2	-	-	5	5	15	75	v
8B.GL.3	-	3	7	3	19	68	v
8B.GL.4	-	4	10	7	15	64	v
32.GL.1	-	6	13	32	28	12	9
32.GL.2	-	6	14	11	9	60	-
32.GL.3	-	6	6	6	8	74	-
32.GL.4	-	15	10	13	7	55	-
32A.GL.2	-	6	10	15	19	46	4
35.GL.1	-	v	v	v	45	31	24
35.GL.2	-	-	-	-	100	-	-
35.GL.3	-	v	v	v	66	25	9
36.GL.1	-	-	-	-	55	40	5
36.GL.2	-	-	-	-	100	-	-
36.GL.3	-	-	-	-	51	49	v
13.PL.1	-	-	-	14	86	-	-
13.PL.3	-	-	-	21	79	-	-
16.PL.2	-	v	4	6	52	28	10
17.PL.1	-	6	13	10	15	49	7
19.PL.1	-	-	-	-	50	39	11
19.PL.2	-	-	-	-	14	77	9
19.PL.3	-	3	5	6	15	67	4
19.PL.4	-	5	6	7	15	60	7
19.PL.5	-	6	7	7	22	58	-
64.PL.1	-	-	-	-	10	84	6
64.PL.2	-	-	-	-	9	80	11
65.PL.3	-	-	-	-	14	80	6

Mt - montmorilonite; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite; I - ilite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite. - ausente; v - vestigial. Semiquantificação obtida sobre difractogramas de R-X de pastas orientadas.

## Anexos ao capítulo II

Frequência relativa dos minerais da fracção <2µm nas amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
ALV							
9.ALV.1	-	v	-	37	63	v	v
10.ALV.2	-	6	6	9	73	6	-
10.ALV.3	-	8	7	10	63	12	-
10.ALV.4	-	v	-	v	100	v	-
11.ALV.1	-	-	-	-	100	-	-
11.ALV.2	-	-	-	-	88	12	-
11.ALV.3	-	-	-	-	91	9	-
11.ALV.4	-	-	-	v	58	42	-
15.ALV.1	-	-	-	7	80	-	13
15.ALV.2	-	-	-	v	74	-	26
15.ALV.3	-	-	-	13	87	-	-
15.ALV.4	-	-	-	v	100	-	-
15.ALV.5	-	-	-	v	100	-	-
15.ALV.6	-	-	-	7	93	-	-
15.ALV.7	-	-	-	12	88	-	-
15.ALV.8	-	-	-	11	89	-	-
15.ALV.9	-	-	-	17	83	-	-
15.ALV.10	-	-	-	v	100	-	-
15.ALV.11	-	-	-	v	100	-	-
15.ALV.12	-	-	-	v	100	-	-
15.ALV.13	-	-	-	v	77	v	23
15.ALV.14	-	v	v	v	77	23	-
15.ALV.15	-	27	13	27	33	-	v
16.ALV.6	-	v	v	v	73	27	-
16.ALV.7	-	15	10	16	34	25	v
16.ALV.9	-	v	v	v	100	-	-
16.ALV.10	-	-	v	v	30	-	70
29.ALV.1	-	-	-	53	47	-	v
29.ALV.2	-	-	-	35	65	-	-
29.ALV.3	-	-	-	15	85	-	-
29.ALV.4	-	-	-	11	89	-	-
29.ALV.5	-	-	-	13	87	-	-
29.ALV.6	-	-	-	-	95	5	-
29.ALV.7	v	36	22	18	12	12	-
36.ALV.1	-	-	-	v	100	-	-
36.ALV.2	-	-	-	v	100	-	-
36.ALV.3	-	-	-	8	70	22	-
51.ALV.3	-	-	-	21	56	-	23
1.CAR.1	-	-	-	34	66	-	-
1.CAR.2	v	-	-	25	75	-	-
1.CAR.4	v	-	-	23	77	-	-
1.CAR.5	-	-	-	22	64	-	14

Mt - montmorilonite; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite; I - ilite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite. - ausente; v - vestigial. Semiquantificação obtida sobre difractogramas de R-X de pastas orientadas.

**Anexos ao capítulo II**

Frequência relativa dos minerais da fracção <2µm nas amostras dos depósitos de Alvarães, entre Capareiros e Anha (ALV).

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
ALV							
3.CAR.1	v			v	100	-	v
3.CAR.2	-	-	-	5	85	-	10
3.CAR.3	-	-	-	-	73	-	27
3.CAR.4	-	-	-	-	80	-	20
3.CAR.5	-	-	-	-	85	15	-
3.CAR.6	-	-	-	-	62	38	-
3.CAR.7	-	v	v	v	49	51	-
3.CAR.8	-	37	18	18	27	v	-
3.VC.1	-	-	-	-	77	23	-
22.VC.1	-	-	-	20	80	-	-
22.VC.2	-	-	-	19	81	-	-
22.VC.3	-	-	-	18	82	-	-
22.VC.4	-	-	-	42	58	-	-
22.VC.5	-	-	-	36	64	-	-
22.VC.6	-	-	-	25	75	-	-
22.VC.7	-	-	-	26	74	-	-
22.VC.8	-	-	-	20	80	-	-
22A.VC.6	-	7	15	21	52	5	-
22A.VC.7	-	15	20	24	35	6	-
22B.VC.3	-	-	-	27	73	-	-
22C.VC.1	-	-	-	37	63	-	-
22C.VC.2	-	-	-	20	80	-	-
22C.VC.3	-	-	-	19	81	-	v
25.VC.2	-	-	-	-	100	-	-
25.VC.3	-	-	-	-	100	-	-
25.VC.4	-	-	-	-	100	v	v
25.VC.5	-	17	15	21	47	-	-
27.VC.1	v	5	16	58	21	-	-
27.VC.2	v	5	3	10	55	27	-
27.VC.3	-	4	3	8	48	37	-
28.VC.2	-	-	-	31	69	-	-
28.VC.3	-	v	8	56	36	-	-
29.VC.1	-	v	-	7	67	21	5
30.VC.1	-	-	-	25	75	-	-
30.VC.2	-	-	-	12	70	18	-
33.VC.1	-	-	-	13	87	-	-
33.VC.2	-	-	-	12	88	-	-
33.VC.3	-	-	-	v	100	-	-
33.VC.3.1	-	-	-	29	67	-	4
33.VC.4	-	-	-	v	100	v	-
33.VC.5	-	-	-	v	100	v	-

Mt - montmorilonite; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite; I - illite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite. - ausente; v - vestigial. Semiquantificação obtida sobre difractogramas de R-X de pastas orientadas.



Frequência relativa dos minerais da fracção <2µm obtida por semiquantificação sobre difractogramas de R-X de pastas orientadas.

Amostras dos restantes depósitos de Alvarães (Ot.ALV)

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
Ot.ALV	-	-	-	-	-	-	-
43.ALV.2	-	11	7	14	10	58	-
43.ALV.3	-	-	31	-	6	63	-
15.CAR.1	-	10	16	20	26	24	4
1.VC.1	-	-	-	v	100	-	-
19.VC.1	-	v	v	64	36	v	-
19.VC.2	-	v	v	63	37	-	-
35.VC.2	v	-	-	25	75	-	-
35.VC.3	-	-	-	13	87	-	-
35.VC.4	-	v	v	15	85	-	-
35.VC.5	-	-	-	51	49	-	-
35.VC.6	-	10	7	20	33	30	-
35.VC.7	-	20	17	18	27	18	-
35A.VC.2	-	-	-	22	42	36	-

Amostras de colúvios (COL).

AMOSTRAS	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
17.ALV.3	-	8	14	13	27	38	-
19.ALV.3	-	16	v	22	11	51	-
39A.ALV.1	-	16	22	30	16	16	-
10.GL.2	-	12	12	18	31	23	4
10.GL.3	-	14	14	21	20	28	3
6.PL.2	-	31	31	16	22	-	-
6.PL.3	-	-	16	-	28	43	13
12A.PL.2	-	5	7	10	20	45	13
12A.PL.3	-	9	9	10	14	42	16
12B.PL.2	-	v	6	10	40	35	9
12B.PL.3	-	4	4	7	48	33	4
14.PL.2	-	14	9	22	32	13	10
19A.VC.2	-	12	20	33	19	16	-
19A.VC.3	-	10	17	33	19	21	-
34.VC.2	-	-	22	21	40	-	17
34.VC.3	-	3	13	18	38	5	23
35B.VC.2	-	11	14	34	26	15	-
35B.VC.3	-	12	12	19	45	12	-

Mt - montmorilonite; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite; I - ilite; C - caulinite; Gib - gibsite; Goe - goethite. - ausente; v - vestigial.

## Anexos ao capítulo II

Índices de assimetria Sk(001) das caulinites sedimentares.

Amostra	Sk	Amostra	Sk	Amostra	Sk	Amostra	Sk	Amostra	Sk
<b>Depósitos na bacia do rio Lima</b>				<b>Depósitos de Alvarães</b>					
<b>LN</b>		<b>LS</b>		<b>ALV</b>		<b>ALV</b>		<b>Ot.ALV</b>	
29.GL.1	1	3.GL.2	0.8	9.ALV.1	1	3.CAR.1	1	43.ALV.2	0.83
29.GL.2	1	3.GL.3	0.67			3.CAR.2	1	43.ALV.3	0.75
29.GL.3	1			10.ALV.2	1	3.CAR.3	1		
		5.GL.1	1	10.ALV.3	1	3.CAR.4	1	15.CAR.1	0.75
31.GL.1	1			10.ALV.4	1	3.CAR.5	1		
31.GL.2	1	6.GL.1	1			3.CAR.6	1	1.VC.1	1
31.GL.3	1	6.GL.2	1	11.ALV.1	1	3.CAR.7	1		
				11.ALV.2	1	3.CAR.8	0.8	19.VC.1	0.75
3.PL.2	0.57	8.GL.2	1	11.ALV.3	1			19.VC.2	1
		8.GL.3	1	11.ALV.4	1	3.VC.1	1		
4.PL.3	0.67	8.GL.4	1					35.VC.2	1
4.PL.4	1	8A.GL.3	1	15.ALV.1	1	22.VC.1	0.8	35.VC.3	1
4.PL.5	1	8A.GL.4	0.8	15.ALV.2	0.85	22.VC.2	1	35.VC.4	1
		8B.GL.2	0.83	15.ALV.3	0.67	22.VC.3	1	35.VC.5	1
5.PL.2	0.5	8B.GL.3	0.67	15.ALV.4	1	22.VC.4	1	35.VC.6	1
5A.PL.1	1	8B.GL.4	0.67	15.ALV.5	1	22.VC.5	0.88	35.VC.7	1
5A.PL.2	0.67			15.ALV.6	1	22.VC.6	1	35A.VC.2	0.8
		32.GL.1	0.5	15.ALV.7	1	22.VC.7	0.86		
8A.PL.1	0.67	32.GL.2	0.56	15.ALV.8	1	22.VC.8	1		
8A.PL.2	0.67	32.GL.3	0.67	15.ALV.9	1	22A.VC.6	1		
8B.PL.1	1	32.GL.4	1	15.ALV.10	0.83	22A.VC.7	1		
8B.PL.2	1	32A.GL.2	0.5	15.ALV.11	0.8	22B.VC.3	1		
8B.PL.3	1			15.ALV.12	0.96	22C.VC.1	1		
		35.GL.1	1	15.ALV.13	1	22C.VC.2	1	17.ALV.3	1
43.PL.1	0.67	35.GL.2	1	15.ALV.14	1	22C.VC.3	1		
43.PL.2	1	35.GL.3	1	15.ALV.15	0.8			19.ALV.3	0.57
43.PL.3	1					25.VC.2	1		
43.PL.4	0.67	36.GL.1	1	16.ALV.6	1	25.VC.3	1	39A.ALV.1	0.67
		36.GL.2	0.67	16.ALV.7	1	25.VC.4	1		
48.PL.1	1	36.GL.3	1	16.ALV.9	1	25.VC.5	1	10.GL.2	1
48.PL.2	1			16.ALV.10	1			10.GL.3	1
48.PL.3	1	13.PL.1	0.83			27.VC.1	1		
		13.PL.3	1	29.ALV.1	1	27.VC.2	1	6.PL.2	1
42.VC.1	1			29.ALV.2	1	27.VC.3	1	6.PL.3	0.8
42.VC.2	1	16.PL.2	0.8	29.ALV.3	1				
				29.ALV.4	1	28.VC.2	1	12A.PL.2	0.8
50.VC.1	1	17.PL.1	0.67	29.ALV.5	0.8	28.VC.3	1	12A.PL.3	1
				29.ALV.6	1			12B.PL.2	1
		19.PL.1	0.57	29.ALV.7	1	29.VC.1	1	12B.PL.3	1
		19.PL.2	0.75						
		19.PL.3	1	36.ALV.1	1	30.VC.1	1	14.PL.2	1
		19.PL.4	0.8	36.ALV.2	0.66	30.VC.2	1		
		19.PL.5	0.67	36.ALV.3	1			19A.VC.2	0.67
						33.VC.1	1	19A.VC.3	1
		64.PL.1	1	51.ALV.3	0.8	33.VC.2	1		
		64.PL.2	1			33.VC.3	1	34.VC.2	1
				1.CAR.1	1	33.VC.3.1	1	34.VC.3	1
		65.PL.3	0.67	1.CAR.2	1	33.VC.4	1		
				1.CAR.4	1	33.VC.5	1	35B.VC.2	1
				1.CAR.5	1			35B.VC.3	0.8

Sk(001)	LN	LS	ALV	Ot.ALV	COL
Média	0.9	0.84	0.97	0.91	0.91
Mediana	1	0.83	1	1	1
Moda	1	1	1	1	1
Desvio padrão	0.17	0.17	0.07	0.12	0.15
Mínimo	0.5	0.5	0.67	0.75	0.57
Máximo	1	1	1	1	1
Nº de amostras	29	36	83	13	18

Composição mineral da rocha total e fracção <2µm de materiais graníticos, estimadas em percentagens por difracção de R-X.

Amostra	Alte- ração	Rocha total						Fracção <2µm					
		Mica	Gib	Arg	Fk	P	Qz	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
ANTELAS													
4.PLA.1	A	49	v	2	28	1	20	-	-	v	24	76	v
7.PL.1	A	58	-	9	-	1	32	-	-	-	73	0	27
35.PL.1	RA	30	4	4	30	7	25	-	-	-	v	100	-
36.PL.1	A	51	4	6	5	-	34	-	-	-	27	73	-
54.PL.1	RS	45	-	-	20	17	18	-	-	-	-	-	-
55.PL.1	RPA	42	-	-	28	13	17	-	-	-	-	-	-
55.PL.2	A	56	1	3	13	2	25	-	v	v	6	94	-
55.PL.3	S	37	-	v	25	8	30	v	v	v	17	83	-
56.PL.1	A	55	2	3	4	2	34	-	-	-	15	85	-
58.PL.1	Alt	58	3	7	10	2	20	-	v	v	13	87	-
58.PL.2	S	36	v	v	24	8	32	v	v	v	19	81	-
59.PL.1	A	43	1	3	9	1	43	-	-	-	5	95	-
NORA													
3.GLA.1	A	46	v	8	6	-	40	-	-	36	64	-	-
7.GL.1	RA	65	v	v	6	v	28	-	-	14	16	70	v
8A.GL.1	RA	57	v	v	19	2	22	-	-	16	14	70	-
8A.GL.2	A	61	v	3	6	1	20	5	9	22	28	36	v
8B.GL.1	A	50	v	4	-	-	37	-	-	v	71	20	-
15.GL.1	RS	42	-	-	18	16	24	-	-	-	-	-	-
15.GL.2	RA	53	1	4	9	1	32	-	-	16	18	66	-
15.GL.3	Alt.s	34	0	12	15	v	30	-	v	-	100	-	-
15.GL.4	Alt	-	-	40	-	-	60	-	16	18	51	-	15
15.GL.5	Alt	35	-	9	0	2	45	6	15	18	40	21	-
15.GL.6	S	32	2	2	28	7	29	15	12	20	13	40	v
22.GL.1	RS	44	-	-	26	17	13	-	-	-	-	-	-
22.GL.2	RA	66	-	-	16	3	15	-	-	-	-	-	-
22.GL.3	A	57	2	2	15	1	23	-	-	-	10	90	-
22.GL.4	S	32	-	-	22	13	33	26	14	14	6	40	-
15.PL.2	A	46	-	3	26	1	24	-	-	v	44	28	28
18.PL.2	A	55	-	2	21	v	22	-	-	10	35	29	26
PERRE													
6.VC.1	RA	29	-	-	33	16	22	-	-	-	-	100	-
43.VC.1	A	46	2	5	12	1	34	-	v	v	22	78	-
44.VC.1	RS	36	-	-	26	17	21	-	-	-	-	-	-
47.VC.1	A	42	-	v	25	2	31	-	-	-	100	-	-
48.VC.1	RS	34	-	-	28	22	16	-	-	-	-	-	-
48.VC.2	RA	24	-	-	29	13	34	-	-	-	-	100	-
48.VC.3	S	20	-	-	31	13	36	23	23	24	6	24	-
49.VC.1	A	44	-	7	3	1	45	-	-	v	100	-	-
51.VC.1	A	28	-	-	30	10	32	-	-	-	9	91	-
51.VC.2	S	28	-	-	19	30	23	29	35	29	7	v	-
52.VC.1	RA	41	-	-	36	18	5	-	-	-	-	100	-

RS - rocha sã; RPA- rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt- Alterite; S - solo. Gib - gibbsite; Arg - argilas; Fk - feldspato potássico; P - plagioclase; Qz - quartzo; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite; I - ilite; C - caulinite; Goe - goethite. - ausente; v vestigial.

Composição mineral da rocha total e fracção <2µm de materiais graníticos, estimadas em percentagens por difracção de R-X.

Amostra	Alte- ração	Rocha total						Fracção <2µm					
		Mica	Gib	Arg	Fk	P	Qz	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib
ALVARÃES f. média													
10.ALV.1	A	10	-	13	2	2	73	v	-	-	v	100	-
17.ALV.1	RA	41	-	-	29	16	14	-	-	6	14	10	70
17.ALV.2	A	42	-	4	18	4	32	-	-	-	v	27	73
19.ALV.1	A	40	3	5	20	3	29	-	-	-	v	26	74
26.ALV.1	A	40	-	6	17	1	36	-	-	-	-	100	-
35.ALV.1	A	35	-	6	18	v	41	-	-	-	-	100	-
38.ALV.1	RS	29	-	-	41	17	13	-	-	-	-	-	-
39.ALV.1	A	22	-	7	4	1	66	-	-	-	-	100	-
43.ALV.1	A	9	26	5	17	3	40	-	-	v	-	-	100
5.CAR.1	A	45	v	5	13	6	31	-	-	v	49	13	38
14.CAR1	RA	47	-	5	15	1	32	-	-	-	37	63	-
1.VC.1	A	43	-	6	28	1	22	v	-	-	-	100	-
1A.VC.1	A	50	-	4	24	1	21	-	v	v	16	84	-
7.VC.1.1	RS	40	-	-	15	19	26	-	-	-	-	-	-
7.VC.1.2	RPA	37	-	-	17	20	26	-	-	-	-	-	-
11.VC.1	A	51	-	10	18	1	20	-	-	-	-	100	-
14.VC.1	A	50	-	11	-	1	38	15	-	-	28	57	-
15.VC.1	A	39	-	7	30	1	23	-	-	-	v	48	52
19A.VC.1	A	10	-	4	16	3	67	-	-	-	-	100	-
19B.VC.1.1	A	36	-	v	25	13	26	-	-	-	37	63	-
19B.VC.1.2	A	47	-	5	23	3	22	10	14	23	28	25	-
21.VC.1	A	61	-	6	11	1	21	-	-	-	v	100	-
22.VC.A1	A	76	-	4	-	1	19	-	-	-	5	95	-
28.VC.1	A	62	-	4	15	1	18	-	-	-	-	100	-
35.VC.1	A	59	-	5	9	1	27	22	-	-	19	59	-
35B.VC.1	A	56	-	4	14	1	25	-	-	-	-	100	-
65.VC.1	A	42	-	3	33	1	21	8	-	7	23	62	-
65.VC.2	Alt.s	40	-	9	11	1	30	-	-	-	-	100	-
ALVARÃES F. grosseira													
7.VC.2.1	RS	36	-	-	18	26	20	-	-	-	-	-	-
7.VC.2.2	RPA	30	-	v	22	22	26	-	-	-	-	-	-
7.VC.2.3	A	34	-	3	27	7	20	-	-	-	6	6	88
7.VC.2.4	S	30	-	v	22	9	30	-	23	23	15	11	28
36.VC.1	A	42	-	6	21	1	30	-	v	v	15	57	28
39.VC.1	A	36	v	5	31	1	27	-	-	-	v	19	81
40.VC.1	A	30	-	5	27	2	27	-	v	v	30	55	15
54.VC.1	A	40	3	3	22	11	21	-	6	11	11	19	53
54.VC.2	Alt.s	36	6	3	23	6	26	-	-	-	-	28	72

RS - rocha sã; RPA- rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ;  
 Alt- Alterite; S - solo. Gib - gibsita; Arg - argilas; Fk - feldspato potássico; P - plagioclase; Qz - quartzo;  
 V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados illite-vermiculite; I - illite; C - caulinite; Goe - goethite.  
 - ausente; v vestigial.

Composição mineral da rocha total e fracção <2µm de materiais graníticos, estimadas em percentagens por difracção de R-X.

Amostra	Alteração	Rocha total						Fracção <2µm					
		Mica	Gib	Arg	Fk	P	Qz	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
REFOIOS DO LIMA													
20.PL.1	A	23	-	4	31	-	42	.	.	51	35	-	14
20.PL.2	Alt.s	28	-	7	27	v	38	.	.	17	45	-	38
21.PL.1	RA	59	1	v	21	5	14	v	v	v	3	97	.
21.PL.2	Alt.s	32	11	12	11	1	33	5	5	5	5	80	.
25.PL.1	A	70	1	2	12	-	15	-	6	20	22	46	5
25.PL.2	Alt.s	60	1	3	16	v	20	5	9	16	32	38	-
25.PL.3	S	56	1	3	22	v	18	9	13	17	25	35	-
26.PL.1	A	46	-	7	19	-	28	23	8	20	33	v	7
44.PL.1	A	52	3	4	15	6	20	-	-	-	9	91	-
44.PL.2	Alt.s	43	5	8	13	-	31	-	9	-	26	65	-
45.PL.1	A	60	v	4	9	-	18	-	-	27	10	63	-
46.PL.1	RPA	65	-	-	17	6	12	-	-	-	-	-	-
46.PL.2	Alt.s	19	5	3	51	2	20	7	8	5	8	72	-
46.PL.3	RA	72	-	-	6	10	12	-	8	10	4	78	-
46.PL.4	S	25	-	-	43	7	25	8	8	8	7	63	-
47.PL.1	RS	74	-	-	5	12	9	-	-	-	-	-	-
47.PL.2	RA	61	-	-	12	14	13	-	-	v	-	100	-
47.PL.3	A	70	-	2	4	4	13	-	-	28	48	24	-
47.PL.4	Alt.s	74	v	3	6	2	15	-	v	16	36	48	-
47.PL.5	S	51	v	v	23	7	19	25	13	22	11	28	-
49.PL.1	A	30	-	3	28	-	30	-	-	25	36	30	-
49.PL.2	Alt.s	42	v	9	14	-	35	-	-	21	49	30	-
50.PL.1	A	14	8	21	41	-	16	-	-	v	22	78	-
51.PL.1	RA	29	v	7	31	3	30	-	-	50	50	v	-
51.PL.2	Alt.s	29	2	5	25	-	38	7	7	27	27	32	-
PADELA													
8.CAR.1	RA	55	-	3	19	-	23	-	v	34	65	-	-
13.CAR.1	RA	56	v	v	17	7	20	-	-	-	v	100	-
1.GL.1	RPA	56	-	-	17	19	8	-	-	-	-	-	-
1.GL.2	RA	61	-	2	21	-	16	-	-	v	32	68	-
1.GL.3	S	31	-	-	23	4	30	17	13	20	8	42	-
20.GL.2	Alt.s	30	6	v	28	3	33	v	v	v	v	100	-
20.GL.3	S	32	3	v	22	7	35	13	13	16	v	58	-
26.GL.1	RA	53	1	v	25	4	16	-	v	v	5	95	-
26.GL.2	Alt.s	46	2	2	21	4	25	6	5	6	3	80	-
26.GL.3	S	46	v	v	15	1	38	21	9	13	v	57	-
28.GL.1	RPA	54	-	-	18	18	10	-	-	-	-	-	-
28.GL.2	RA	50	4	8	19	-	19	v	8	8	9	75	-
28.GL.3	Alt.s	47	3	3	27	6	14	8	6	10	5	72	-
28.GL.4	S	45	-	-	23	12	20	17	12	17	6	48	-
33.GL.1	RA	53	-	-	12	15	20	-	-	-	v	100	-
33.GL.2	Alt.s	53	3	4	21	1	18	-	-	v	11	89	-
34.GL.1	RA	31	6	4	30	5	24	v	v	v	v	100	-

RS - rocha sã; RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - Alterite; S - solo; Gib - gibsite; Arg - argilas; Fk - feldspato potássico; P - plagioclase; Qz - quartzo; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados illite-vermiculite; I - illite; C - caulinite; Goe - goethite; - ausente; v vestigial.

Quadros dos valores de densidade, pH e análises químicas de materiais graníticos.

Amostra	ANTELAS											
	4.PL.1 A	7.PL.1 A	35.PL.1 RA	54.PL.1 RS	55.PL.1 RPA	55.PL.3 S	56.PL.1 A	58.PL.2 S	59.PL.1 A	5.133* RS	5.134* RS	5.109* RS
d	1.40	1.51	2.05	2.61	2.53	n. d.	1.33	n. d.	1.68	2.53	2.42	2.55
pH	4.20	3.90	4.30	5.20	4.90	4.35	4.00	4.40	3.90	n. d.	n. d.	n. d.
SiO <sub>2</sub>	68.60	66.90	64.30	68.32	65.76	53.24	67.90	47.39	66.00	71.21	71.50	71.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.30	19.80	19.60	17.47	19.14	18.77	18.80	23.50	18.80	15.18	15.54	14.87
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.38	0.43	0.42	0.44	0.61	0.46	0.60	0.57	0.40	0.27	0.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	2.13	2.19	2.44	1.84	2.06	3.28	2.21	3.19	2.90	2.08	1.65	1.93
MnO	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	<01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.52	0.28	0.38	0.50	0.80	0.68	0.60	0.98	0.73	0.21	0.29	0.41
CaO	0.05	0.03	0.04	0.62	0.33	0.07	0.03	0.02	0.04	0.42	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.71	0.21	2.49	2.02	2.11	0.17	1.58	0.20	2.76	2.63	2.77
K <sub>2</sub> O	5.23	1.76	4.87	6.24	6.39	5.49	3.53	5.94	4.41	5.88	5.31	4.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.11	0.12	0.52	0.48	0.74	0.09	0.26	0.12	0.32	0.31	0.65
H <sub>2</sub> O+	4.26	6.93	6.15	1.10	1.77	14.83	5.64	15.42	5.68	**1.36	**1.86	**1.79
H <sub>2</sub> O-	0.46	0.80	1.03	n. d.	n. d.	n. d.	0.98	n. d.	1.17	n. d.	n. d.	n. d.
Total	99.35	100.02	99.50	99.62	99.20	99.82	100.43	98.80	100.65	99.85	99.30	99.86

Amostra	NORA												
	8A.GL.1 RA	15.GL.1 RS	15.GL.2 RA	15.GL.3 Alt.s	15.GL.5 Alt	15.GL.6 S	22.GL.1 RS	22.GL.2 RA	22.GL.3 A	22.GL.4 S	15.PL.2 A	18.PL.2 A	6.98* RS
d	1.59	2.59	1.33	n. d.	n. d.	n. d.	2.60	2.15	1.67	n. d.	n. d.	1.62	2.56
pH	4.50	4.90	4.20	4.10	4.40	4.30	5.40	4.75	4.00	4.30	4.60	4.70	n. d.
SiO <sub>2</sub>	72.70	69.00	67.20	54.40	57.50	45.21	68.24	73.20	66.50	47.02	68.10	68.60	70.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	17.26	17.90	20.40	19.50	23.53	17.41	14.00	18.00	20.71	17.40	17.80	15.05
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.37	0.52	0.80	0.87	1.08	0.36	0.47	0.49	0.73	0.49	0.35	0.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	2.17	2.00	2.70	7.83	6.78	6.25	1.85	2.21	2.35	4.14	2.10	2.37	1.95
MnO	0.02	0.01	0.04	0.10	0.06	0.04	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03
MgO	0.06	0.68	0.66	3.38	2.90	2.51	0.68	0.58	0.53	0.63	0.50	0.49	0.33
CaO	0.06	0.33	0.06	0.07	0.06	0.03	0.61	0.10	0.04	0.06	0.06	0.03	0.34
Na <sub>2</sub> O	0.58	2.03	0.26	0.11	0.20	1.15	3.01	0.70	0.22	1.46	0.26	0.28	2.80
K <sub>2</sub> O	6.00	5.88	4.08	2.64	2.57	4.54	5.85	6.18	4.91	5.70	4.67	5.28	5.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.48	0.10	0.13	0.10	0.14	0.45	0.14	0.11	0.24	0.14	0.10	0.38
H <sub>2</sub> O+	2.41	1.56	5.64	8.81	8.79	13.54	1.10	1.79	5.18	18.52	4.24	4.16	**1.51
H <sub>2</sub> O-	0.32	n. d.	0.95	2.26	1.45	n. d.	n. d.	0.29	0.77	n. d.	0.84	0.39	n. d.
Total	99.71	99.60	100.70	101.02	100.78	98.02	99.57	99.68	99.73	99.22	98.81	99.87	98.74

RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo; n. d. - não determinado.

5.133\*-análises químicas retiradas de DIAS (1987); \*\*1.36 - perdas ao fogo.

Quadros dos valores de densidade, pH e análises químicas de materiais graníticos.

Amostra	PERRE							ALVARÃES fácies grosseira					
	43.VC.1 A	44.VC.1 RS	47.VC.1 A	48.VC.1 RS	48.VC.2 RA	48.VC.3 S	49.VC.1 A	7.VC.2.1 RS	7.VC.2.2 RPA	7.VC.2.3 A	7.VC.2.4 S	40.VC.1 A	54.VC.1 A
d	1.60	2.52	2.10	2.54	2.26	n.d.	1.56	2.60	2.60	1.83	n.d.	1.86	1.77
pH	4.00	4.80	4.55	4.60	4.80	4.10	4.10	5.90	5.10	4.05	4.30	4.00	4.90
SiO <sub>2</sub>	67.60	71.60	72.30	71.70	71.00	60.91	67.00	72.80	72.80	69.00	50.93	69.60	67.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.10	14.90	15.00	15.40	15.10	18.16	20.06	15.50	15.40	18.20	23.11	17.80	18.30
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.31	0.33	0.26	0.22	0.33	0.24	0.15	0.16	0.32	0.38	0.19	0.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	1.73	2.01	1.48	1.50	1.97	1.55	1.19	1.22	1.60	2.60	1.43	1.30
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	<.01	0.02	0.02
MgO	0.39	0.40	0.52	0.37	0.37	0.37	0.34	0.35	0.31	0.35	0.74	0.36	0.27
CaO	0.03	0.67	0.09	0.56	0.20	0.21	2.00	0.68	0.46	0.07	0.05	0.02	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.25	2.95	0.26	2.84	2.08	1.76	0.11	3.38	3.15	1.00	1.53	0.22	1.58
K <sub>2</sub> O	4.02	5.38	5.45	5.33	5.44	5.82	2.00	4.02	4.64	5.07	5.22	4.71	5.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.25	0.06	0.20	0.16	0.19	0.03	0.31	0.20	0.07	0.15	0.11	0.13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.83	1.47	3.24	1.55	1.92	9.44	6.86	1.00	1.70	5.91	14.27	4.90	4.35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.82	0.15	0.35	0.08	0.46	n.d.	0.55	0.18	0.41	0.60	n.d.	0.83	0.46
Total	100.38	99.83	99.63	99.79	98.56	99.17	100.76	99.59	100.57	101.40	98.98	100.19	99.85

Amostra	ALVARÃES fácies média									
	7.VC.1.1 RS	7.VC.1.2 RPA	19B.VC.1.1 A	17.ALV.1 RA	17.ALV.2 A	19.ALV.1 A	26.ALV.1 A	38.ALV.1 RS	35.VC.1 A	
d	2.61	2.48	1.72	2.28	1.70	n.d.	1.64	2.52	1.69	
pH	5.00	4.80	4.10	4.20	4.20	n.d.	4.20	n.d.	4.10	
SiO <sub>2</sub>	69.90	70.20	71.40	72.50	60.11	60.29	67.20	71.20	71.50	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	16.30	16.30	15.60	24.11	24.31	18.70	15.20	17.50	
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.34	0.21	0.27	0.40	0.31	0.43	0.33	0.30	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	2.21	1.60	1.60	2.48	2.16	2.72	1.67	1.16	
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	<.01	0.03	0.02	0.01	
MgO	0.75	0.74	0.36	0.44	0.84	0.52	0.66	0.51	0.31	
CaO	0.78	0.62	0.11	0.60	0.03	0.01	0.02	1.02	0.04	
Na <sub>2</sub> O	3.21	2.71	1.71	2.49	1.02	0.53	0.23	3.06	0.23	
K <sub>2</sub> O	4.35	4.83	5.03	5.25	5.55	5.23	3.66	5.79	5.04	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.30	0.08	0.23	0.08	0.13	0.07	0.26	0.06	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.30	1.70	2.80	1.80	4.66	5.64	5.30	1.10	4.24	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	0.30	0.62	0.91	n.d.	n.d.	0.69	0.59	0.78	
Total	99.48	100.28	100.25	101.71	99.29	99.13	99.71	100.75	101.17	

RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo; n. d. - não determinado.

Quadros dos valores de densidade, pH e análises químicas de materiais graníticos.

Amostra	REFOIOS DO LIMA									
	25.PL.1	45.PL.1	46.PL.1	46.PL.2	46.PL.3	46.PL.4	47.PL.1	47.PL.3	47.PL.5	49.PL.2
	A	A	RPA	Alt.s	RA	S	RS	A	S	Alt.s
d	1.55	1.47	2.55	n. d.	2.34	n. d.	2.50	1.53	n. d.	n. d.
pH	4.60	4.70	5.00	4.40	4.40	4.25	5.00	4.50	4.30	4.30
SiO <sub>2</sub>	60.50	59.80	64.90	56.60	64.20	43.08	64.40	61.20	51.43	60.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.70	15.50	15.20	21.00	16.30	24.54	15.90	19.60	20.74	18.90
TiO <sub>2</sub>	0.49	1.04	0.81	0.72	0.79	1.78	0.85	0.85	1.26	0.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	5.02	8.48	4.74	5.02	5.37	7.98	5.83	6.29	6.14	5.60
MnO	0.06	0.11	0.63	0.05	0.07	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07
MgO	1.71	3.16	1.44	1.51	1.72	2.33	1.89	1.79	1.84	1.26
CaO	0.06	0.13	1.93	0.34	1.85	0.52	2.11	0.07	0.17	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.22	2.63	0.60	2.63	0.85	2.72	0.20	0.76	0.13
K <sub>2</sub> O	4.58	4.68	4.93	4.40	4.78	5.41	3.54	4.07	5.58	3.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.20	0.32	0.17	0.31	0.30	0.30	0.08	0.23	0.08
H <sub>2</sub> O+	5.81	5.60	1.85	8.65	1.86	10.83	2.00	5.66	10.48	7.43
H <sub>2</sub> O-	0.62	0.99	0.06	1.17	0.48	n. d.	0.43	0.89	n. d.	1.14
Total	98.95	100.00	100.04	100.23	100.36	97.71	100.06	100.79	98.71	99.17

Amostra	PADELA									
	1.GL.1	1.GL.2	1.GL.3	28.GL.1	28.GL.2	28.GL.3	28.GL.4	33.GL.1	33.GL.2	
	RPA	RA	S	RPA	RA	Alt.s	S	RA	Alt.s	
d	2.62	1.56	n. d.	2.61	1.65	n. d.	n. d.	2.13	n. d.	
pH	5.30	4.20	4.30	5.40	4.20	4.30	4.30	4.20	4.10	
SiO <sub>2</sub>	60.20	64.10	48.84	67.80	61.80	62.00	37.5	67.20	63.80	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	18.50	23.02	15.30	21.30	19.20	20	16.20	18.80	
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.70	1.24	0.56	0.60	0.63	1.18	0.65	0.57	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	3.80	4.00	6.20	3.37	3.05	3.49	5.91	3.70	3.49	
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04	0.07	0.05	0.05	
MgO	1.14	0.09	1.47	0.99	0.76	0.08	1.3	0.09	0.08	
CaO	1.48	1.14	0.22	1.33	0.04	0.15	0.21	0.50	0.06	
Na <sub>2</sub> O	2.83	0.29	0.99	2.92	0.22	0.67	1.42	1.30	0.35	
K <sub>2</sub> O	4.94	4.78	6.04	5.35	4.25	4.96	4.65	5.58	5.41	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.10	0.25	0.28	0.07	0.20	0.4	0.32	0.13	
H <sub>2</sub> O+	0.77	6.27	10.08	0.95	7.06	7.26	25.57	3.42	5.87	
H <sub>2</sub> O-	0.13	0.97	n. d.	0.02	1.17	1.37	n. d.	0.36	0.89	
Total	99.78	100.99	98.49	98.92	100.34	100.05	98.21	99.37	99.50	

RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo; n. d. - não determinado.



Percentagens de ganhos e perdas segundo o cálculo isoaluminio, aplicado aos materiais graníticos.

ÓXIDOS	ANTELAS							
	55.PL.1	35.PL.1	4.PLA1	7.PL.1	56.PL.1	59.PL.1	55.PL.3	58.PL.2
	RPA	RA	A	A	A	A	S	S
SiO <sub>2</sub>	-23	-27	-12	-25	-20	-22	-37	-55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	-11	-15	-2	-26	-5	17	26	-1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-10	5	4	-7	-1	30	47	14
MnO	-67	-36	-27	27	-33	1	100	-73
MgO	76	-18	26	-41	34	63	52	75
CaO	5	-88	-82	-91	-90	-87	-77	-95
Na <sub>2</sub> O	-38	-94	-91	-79	-95	-94	-33	-60
K <sub>2</sub> O	-6	-30	-15	-75	-47	-34	-18	-29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-12	-79	-84	-81	-83	-78	38	-61
H <sub>2</sub> O+	-5	224	154	261	210	212	715	577

ÓXIDOS	NORA									
	8A.GL.1	15.GL.2	22.GL.2	22.GL.3	15.PL.2	18.PL.2	15.GL.3	15.GL.5	15.GL.6	22.GL.4
	RA	RA	RA	A	A	A	Alt.s	Alt	S	S
SiO <sub>2</sub>	18	-10	25	-14	-6	-8	-36	-29	-54	-46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	40	30	50	18	26	-12	95	100	106	58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	27	29	35	8	3	14	229	198	128	71
MnO	35	122	42	60	14	12	387	206	69	-52
MgO	-88	8	22	-16	-15	-19	387	338	214	-11
CaO	-84	-80	-72	-92	-80	-93	-87	-88	-95	-80
Na <sub>2</sub> O	-75	-91	-68	-92	-91	-90	-97	-93	-60	-56
K <sub>2</sub> O	17	-25	27	-24	-23	-15	-63	-62	-45	-21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-41	-79	-62	-78	-60	-70	-76	-81	-77	-56
H <sub>2</sub> O+	95	276	52	232	191	170	415	437	586	966

Cálculos efectuados a partir da média das análises químicas de rochas sãs.

RPA- rocha pouco alterada; RA- rocha alterada; A- arena; Alt.s- alterite in situ; Alt- alterite; S- solo.

Percentagens de ganhos e perdas segundo o cálculo isoaluminio,  
aplicado aos materiais graníticos.

ÓXIDOS	PERRE					ALVARÃES fácies grosseira				
	48.VC.2	43.VC.1	47.VC.1	49.VC.1	48.VC.3	7.VC.2.2	7.VC.2.3	40.VC.1	54.VC.1	7.VC.2.4
	RA	A	A	A	S	RPA	A	A	A	S
SiO <sub>2</sub>	-1	-25	2	-29	-29	1	-19	-17	-21	-53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	-23	-17	17	-36	-3	7	82	10	-27	70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-6	-5	26	-27	2	3	21	5	-7	47
MnO	0	-21	1	-24	-58	1	-43	-42	44	-100
MgO	-4	-20	36	-33	-20	-11	-15	-10	-35	42
CaO	-53	-96	-85	146	-72	-32	-91	-97	-86	-95
Na <sub>2</sub> O	-28	-93	-91	-97	-49	-6	-75	-94	-60	-70
K <sub>2</sub> O	2	-40	3	-72	-9	16	7	2	16	-13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-29	-68	-73	-90	-30	-6	-81	-69	-64	-68
H <sub>2</sub> O+	28	206	117	243	422	58	420	332	349	1067

ÓXIDOS	ALVARÃES fácies média						
	7.VC.1.2	17.AL.V.1	17.AL.V.2	19.AL.V.1	26.AL.V.1	19B.VC.1.1	35.VC.1
	RPA	RA	A	A	A	A	A
SiO <sub>2</sub>	-4	3	-45	-45	-20	-3	-9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	-4	-20	-23	-41	6	-41	-21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	13	-15	-14	-26	21	-18	-45
MnO	16	-19	-74	-100	1	16	-64
MgO	13	-30	-13	-47	-12	-45	-56
CaO	-34	-33	-98	-99	-98	-88	-96
Na <sub>2</sub> O	-17	-20	-79	-89	-94	-47	-93
K <sub>2</sub> O	-8	4	-29	-33	-39	-4	-11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3	-17	-81	-70	-79	-72	-81
H <sub>2</sub> O+	58	5	255	326	353	146	345

Cálculos a partir da análise química de rocha são nas amostras de Alvarães fácies grosseira: os restantes foram obtidos a partir da média das análises químicas de rochas sãs.  
RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; S - solo.

Percentagens de ganhos e perdas segundo o cálculo isoalumínio, aplicado aos materiais graníticos.

ÓXIDOS	PADELA						
	1.GL.2	28.GL.2	33.GL.1	28.GL.3	33.GL.2	1.GL.3	28.GL.4
	RA	RA	RA	Alt.s	Alt.s	S	S
SiO <sub>2</sub>	-25	-37	-10	-30	-26	-54	-59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	-3	-28	3	-16	-22	38	52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-11	-41	-6	-25	-24	12	21
MnO	-19	-72	-8	-38	-21	-35	4
MgO	-93	-50	-92	-94	-94	-11	-9
CaO	-35	-98	-67	-92	-97	-90	-89
Na <sub>2</sub> O	-92	-95	-58	-82	-90	-78	-63
K <sub>2</sub> O	-25	-42	0	-25	-17	-24	-33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-70	-82	11	-41	-61	-39	12
H <sub>2</sub> O+	487	474	206	555	441	659	2115

ÓXIDOS	REFOIOS DO LIMA								
	46.PL.1	46.PL.3	25.PL.1	45.PL.1	47.PL.3	46.PL.2	49.PL.2	46.PL.4	47.PL.5
	RPA	RA	A	A	A	Alt.s	Alt.s	S	S
SiO <sub>2</sub>	5	-3	-24	-5	-23	-33	-21	-57	-39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	0	-9	-53	26	-19	-36	-14	36	14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-15	-10	-31	49	-12	-35	-19	-11	-19
MnO	632	-24	-46	25	-19	-58	-35	-35	-32
MgO	-20	-11	-27	72	-23	-40	-44	-20	-25
CaO	-4	-14	-98	-94	-97	-88	-98	-84	-94
Na <sub>2</sub> O	1	-6	-92	-92	-94	-83	-96	-80	-79
K <sub>2</sub> O	46	32	4	36	-7	-6	-21	-1	21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	12	1	-68	-32	-78	-57	-78	-35	-41
H <sub>2</sub> O+	-3	-9	134	192	130	227	213	251	302

Cálculos efectuados a partir da análise química de rocha sã nas amostras de Refoios do Lima e na média das análises químicas de rochas pouco alteradas nas amostras de Padela.  
RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - alterite; S - solo.

## Anexos ao capítulo III

Ganhos e perdas segundo o método isovolumétrico,  
aplicado aos materiais graníticos.

ÓXIDOS	ANTELAS						NORA				
	55.PL.1 RPA	35.PL.1 RA	4.PL.1 A	7.PL.1 A	56.PL.1 A	59.PL.1 A	8A.GL.1 RA	15.GL.2 RA	22.GL.2 RA	22.GL.3 A	18.PL.2 A
	Balanço isovolumétrico ganhos:++; perdas:-						Balanço isovolumétrico ganhos:++; perdas:-				
SiO <sub>2</sub>	-12.6	-47.2	-82.9	-78.0	-88.7	-68.1	-62.9	-89.2	-21.2	-67.5	-67.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.5	0.3	-15.7	-10.0	-14.9	-8.3	-19.4	-19.0	-12.7	-11.7	-13.9
TiO <sub>2</sub>	0.1	-0.1	-0.4	-0.5	-0.4	-0.1	-0.2	-0.3	0.1	-0.1	-0.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0.5	0.3	-1.8	-1.4	-1.8	0.1	-1.5	-1.4	-0.2	-1.1	-1.2
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	1.1	-0.2	-0.2	-0.5	-0.2	0.3	-1.4	-0.6	-0.2	-0.6	-0.7
CaO	0.2	-0.6	-0.6	-0.6	-0.6	-0.6	-1.0	-1.0	-0.9	-1.0	-1.1
Na <sub>2</sub> O	-1.6	-6.3	-6.4	-5.7	-6.5	-6.4	-5.8	-6.4	-5.2	-6.4	-6.3
K <sub>2</sub> O	2.0	-4.2	-6.8	-11.5	-9.5	-6.8	-5.4	-8.7	-1.6	-6.7	-6.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	-0.9	-1.0	-1.0	-1.0	-0.9	-0.8	-1.0	-0.8	-0.9	-1.0
H <sub>2</sub> O+	0.6	8.7	2.1	6.6	3.6	5.7	0.2	3.9	0.3	5.1	3.1
	ganhos(%) e perdas(%)						ganhos(%) e perdas(%)				
SiO <sub>2</sub>	-7.0	-26.3	-46.3	-43.6	-49.5	-38.0	-35.3	-49.9	-11.9	-37.8	-37.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2	0.7	-4.4	-3.6	-4.5	0.3	-45.3	-44.3	-29.6	-27.4	-32.6
TiO <sub>2</sub>	8.1	-14.4	-40.2	-44.3	-40.6	-7.0	-23.0	-27.2	6.4	-13.9	-40.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10.0	5.5	-37.1	-30.2	-38.0	2.8	-30.9	-28.0	-4.8	-21.4	-23.1
MnO	-57.8	-31.7	-53.3	0.7	-55.7	-16.0	-20.5	33.0	7.5	25.3	-19.0
MgO	113.1	-18.0	-23.4	-55.5	-16.0	20.1	-93.4	-39.5	-14.0	-39.0	-45.3
CaO	26.5	-87.6	-80.4	-93.1	-94.0	-89.8	-91.3	-94.0	-80.5	-93.9	-95.6
Na <sub>2</sub> O	-24.2	-93.6	-94.6	-84.1	-96.6	-95.0	-86.3	-94.9	-77.7	-94.5	-93.3
K <sub>2</sub> O	14.2	-29.5	-48.3	-81.2	-66.8	-47.7	-36.0	-58.3	-10.9	-45.0	-42.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6.5	-78.4	-90.2	-85.4	-89.5	-82.3	-67.6	-88.2	-73.4	-83.7	-85.7
H <sub>2</sub> O+	16.0	226.6	54.5	171.1	94.3	147.2	6.7	108.9	7.2	141.0	87.7

ÓXIDOS	PERRE				ALVARÃES f. grosseira			
	48.VC.2 RA	43.VC.1 A	47.VC.1 A	49.VC.1 A	7.VC.2.2 RPA	7.VC.2.3 A	40.VC.1 A	54.VC.1 A
	Balanço Isevol. ganhos:++; perdas:-				Balanço isovolumétrico ganhos:++; perdas:-			
SiO <sub>2</sub>	-20.8	-73.1	-29.4	-76.8	0.0	-63.0	-59.8	-69.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-4.2	-7.8	-6.8	-7.0	-0.3	-7.0	-7.2	-7.9
TiO <sub>2</sub>	-0.2	-0.2	0.0	-0.3	0.0	0.2	0.0	-0.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-0.7	-1.0	0.2	-1.6	0.1	0.0	-0.4	-0.8
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	-0.1	-0.3	0.1	-0.4	-0.1	-0.3	-0.2	-0.4
CaO	-0.9	-1.5	-1.4	1.6	-0.6	-1.6	-1.7	-1.6
Na <sub>2</sub> O	-2.6	-6.9	-6.8	-7.1	-0.6	-7.0	-8.4	-6.0
K <sub>2</sub> O	-1.3	-7.1	-2.1	-10.4	1.6	-1.2	-1.7	-0.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.2	-0.4	-0.4	-0.5	-0.1	-0.7	-0.6	-0.6
H <sub>2</sub> O+	0.5	5.5	3.0	6.9	1.2	7.0	5.4	5.6
	ganhos(%) e perdas(%)				ganhos(%) e perdas(%)			
SiO <sub>2</sub>	-11.5	-40.3	-16.2	-42.3	0.0	-33.3	-31.6	-36.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-11.0	-20.3	-17.8	-18.4	-0.6	-17.4	-17.8	-19.6
TiO <sub>2</sub>	-30.9	-33.3	-3.7	-48.0	6.7	50.2	-9.4	-41.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-16.5	-23.9	4.0	-40.4	2.7	0.1	-13.9	-25.5
MnO	-9.6	-36.0	-16.0	-37.6	-2.5	-54.3	-53.5	-55.8
MgO	-13.8	-35.7	12.6	-45.3	-11.4	-29.6	-26.4	-47.5
CaO	-58.0	-96.9	-87.9	100.0	-32.4	-92.8	-97.9	-89.0
Na <sub>2</sub> O	-35.8	-94.5	-92.5	-97.7	-6.8	-79.2	-95.3	-68.2
K <sub>2</sub> O	-9.3	-52.5	-15.5	-77.0	15.4	-11.2	-16.2	-6.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-36.6	-74.7	-77.9	-91.8	-6.9	-84.2	-74.7	-71.6
H <sub>2</sub> O+	13.6	144.2	78.1	180.1	57.5	330.4	255.4	261.5

Cálculos baseados na média de análises químicas das rochas sãs nas amostras de Antelas, Nora e Perre, e na análise química da rocha sã nas amostras de Alvarães fácies grosseira. RPA-rocha pouco alterada; RA-rocha alterada; A-arena.

Ganhos e perdas segundo o método isovolumétrico,  
aplicado aos materiais graníticos.

ÓXIDOS	ALVARÃES f. média					
	7.VC.1.2 RPA	17.ALV.1 RA	19B.VC.1.1 A	17.ALV.2 A	26.ALV.1 A	35.VC.1 A
	Balanco isovolumétrico ganhos:+: perdas:-					
SiO <sub>2</sub>	-7.2	-16.0	-58.5	-79.1	-71.1	-60.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	-4.8	-12.3	0.6	-9.7	-10.8
TiO <sub>2</sub>	0.0	-0.3	-0.5	-0.2	-0.2	-0.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0.6	-1.2	-2.1	-0.6	-0.4	-2.9
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.2	-0.6	-1.0	-0.2	-0.5	-1.1
CaO	-0.8	-0.9	-2.1	-2.3	-2.3	-2.2
Na <sub>2</sub> O	-1.3	-2.4	-5.1	-6.3	-7.7	-7.7
K <sub>2</sub> O	-1.1	-1.1	-4.4	-3.6	-7.0	-4.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0	-0.2	-0.6	-0.6	-0.6	-0.6
H <sub>2</sub> O+	1.3	-0.2	1.5	5.7	5.4	5.0
	ganhos(%) e perdas(%)					
SiO <sub>2</sub>	-4.0	-8.8	-32.3	-43.6	-39.2	-33.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2	-11.9	-30.5	1.6	-24.0	-26.7
TiO <sub>2</sub>	-3.1	-29.2	-58.5	-21.8	-18.9	-41.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	13.2	-24.6	-43.1	-12.9	-7.8	-59.5
MnO	24.0	-24.0	-14.0	-71.7	-18.0	-71.8
MgO	9.3	-26.7	-43.3	-8.3	-23.3	-47.5
CaO	-33.4	-40.8	-91.8	-97.8	-98.6	-97.1
Na <sub>2</sub> O	-16.6	-29.6	-63.5	-78.5	-95.3	-95.2
K <sub>2</sub> O	-8.1	-8.1	-33.6	-27.6	-53.9	-34.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.3	-27.2	-80.9	-81.1	-84.1	-85.9
H <sub>2</sub> O+	57.8	-7.8	70.4	260.1	243.7	225.7

ÓXIDOS	PADELA			REFOIOS DO LIMA				
	1.GL.2 RA	28.GL.2 RA	33.GL.1 RA	46.PL.1 RPA	46.PL.3 RA	25.PL.1 A	45.PL.1 A	47.PL.3 A
	Balanco isovolumétrico ganhos:+: perdas:-			Balanco isovolumétrico ganhos:+: perdas:-				
SiO <sub>2</sub>	-79.5	-77.5	-36.3	4.5	-10.8	-67.2	-73.1	-67.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-10.2	-3.9	-4.5	-1.0	-1.6	-9.2	-17.0	-9.8
TiO <sub>2</sub>	-0.4	-0.5	-0.1	-0.1	-0.3	-1.4	-0.6	-0.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-3.3	-4.5	-1.6	-2.5	-2.0	-6.8	-2.1	-5.0
MnO	-0.1	-0.1	0.0	1.4	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
MgO	-2.6	-1.5	-2.6	-1.1	-0.7	-2.1	-0.1	-2.0
CaO	-1.9	-3.6	-2.6	-0.4	-1.0	-5.2	-5.1	-5.2
Na <sub>2</sub> O	-7.1	-7.2	-4.8	-0.1	-0.6	-6.4	-6.5	-6.5
K <sub>2</sub> O	-6.0	-6.5	-1.6	3.7	2.3	-1.8	-2.0	-2.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.5	-0.6	0.0	0.1	0.0	-0.6	-0.5	-0.6
H <sub>2</sub> O+	7.5	9.4	5.0	-0.3	-0.6	4.0	3.4	3.7
	ganhos(%) e perdas(%)			ganhos(%) e perdas(%)				
SiO <sub>2</sub>	-44.3	-43.2	-20.2	2.8	-6.7	-41.8	-45.4	-41.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-26.1	-10.0	-11.6	-2.5	-4.0	-23.2	-42.7	-24.6
TiO <sub>2</sub>	-28.2	-34.9	-8.9	-3.0	-13.2	-64.3	-28.2	-38.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-34.4	-47.1	-17.1	-17.1	-13.8	-46.6	-14.5	-34.0
MnO	-40.0	-74.6	-18.1	598.5	-28.8	-59.6	-29.7	-40.1
MgO	-95.0	-55.1	-93.1	-22.4	-14.9	-44.0	-1.8	-42.1
CaO	-51.7	-98.2	-71.1	-6.8	-18.0	-98.2	-96.4	-98.0
Na <sub>2</sub> O	-94.0	-95.2	-63.2	-1.4	-9.5	-93.6	-95.2	-95.5
K <sub>2</sub> O	-44.7	-48.0	-11.8	42.1	26.4	-19.8	-22.3	-29.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-77.4	-83.3	-1.2	8.8	-3.3	-75.2	-60.8	-83.7
H <sub>2</sub> O+	334.7	417.7	223.8	-5.6	-13.0	80.1	67.3	73.2

Cálculos baseados na média das análises químicas de rochas sãs nas amostras de Alvarães fácies média, na análise química de rocha sã nas amostras de Refoios do Lima e na média das análises químicas de rochas pouco alteradas nas amostras de Padela. RPA-rocha pouco alterada; RA-rocha alterada; A-arena.

Índice de meteorização potencial (WPI) e índice potencial (PI),  
aplicado aos materiais graníticos.

AMOSTRAS	Alteração	WPI	PI	AMOSTRAS	Alteração	WPI	PI
<b>ANTELAS</b>				<b>ALVARÃES fácies média</b>			
4.PL.1	A	-13	86	17.ALV.1	RA	4	88
7.PL.1	A	-27	84	17.ALV.2	A	-13	80
35.PL.1	RA	-22	83	19.ALV.1	A	-19	80
54.PL.1	RS	5	86	26.ALV.1	A	-15	84
55.PL.1	RPA	2	84	38.ALV.1	RS	7	88
55.PL.3	S	-63	81	7.VC.1.1	RS	4	87
56.PL.1	A	-20	86	7.VC.1.2	RPA	3	87
58.PL.2	S	-68	75	19B.VC.1.1	A	-2	87
59.PL.1	A	-19	84	35.VC.1	A	-13	87
5.133*	RS	3	88	<b>ALVARÃES fácies grosseira</b>			
5.134*	RS	0	88	7.VC.2.1	RS	5	88
5.100*	RS	0	88	7.VC.2.2	RPA	3	88
<b>NORA</b>				7.VC.2.3	A	-15	86
8A.GL.1	RA	-5	88	7.VC.2.4	S	-62	77
15.GL.1	RS	2	86	40.VC.1	A	-13	86
15.GL.2	RA	-19	85	54.VC.1	A	-12	86
15.GL.3	Alt.s	-31	78	<b>PERRE</b>			
15.GL.5	Alt	-32	80	43.VC.1	A	-21	86
15.GL.6	S	-57	71	44.VC.1	RS	3	88
22.GL.1	RS	5	83	47.VC.1	A	-8	88
22.GL.2	RA	-1	80	48.VC.1	RS	2	88
22.GL.3	A	-17	84	48.VC.2	RA	0	88
22.GL.4	S	-88	77	48.VC.3	S	-34	84
15.PL.2	A	-13	86	49.VC.1	A	-24	84
18.PL.2	A	-12	86	<b>REFOIOS DO LIMA</b>			
6.98*	RS	2	88	25.PL.1	A	-18	81
<b>PADELA</b>				45.PL.1	A	-15	82
1.GL.1	RPA	7	87	46.PL.1	RPA	4	86
1.GL.2	RA	-21	83	46.PL.2	Alt.s	-32	79
1.GL.3	S	-39	74	46.PL.3	RA	4	84
28.GL.1	RPA	7	86	46.PL.4	S	-43	70
28.GL.2	RA	-26	81	47.PL.1	RS	3	84
28.GL.3	Alt.s	-27	83	47.PL.3	A	-18	81
28.GL.4	S	-142	72	47.PL.5	S	-40	77
33.GL.1	RA	-8	86	49.PL.2	Alt.s	-28	81
33.GL.2	Alt.s	-21	83				

RS - rocha sã; RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena;  
Alt.s - alterite in situ; Alt - Alterite; S - solo.

5.133\*-análises químicas retiradas de DIAS (1987).

Índices de Parker,  
aplicado aos materiais graníticos.

AMOSTRAS	Alteração	Id Pk	AMOSTRAS	Alteração	Id Pk
ANTELAS			ALVARÃES fácies média		
4.PL.1	A	48	17.ALV.1	RA	70
7.PL.1	A	22	17.ALV.2	A	59
35.PL.1	RA	44	19.ALV.1	A	51
54.PL.1	RS	79	26.ALV.1	A	35
55.PL.1	RPA	76	38.ALV.1	RS	81
55.PL.3	S	68	7.VC.1.1	RS	71
56.PL.1	A	33	7.VC.1.2	RPA	70
58.PL.2	S	68	19B.VC.1.1	A	60
59.PL.1	A	41	35.VC.1	A	46
5.133*	RS	77			
5.134*	RS	70	ALVARÃES fácies grosselm		
5.109*	RS	69	7.VC.2.1	RS	68
			7.VC.2.2	RPA	70
			7.VC.2.3	A	53
NORA			7.VC.2.4	S	61
8.GLA.1	RA	57	40.VC.1	A	43
15.GL.1	RS	71	51.VC.1	A	62
15.GL.2	RA	44			
15.GL.3	Alt.s	33	PERRE		
15.GL.5	Alt	32	43.VC.1	A	38
15.GL.6	S	56	44.VC.1	RS	76
22.GL.1	RS	81	47.VC.1	A	50
22.GL.2	RA	61	48.VC.1	RS	74
22.GL.3	A	45	48.VC.2	RA	67
22.GL.4	S	64	48.VC.3	S	67
15.PL.2	A	44	49.VC.1	A	24
18.PL.2	A	49			
6.98*	RS	75	REFOIOS DO LIMA		
PADELA			25.PL.1	A	46
1.GL.1	RPA	75	45.PL.1	A	51
1.GL.2	RA	46	46.PL.1	RPA	75
1.GL.3	S	65	46.PL.2	Alt.s	48
28.GL.1	RPA	78	46.PL.3	RA	74
28.GL.2	RA	40	46.PL.4	S	62
28.GL.3	Alt.s	49	47.PL.1	RS	66
28.GL.4	S	57	47.PL.3	A	42
33.GL.1	RA	61	47.PL.5	S	60
33.GL.2	Alt.s	50	49.PL.2	Alt.s	33

RS - rocha sã; RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena;  
Alt.s - alterite in situ; Alt - Alterite; S - solo.  
5.133\*-análises químicas retiradas de DIAS (1987).

Valores X e Y no diagrama KRONBERG-NESBITT (1981),  
aplicado aos materiais graníticos.

AMOSTRAS	Alteração	X	Y	AMOSTRAS	Alteração	X	Y
<b>ANTELAS</b>				<b>ALVARÃES fácies média</b>			
4.PL.A1	A	0.88	0.26	17.AL.V.1	RA	0.89	0.41
7.PL.1	A	0.85	0.14	17.AL.V.2	A	0.89	0.40
35.PL.1	RA	0.85	0.22	19.AL.V.1	A	0.89	0.34
54.PL.1	RS	0.88	0.41	26.AL.V.1	A	0.90	0.41
55.PL.1	RPA	0.86	0.36	38.AL.V.1	RS	0.82	0.24
55.PL.3	S	0.84	0.34	7.VC.1.1	RS	0.82	0.21
56.PL.1	A	0.86	0.18	7.VC.1.2	RPA	0.86	0.19
58.PL.2	S	0.79	0.28	19B.VC.1.1	A	0.90	0.46
59.PL.1	A	0.86	0.22	35.VC.1	A	0.88	0.25
5.133*	RS	0.90	0.43	<b>ALVARÃES fácies grosseira</b>			
5.134*	RS	0.89	0.39	7.VC.2.1	RS	0.90	0.42
5.109*	RS	0.90	0.40	7.VC.2.2	RPA	0.90	0.42
<b>NORA</b>				7.VC.2.3	A	0.87	0.29
8A.GL.1	RA	0.90	0.34	7.VC.2.4	S	0.80	0.26
15.GL.1	RS	0.88	0.37	40.VC.1	A	0.87	0.24
15.GL.2	RA	0.87	0.24	54.VC.1	A	0.87	0.32
15.GL.3	Alt.s	0.82	0.13	<b>PERRE</b>			
15.GL.5	Alt	0.84	0.14	43.VC.1	A	0.86	0.20
15.GL.6	S	0.78	0.23	44.VC.1	RS	0.90	0.44
22.GL.1	RS	0.88	0.42	47.VC.1	A	0.90	0.30
22.GL.2	RA	0.90	0.36	48.VC.1	RS	0.90	0.43
22.GL.3	A	0.86	0.24	48.VC.2	RA	0.90	0.39
22.GL.4	S	0.81	0.30	48.VC.3	S	0.86	0.35
15.PL.2	A	0.87	0.24	49.VC.1	A	0.86	0.23
18.PL.2	A	0.87	0.26	<b>REFÓIOS DO LIMA</b>			
6.98*	RS	0.90	0.43	25.PL.1	A	0.85	0.22
<b>PADELA</b>				45.PL.1	A	0.87	0.27
1.GL.1	RPA	0.90	0.47	46.PL.1	RPA	0.89	0.46
1.GL.2	RA	0.86	0.29	46.PL.2	Alt.s	0.83	0.23
1.GL.3	S	0.80	0.27	46.PL.3	RA	0.88	0.44
28.GL.1	RPA	0.89	0.46	46.PL.4	S	0.77	0.25
28.GL.2	RA	0.84	0.19	47.PL.1	RS	0.88	0.43
28.GL.3	Alt.s	0.85	0.26	47.PL.3	A	0.85	0.20
28.GL.4	S	0.78	0.28	47.PL.5	S	0.82	0.27
33.GL.1	RA	0.88	0.36	49.PL.2	Alt.s	0.85	0.17
33.GL.2	Alt.s	0.86	0.26				

$$X = (\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

$$Y = (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

RS - rocha sã; RPA - rocha pouco alterada; RA - rocha alterada; A - arena; Alt.s - alterite in situ; Alt - Alterite; S - solo. 5.133\*-análises químicas retiradas de DIAS (1987).



Classes texturais e parâmetros estatísticos (FOLK-WARD), nomeadamente média (Mz), desvio padrão ( $\sigma$ ).

Amostras de micaxistos silúricos.

AMOSTRAS	Alte- ração	TEXTURA				ESTATÍSTICOS	
		Seixos	Areia	Limo	Argila	Mz( $\phi$ )	$\sigma$
3.CAR.A1	A	2.7	44.9	47.6	4.9	4.2	2.6
9.GL.1	RA	22.4	40.2	36.4	1.0	2.5	3.4
10.GL.1	A	1.3	20.6	60.3	17.8	5.5	2.4
17.GL.1	A	1.0	28.9	42.9	27.1	5.7	2.3
18.GL.1	RA	9.9	58.5	29.3	2.3	3.0	2.7
32A.GL.1.2	A	0.1	43.8	38.0	18.1	5.3	2.2
3.PL.1	A	3.3	52.4	31.7	12.7	4.3	2.9
5.PL.1	A	4.5	37.8	47.2	10.5	4.8	2.4
6.PL.1	RA	11.4	46.2	39.7	2.7	3.5	3.2
10.PL.1	RA	1.3	22.4	70.9	5.3	5.0	1.6
12B.PL.1	A	0.1	18.9	67.9	13.7	5.8	1.8
14.PL.1	A	2.6	44.8	38.3	14.3	5.1	2.4
16.PL.1	RA	13.0	61.7	21.7	3.6	2.5	3.0
23.PL.1	RA	2.1	48.7	46.7	2.5	4.2	1.9
24.PL.1	RA	0.8	26.8	63.7	8.7	5.0	1.7
28.PL.1	RA	16.5	43.4	28.8	11.4	3.1	3.6
29.PL.2	Alt	23.5	48.8	23.2	4.5	2.2	3.4
31.PL.1	A	4.0	22.0	58.5	15.5	5.4	2.5
54.PL.2	A	0.0	33.7	58.5	7.8	5.0	1.7
54.PL.3	A	1.2	55.6	40.4	2.7	3.6	2.0
61.PL.1	A	5.0	43.2	40.9	10.9	4.5	2.6
25.VC.1.1	RA	0.0	0.1	34.5	5.5	4.0	2.2
25.VC.1.2	A	0.0	42.7	40.1	17.3	5.2	2.3
31.VC.1A	RA	1.3	54.4	37.2	7.0	4.2	2.3
31.VC.1B	RA	20.0	46.1	25.7	8.2	2.5	3.5
34.VC.1	RA	2.5	60.7	33.2	3.6	3.3	2.5
53.VC.1	A	7.9	25.5	41.4	25.3	5.5	2.9
82.VC.1	A	0.1	66.3	27.1	6.6	3.7	1.8

RA - rocha alterada; A - arena; Alt - alterite.

Composição mineral da rocha total e fracção <2µm de micaxistos, em percentagens estimadas por difracção de R-X.

Amostra	Alte- ração	Rocha total									Fracção <2µm					
		Mica	Gib	Arg	Fk	P	Qz	Goe	Hem	Mt	V	(10-14v)	I	C	Gib	Goe
3.CARA1	A	70	-	3	-	2	16	-	-	-	-	-	19	26	-	55
9.CAR.1	RA	63	-	5	-	1	31	-	-	-	-	-	43	33	7	17
9.GL.1	RA	90	-	2	-	1	7	-	-	-	-	-	50	16	-	25
10.GL.1	A	49	-	8	-	2	41	-	-	-	5	-	25	44	10	16
12.GL.1	RA	83	-	3	-	1	13	v	-	-	-	9	19	40	-	32
17.GL.1	A	72	3	5	v	v	20	v	-	-	v	8	23	29	33	7
18.GL.1	RA	43	1	6	-	-	50	-	-	-	v	v	27	45	v	28
25.GL.1	RA	69	v	3	v	2	26	-	-	-	v	v	v	6	83	11
32A.GL.1.1	RA	52	2	3	-	8	35	-	-	-	-	-	-	-	100	-
32A.GL.1.2	A	49	-	4	-	2	45	-	-	-	-	7	10	31	39	13
3.PL.1	A	64	2	5	-	2	27	v	-	-	-	19	22	39	9	12
5.PL.1	A	60	5	5	-	1	20	-	-	-	-	16	9	3	66	6
6.PL.1	RA	83	-	3	1	v	13	v	-	-	-	5	6	48	-	41
10.PL.1	RA	60	3	3	-	2	32	-	-	-	-	9	-	3	88	-
12A.PL.1	A	42	-	9	-	-	40	-	-	-	-	9	-	36	12	43
12B.PL.1	A	41	-	6	-	-	53	-	-	-	-	9	11	71	v	9
14.PL.1	A	60	-	5	-	-	35	-	-	-	3	v	7	61	13	16
16.PL.1	RA	80	-	3	-	1	16	v	-	-	-	-	24	56	v	20
23.PL.1	RA	1	-	v	-	-	99	-	-	-	-	-	25	39	-	36
24.PL.1	RA	45	15	-	-	-	40	-	-	-	-	7	-	3	90	-
28.PL.1	RA	31	-	21	-	-	42	6	-	-	-	-	6	3	80	11
29.PL.1	RA	70	1	v	4	-	25	-	-	-	-	6	12	3	70	9
29.PL.2	Alt	60	5	v	-	v	35	-	-	-	13	9	7	3	63	5
31.PL.1	A	46	10	4	-	1	30	-	-	-	2	11	10	9	64	4
33.PL.1	RA	49	11	3	-	1	36	-	-	-	-	-	-	-	100	-
36.PL.1	RA	55	2	4	5	1	33	-	-	-	-	-	3	12	85	-
39.PL.1	A	14	-	23	-	-	60	3	-	-	-	-	-	49	-	51
42.PL.1	A	68	-	10	v	1	17	4	-	-	-	-	11	60	-	20
53.PL.1	RA	43	-	8	-	-	49	-	-	-	-	-	-	76	-	24
54.PL.2	A	18	9	8	14	-	51	-	-	-	-	7	8	13	72	-
54.PL.3	A	67	2	5	v	v	26	-	-	-	-	-	-	25	75	-
61.PL.1	A	55	6	6	-	1	32	-	-	-	3	7	9	15	66	-
69.PL.1.1	A	49	-	5	-	-	35	4	7	9	-	-	52	30	-	-
75.PL.1	RA	67	-	5	-	-	15	6	7	27	-	-	27	46	-	-
25.VC.1.1	RA	60	-	3	1	-	24	3	-	-	-	-	18	82	-	-
25.VC.1.2	A	76	-	4	1	-	17	2	-	-	-	-	v	66	-	35
31.VC.1A	RA	76	-	3	-	1	18	2	-	-	-	-	40	50	-	10
31.VC.1B	RA	67	-	9	-	1	23	-	-	-	-	-	27	73	-	-
34.VC.1	RA	79	-	3	-	2	16	-	-	-	-	-	26	32	-	42
41.VC.1	RA	65	-	3	-	1	29	2	-	-	-	v	6	41	-	53
46.VC.1	RA	76	-	6	-	2	16	-	-	13	3	11	45	18	-	10
53.VC.1	A	64	2	4	v	1	29	v	-	-	14	14	14	25	21	12
82.VC.1	A	74	3	2	v	1	29	-	-	-	10	-	11	22	24	33

Gib - gibsite; Arg - argilas; Fk - feldspato potássico; P - plagioclase; Qz - quartzo; Goe - goethite; Hem - hematite; Mt - montmorillonite; V - vermiculite; (10-14v) - interstratificados ilite-vermiculite. I - illite; C - caulinite; - ausente; v vestigial. RA - rocha alterada; A - arena; Alt - alterite.