

SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO CENOZÓICO DE TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL (NE PORTUGAL)

DIAMANTINO MANUEL INSUA PEREIRA

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
1997

ÍNDICE

Índice.....	i
Resumo	vii
Abstract.....	ix
Agradecimentos	xi
Abreviaturas	xii
 CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	 1
OBJECTIVOS	1
ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	1
2.1. SUBSTRATO PRÉ-CÂMBRICO E PALEOZÓICO	1
2.2. CENOZÓICO	4
2.3. ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO	6
3.1. RELEVOS ANTIGOS	6
3.2. RELEVOS RESIDUAIS QUATERNÁRIOS	7
3.3. RELEVOS ALPINOS	7
3.4. MACIÇOS DE BRAGANÇA E MORAIS	8
3.5. PLANALTO MIRANDÊS	10
3.6. DEPRESSÕES TECTÓNICAS	10
METODOLOGIAS	11
4.1. NO CAMPO	11
4.2. NO LABORATÓRIO	12
ESTUDOS ANTERIORES EM TRÁS-OS-MONTES	15
 CAPÍTULO II: OS SEDIMENTOS CENOZÓICOS	 18
O PLANALTO MIRANDÊS	18
1.1. GEOMORFOLOGIA	18
1.2. SEDIMENTOLOGIA	23
1.2.1. Descrição dos afloramentos e sondagens	25
1.2.2. Caracterização e interpretação sedimentológica	38
1.2.2.1. Formação de Bragança no Planalto Mirandês	38
1.2.2.2. Formação de Aveleda no Planalto Mirandês	43
DEPRESSÃO DE MIRANDELA	45
2.1. GEOMORFOLOGIA.....	45
2.2. SEDIMENTOLOGIA	47
2.2.1. Descrição dos afloramentos	48
2.2.2. Caracterização e interpretação sedimentológica	52
2.2.2.1. Formação de Bragança na depressão de Mirandela	52
2.2.2.2. Formação de Mirandela	53
2.2.2.3. Formação de Aveleda na depressão de Mirandela	55
2.3. EVOLUÇÃO DA DEPRESSÃO DE MIRANDELA	55
DEPRESSÃO DE BRAGANÇA E REGIÕES ENVOLVENTES.....	57
3.1. GEOMORFOLOGIA.....	57

3.2. OS DEPÓSITOS DA DEPRESSÃO DE BRAGANÇA.....	62
3.2.1. Descrição dos afloramentos	63
3.2.2. Caracterização sedimentológica	72
3.2.2.1. Formação de Vale Álvaro	72
3.2.2.2. Formações de Bragança e Aveleda	73
3.3. OS DEPÓSITOS SITUADOS ENTRE PALÁCIOS E QUINTANILHA.....	83
3.3.1. Descrição e caracterização sedimentológica	83
3.4. OS DEPÓSITOS SITUADOS ENTRE MÓS E SORTES	87
3.4.1. Descrição e caracterização sedimentológica	87
3.5. AS MANCHAS SEDIMENTARES DE RIO DE ONOR E DE PINELA.....	92
3.5.1. Descrição e caracterização sedimentológica	93
3.6. INTERPRETAÇÃO DOS DEPÓSITOS.....	95
4. A REGIÃO DE MACEDO DE CAVALEIROS	99
4.1. GEDMORFOLOGIA	99
4.2. SEDIMENTOLOGIA.....	104
4.2.1. Descrição	106
4.2.1.1. Depressão de S ta. Combinha.....	106
4.2.1.2. Depressão de Sendas.....	108
4.2.1.3. Depósitos de Feteira-Seixigal	110
4.2.1.4. Depressão de Macedo de Cavaleiros.....	111
4.2.2. Caracterização sedimentológica	120
4.3. INTERPRETAÇÃO.....	126
5. A DEPRESSÃO DA VILARIÇA	129
5.1. GEOMORFOLOGIA E TECNICA.....	131
5.2. AS UNIDADES SEDIMENTARES	136
5.3. OS SEDIMENTOS DE STA. COMBA-VILARELHOS-ASSARES.....	136
5.3.1. Descrição geral	136
5.3.2. Caracterização sedimentológica	139
5.4. OS SEDIMENTOS DE LODÕES-SAMPAIO.....	140
5.4.1. Descrição geral	140
5.4.2. Caracterização sedimentológica	142
5.4.3. Interpretação	144
5.5. DE JUNQUEIRA À FOZ DO SABOR.....	145
5.5.1. O brusco abaixamento da superfície que suporta os depósitos	145
5.5.2. A origem dos depósitos da Junqueira.....	145
5.5.3. Os sedimentos a leste de Horta da Vilariça.....	146
5.5.4. Caracterização sedimentológica	148
5.5.5. Interpretação	151
5.6. O TERRAÇO BAIXO E ALUVIÕES ACTUAIS A SUL DE JUNQUEIRA	151
5.6.1. Caracterização sedimentológica	151
5.6.2. Interpretação	154
5.7. AS ARCOSES DE VILARIÇA.....	154
5.8. OS TERRAÇOS DO DOURO ENTRE POCINHO E FOZ DO SABOR	155
5.9. INTERPRETAÇÃO DO REGISTO SEDIMENTAR DA VILARIÇA	157

CAPÍTULO III: INTERPRETAÇÃO DE DADOS SEDIMENTOLÓGICOS	162
1. AS CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS DAS UNIDADES.....	162
1.1. TEXTURAS E LITOFÁCIES	162
1.2. LITOFÁCIES E PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD.....	165
1.3. DIAGRAMA DE PASSEGA	169
1.4. INTERPRETAÇÃO	171
A EXOSCOPIA NA AVALIAÇÃO MECÂNICA E QUÍMICA DOS SEDIMENTOS	172
2.1. TRABALHOS ANTERIORES	172
2.2. DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO.....	177
2.2.1. Grupo AEX: superfícies de fractura frescas	179
2.2.2. Grupo BEX: precipitação dominante	180
2.2.3. Grupo CEX: amortização e precipitação de sílica	181
2.2.4. Grupo DEX: precipitação/dissolução intensa	185
2.2.4.1. Subgrupo D1Ex: neogénese e dissolução	185
2.2.4.2. Subgrupo D2Ex: dissolução profunda.....	188
2.3. CONCLUSÃO	190
3. A FRACÇÃO < 2 µm	192
3.1. ARGILAS E CONDIÇÕES MORFO-SEDIMENTOGÉNICAS.....	192
3.2. PERFIS SELECIONADOS.....	197
3.2.1. Alterites	199
3.2.1.1. Granitos	199
3.2.1.2. Rochas meta-sedimentares ácidas.....	200
3.2.1.3. Xistos verdes	200
3.2.1.4. Rochas máficas e ultramáficas.....	201
3.2.1.5. Síntese das associações mineralógicas identificadas em alterites	201
3.2.2. Formação de Vale Álvaro	201
3.2.2.1. Perfil Limãos (Lm I)	202
3.2.3. Formação de Bragança	204
3.2.3.1. Perfis MC9 e MC11 (Macedo de Cavaleiros).....	204
3.2.3.2. Perfil VM4 (Vimioso, Planalto Mirandês).....	207
3.2.3.3. Perfil SD1 (Sendim, Planalto Mirandês)	207
3.2.4. Formação de Mirandela	208
3.2.5. Formação de Aveleda	210
3.2.6. Formação de Aveleda sobre a Formação de Bragança.....	239
3.2.6.1. Perfil Norte de Bragança (NB).....	211
3.3. INTERPRETAÇÃO DO CORTEJO ARGILOSO.....	214
3.3.1 Associação esmectite-paligorskite na Formação de Vale Álvaro	215
3.3.2. Esmectite na Formação de Bragança	217
3.3.3. O carácter caulínico da Formação de Mirandela	219
3.3.4. A associação caulinite-ilite na Formação de Aveleda	220
3.3.5. O cortejo argiloso nos depósitos da depressão da Vilariça.....	221

CAPÍTULO IV: CONTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS ENVOLVENTES	223
1. CRETÁCICO TERMINAL-EOCÉNICO INFERIOR	225
1.1. SEDIMENTOS E PROPOSTAS DE IDADE	225
1.2. MODELOS DEPOSICIONAIS.....	227
1.3. CLIMA	228
1.4. TECTÓNICA E VULCANISMO.....	228
2. PALEOGÉNICO PÓS EOCÉNICO INFERIOR	229
2.1. SEDIMENTOS E DATAÇÃO.....	229
2.2. MODELOS DEPOSICIONAIS.....	233
2.3. CLIMA	234
2.4. TECTÓNICA	235
3. NEOGÉNICO	236
3.1. REGIÃO OCIDENTAL DA BACIA DO DOURO	236
3.1.1. As <i>Series Rojas</i>	236
3.1.1.1. Sedimentos e datação	236
3.1.1.2. Modelos deposicionais	237
3.1.1.3. Clima e tectónica	238
3.1.2. As <i>Series Ocre</i> s	238
3.1.2.1. Sedimentos e datação	238
3.1.2.2. Modelos deposicionais	240
3.1.2.3. Clima e tectónica	240
3.1.3. A transição Neogénico - Quaternário	241
3.2. A SUCESSÃO LACUSTRE MIOCÉNICA REGIÃO CENTRO-ORIENTAL DA BACIA DO DOURO....	243
3.3. A ESTRATIGRAFIA PROPOSTA PARA O NEOGÉNICO EM PORTUGAL	244
3.3.1. O Miocénico até à ruptura intra-Tortoniano médio	244
3.3.1.1. Sedimentos e datação	244
3.3.1.2. Modelos deposicionais	245
3.3.1.3. Clima	246
3.3.1.4. Tectónica	246
3.3.2. Do Miocénico terminal até ao início do Quaternário	247
3.3.2.1. Tectónica e datação	247
3.3.2.2. Sedimentos	248
3.3.2.3. Modelos deposicionais e climas	251
3.4. PREENCHIMENTO DAS DEPRESSÕES DA GALIZA E DO MINI-10.....	252
3.4.1. As principais ocorrências de depósitos terciários.....	252
3.4.1.1. Localização de tectónica	252
3.4.1.2. Sedimentos	254
3.4.1.3. Modelos deposicionais e climas	255
3.4.1.4. Datação	256
3.4.2. O Conglomerado de Cortes	257
3.5. UMA OPINIÃO SOBRE A RAÑA	258

CAPÍTULO V: CONCLUSÕES ESTRATIGRAFIA E MODELOS DEPOSICIONAIS PROPOSTOS.....	263
1. ASPECTOS MORFOTECTÓNICOS CONTROLADORES DA COBERTURA CENOZÓICA.....	263
2. A FORMAÇÃO DE VALE ÁLVARO (PALEOGÉNICO)	264
3. A FORMAÇÃO DE BRAGANÇA ENTRE O MIOCÉNICO SUPERIOR E O PLIOCÉNICO INFERIOR.....	267
3.1. ASPECTOS PARTICULARES DA FORMAÇÃO DE BRAGANÇA NAS PRINCIPAIS DEPRESSÕES.....	268
3.2. O MODELO DEPOSICIONAL PROPOSTO PARA A FORMAÇÃO DE BRAGANÇA	270
3.3. OS PALEOCLIMAS	271
3.4. PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO	272
4. A FORMAÇÃO DE MIRANDELA NO PLIOCÉNICO SUPERIOR	273
4.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS E MODELO DEPOSICIONAL	273
4.2. CORRELAÇÕES E PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO	274
5. A FORMAÇÃO DE AVELEDA (PLIOCÉNICO TERMINAL)	275
5.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS E MODELO DEPOSICIONAL	275
5.2. CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	276
5.3. PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO	277
6. A FORMAÇÃO DE SAMPAIO E OS TERRAÇOS DO DOURO	277
BIBLIOGRAFIA	279

SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO CENOZÓICO DE TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL (NE PORTUGAL)

Tese de doutoramento, Universidade do Minho, 1997

Diamantino Manuel Insua Pereira

RESUMO

Este trabalho tem como objectivo conhecer a cobertura sedimentar cenozóica de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal). Procedeu-se à caracterização sedimentológica e ao enquadramento geomorfológico dos depósitos, bem como à sua correlação com unidades conhecidas em bacias ou depressões mais próximas da área em estudo. A caracterização sedimentológica foi efectuada com base quer na descrição das litofácies e outros dados observados em afloramento, quer com base em dados laboratoriais, como análise granulométrica, exoscopia, minerais pesados e mineralogia da fracção $< 2\mu\text{m}$. Objectivos, enquadramento geológico e geomorfológico, metodologias e estudos anteriores são descritos no Capítulo 1.

Os sedimentos ocorrem em pequenos retalhos, na maioria dos casos em depressões situadas no contexto dos acidentes tectónicos de Mirandela e de Bragança-Vilariça-Manteigas, depressões com expressão geomorfológica actual, ou em depressões preenchidas e posteriormente regularizadas pela superfície do Planalto Mirandês. A descrição e caracterização dos sedimentos (Cap. II), o estudo mais detalhado de alguns aspectos sedimentológicos (Cap. III) e o conhecimento das unidades descritas em regiões próximas (Cap. IV), permitiu definir um conjunto de unidades litostratigráficas, bem como as condições morfo-sedimentogénicas e correlações estratigráficas apresentadas no Capítulo V e resumidas da seguinte forma:

A Formação de Vale Álvaro, com uma espessura máxima observada de 23 metros, é constituída por conglomerados grosseiros, com clastos pouco rolados e pouco alterados de rochas máficas e ultramáficas dos Maciços de Bragança e Morais sobre os quais aflora. Os conglomerados são intercalados por níveis arenosos e margosos imaturos, vermelhos. A fracção $< 2\mu\text{m}$ é constituída por esmectite ou esmectite+paligorskite. Esta formação tem origem em leques aluviais confinados a depressões estreitas. Em Bragança é evidente a sua deposição num bloco subsidente associado ao desligamento esquerdo NNE-SSW do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas e em associação com movimentos tectónicos que se poderão relacionar com a fase Pirenaica. Estes derrames terão ocorrido sob condições de clima de tendência semi-árida, possivelmente durante o Oligocénico.

A Formação de Bragança, com uma espessura máxima de 80 metros, preenche vales fluviais encaixados, desenvolvidos como resposta erosiva a impulsos tectónicos e consequente levantamento relativo das áreas montanhosas a partir do Tortoniano médio. Um conjunto de depressões intramontanhosas ter-se-ão individualizado na continuidade destes movimentos, passando a drenagem a efectuar-se no sentido dessas depressões que vão sendo preenchidas por sedimentos pouco evoluídos. Na Formação de Bragança diferenciam-se dois membros. O Membro de Castro (inferior), com

tendência granodecrescente, é constituído por conglomerados na base, correspondentes a pavimentos de canal, aos quais se seguem sedimentos arenoconglomeráticos que sugerem um modelo fluvial entrancado de baixa sinuosidade e com o leito encaixado no substrato; para o topo predomina a sedimentação fina, com esmectites dominantes na fracção < 4.µm. O Membro de Atalaia (superior) é areno-conglomerático e corresponde a uma sucessão de episódios de um modelo fluvial entrancado de baixa sinuosidade com transições momentâneas para um estilo mais sinuoso. A Formação de Bragança sugere condições temperadas a quentes, com uma estação particularmente pluviosa. A caracterização e a correlação com outras unidades, suportam a hipótese de uma idade Tortoniano superior a Messiniano inferior para o Membro de Castro e Messiniano superior a Zanciano para o Membro de Atalaia.

A Formação de Mirandela é constituída por uma sucessão de conglomerados de matriz arenosa, intercalados por níveis arenosos e raros lutitos, indicadores de um regime de alta energia. Tem um carácter predominantemente quartzoso e **caulinítico. Com** uma espessura máxima observada de 30 metros, está limitada à depressão de Mirandela, preenche paleovales estreitos e profundos e deverá relacionar-se com um impulso tectónico que abriu aquela depressão a um regime exorreico, precursor da rede actual atlântica. Admite-se que a Formação de Mirandela se relacione com a ruptura Ibero-Manchega I (3.5 Ma) e com as condições relativamente quentes e húmidas do Pliocénico superior.

A Formação de Aveleda é constituída por depósitos avermelhados superficiais. Ocorrem essencialmente sobre uma superfície aplanada que marca a descontinuidade com as formações mais antigas e tem maior desenvolvimento na base de relevos. Predominam as litofácies conglomeráticas, com clastos subangulosos quartosos e quartzíticos, suportados numa matriz abundante lutítica, caulinítico-ilitica. Tem origem em fluxos do tipo *debris flow*, intercalados por ocasionais fluxos do tipo *mud flow*. As características e a correlação com unidades vizinhas, sugerem que os sedimentos se depositaram numa etapa fini-neogénica, em ambiente de leque aluvial, em condições áridas ou semi-áridas quentes, em resposta à fase tectónica Ibero-Manchega II (2.6 Ma).

A Formação de Sampaio, confinada à depressão da Vilariça, é constituída por sedimentos predominantemente conglomeráticos, castanhos ou avermelhados. Os depósitos, de constituição variada ao longo do vale, denunciam um modelo de leques aluviais dispostos transversalmente à depressão, em ligação com as principais incisões que se observam actualmente. Estão dispostos sobre a superfície que suporta os terraços plistocénicos do Douro situados entre 50 e 30 metros acima do talvegue. Também a caracterização da fracção < 2µm evidencia semelhanças entre esta unidade e os terraços do rio Douro. Os dados permitem admitir uma idade plistocénica para a Formação de Sampaio.

SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE CENOZOIC OF WESTERN TRÁS-OS-MONTES (NE PORTUGAL)

PhD thesis, Universidade do Minho, 1997

Diamantino Manuel Insua Pereira

ABSTRACT

The objective of this thesis is the analysis of the Cenozoic sedimentary cover of eastern Trás-os-Montes in north-east Portugal. This has involved sedimentological characterization and the study of the geomorphological positioning of the deposits as well as their correlation with known units in basins or depressions closest to the area of study. The sedimentological characterization was based both on the description of lithofacies and other surface data and also on laboratory data such as granulometric analysis, quartz sand surfaces textures (SEM), heavy minerals and < 2 μ m mineral associations. Objectives, geological and geomorphological setting, methodologies and previous studies are described in Ch. 1.

The sediments occur in small outcrops, mostly in depressions resulting from tectonic accidents in Mirandela and Bragança-Vilariça-Manteigas, depressions currently geomorphologically evident, or in depressions filled and levelled by the surface of the Miranda do Douro Plateau. The description and characterization of the sediments (Ch. 2), the more detailed study of certain sedimentological features (Ch. 3) and the knowledge of recorded units in surrounding regions (Ch. 4), has enabled the definition of a range of lithostratigraphic units as well as the morpho-sedimentogenic conditions and stratigraphic correlations outlined in Ch. 5 with the following conclusions:

- The Vale Álvaro Formation, with a maximum recorded thickness of 23 meters, is formed of coarse conglomerates, with barely altered and rounded clasts of mafic and ultramafic rocks from the Massifs of Bragança and Morais over which they crop out. The conglomerates are intercalated with red sand layers and immature marl. The <2 μ m mineral association is composed of smectite and smectite+palygorskite. This formation is originated in anuviai fans confined to narrow depressions. In Bragança, its deposition is evident in a subsident block associated with the leftward NNE-SSW strike fault caused by the Bragança-Vilariça-Manteigas accident in conjunction with tectonic movements which could be related to the Pyrenean phase. These formations occurred under semi-arid climatic conditions, possibly during the Oligocene.
- The Bragança Formation, with a maximum thickness of 80 meters, fills incised-valleys and developed as an erosive response to tectonic impulses and the subsequent rise relative to the mountainous areas dating from the middle Tortonian. A series of intramountainous depressions were formed as a result of these movements, with drainage occurring in the direction of these depressions which were filled with immature sediments. Within the Bragança Formation, two members can be distinguished. The lower Castro Member, fining-upward, is formed by conglomerates at the base which correspond to the channel lags, below gravel-sandy sediments which suggest a fluvial braided model with low sinuosity and incised-valleys. Towards the top,

fine sediment prevails, with dominant smectites. The upper Atalaia Member has a gravel-sand composition and corresponds to a succession of episodes in a fluvial braided model with low sinuosity and with momentary transitions to a more sinuous style. The Bragança Formation suggests temperate to warm conditions with one particularly rainy season. Characterization and correlation with other units support the hypothesis of an upper Tortonian to lower Messinian age for the Castro Member and upper Messinian to Zanclean for the Atalaia Member.

The Mirandela Formation is formed of a succession of conglomerates with a sandy matrix, intercalated with sand layers and rare lutites, indicators of a high energy regime. It has a predominantly quartzose and kaolinitic character. With a maximum recorded thickness of 30 meters, it is limited to the Mirandela depression, fills narrow, deep paleovalleys and should be related to a tectonic impulse which opened up that depression to an exoreic regime, precursor of the current Atlantic drainage pattern. It could be argued that the Mirandela Formation is related to the Ibero-Manchega I phase (3.5 Ma) and the relatively hot and humid conditions of the Late Pliocene.

The Aveleda Formation is formed of superficial reddish deposits. They occur essentially over a level surface which marks a discontinuity with the older formations. They develop to a greater extent at the base of relieves. Conglomeratic lithofacies predominate, with sub-angular quartzose clasts, supported by a predominant mud, kaolinitic-illitic matrix. They originate in *debris flow*, intercalated with occasional *mud flow*. Characteristics and correlation with neighbor units suggest that the sediments were deposited in response to the IberoManchega II (2.6 Ma) tectonic phase, in an alluvial fan environment, in hot arid or semi-arid conditions.

The Sampaio Formation, limited to the Vilariça depression, is formed of predominantly reddish or brown conglomeratic sediments. These deposits, which are of varied composition throughout the valley, reveal a model of alluvial fans perpendicular to the depression. These are connected to the main incisions which can currently be observed and are set out over the surface that supports the Plistocene terraces of the Douro river. The terraces lie between 50 and 30 meters above the thalweg. The characterization of the $< 2\mu\text{m}$ mineral association also shows evident of similarities between this unit and the Douro terraces. The data suggests the Pleistocene period for the Sampaio Formation.

AGRADECIMENTOS

Concluído este trabalho, deixo expresso o meu agradecimento a colegas, amigos e familiares que me deram um importante apoio científico, técnico e moral. Esse apoio, nas suas múltiplas vertentes, foi-me sempre transmitido pela Professora Teresa Mira Azevêdo, que orientou este trabalho. Para além da sua disponibilidade no acompanhamento dos trabalhos de campo e discussão dos assuntos de natureza científica, o relacionamento e a sua confiança merecem o meu profundo agradecimento.

Agradeço também a:

- Professora Isabel Caetano Alves, na qualidade de Directora do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, mas em especial como colega, a sua disponibilidade e as suas sugestões;
 - Restantes directores do Departamento de Ciências da Terra que garantiram as condições necessárias à execução deste trabalho, nomeadamente Professor José Eduardo Lopes Nunes, Professora Graciete Tavares Dias e Professora Maria Amália Braga;
 - Professor Pedro Proença e Cunha as sugestões, o apoio bibliográfico e a disponibilidade em discutir em diversas situações os assuntos deste trabalho;
- Professora Helena Pato Granja;
- Professor Nuno Pimentel;
 - Professor José Bernardo Brilha;
 - Sr. Saúl Sendas;
 - Técnicos e funcionários não docentes do Departamento de Ciências da Terra, nomeadamente Dra. Cristina Ribeiro, D. Judite Costa, D. Elisabete Vivas, D. Fátima Rodrigues, Sr. José Luis Nunes, Dr. António Azevêdo e Dr. Fernando Dias;
 - Universidade do Minho;
 - IGM, em particular ao Dr. Carlos Faria Gaivão e ao Professor Bernardo Barbosa;
 - Dra. Rosa Silvestre Pereira.

ABREVIATURAS

LITOFÁCIES (Miall, 1996)	Código	Litofácies	Estruturas sedimentares
(ver Quadro 1.1 pag. 13)	Gmn	Conglomerado maciço com suporte da matriz	graduação incipiente
	Gmg	Conglomerado com suporte da matriz	graduação inversa a normal
	Gcm	Conglomerado maciço com suporte clástico	-
	Gh	Conglomerado com suporte clástico e estrat. incipiente	estratificação horizontal com imbricação
	Gt	Conglomerado estratificado	entrecruzado em ventre
	Gp	Conglomerado estratificado	entrecruzado planar
	St	Arenito médio a muito grosso, por vezes cascalhento	entrecruzado em ventre
	Sp	Arenito médio a muito grosso, por vezes cascalhento	entrecruzado planar
	Sr	Arenito muito fino a grosso	ripples
	Sh	Arenito muito fino a grosso, por vezes cascalhento	laminação horizontal
	Sm	Arenito fino a grosso	maciço ou com laminação pouco distinta
	Fl	Lutito, por vezes arenoso	laminação fina
	Fm	Lutito, silte	maciço

TEXTURAS (Folk, 1965) (ver fig. 1.5, pag. 14)

<i>G</i>	Conglomerado, cascalho	<i>M</i>	Lutito
<i>mG</i>	Conglomerado de matriz predominantemente lutítica	<i>gM</i>	Lutito com seixos
<i>msG</i>	Conglomerado de matriz areno-lutítica	<i>(g)M</i>	Lutito com alguns seixos
<i>sG</i>	Conglomerado de matriz predominantemente arenosa	<i>sM</i>	Lutito arenoso
<i>S</i>	Areia	<i>(g)sM</i>	Lutito arenoso com alguns seixos
<i>gS</i>	Areia com seixos	<i>Z</i>	Silte
<i>(g)S</i>	Areia com alguns seixos	<i>sZ</i>	Silte arenoso
<i>mS</i>	Areia lutítica	<i>C</i>	Argila
<i>gmS</i>	Areia lutítica com seixos	<i>sC</i>	Argila arenosa
<i>(g)mS</i>	Areia lutítica com alguns seixos		
<i>zS</i>	Areia siltosa		
<i>cS</i>	Areia argilosa		

COMPOSIÇÃO

FRACÇÃO >16mm	FRACÇÃO ARENOSA	MINERAIS PESADOS	FRACÇÃO <2µm
Feld Feldspatos	feld feldspatos	Alt Alterites	maiuscula = dominante
Fil Filito	fil filito	An Anatase	At Atapulgit = P
Gr Granito	frag fragmento lítico	A(nd) Andaluzite	E Esmectite
Lid Lidito	lid lidito	Anf Anfíbolos	Cl Clorite
Mx Micaxisto	qt quartzo	Br Brookite	Gib Gibsite
Qz Quartzo	ql quartzolito	D Distena	G Goethite
Ql Quartzolito	q quartzito	Ep Epidoto	I Ilite
Qt Quartzito	mg quartzito monogranular	Es Esfena	I-V Ilite-Vermiculite
V Vulcanitos	pg quartzito poligranular	Est Estaurolite	I-E Ilite-Esmectite
X Xisto	ang anguloso	G Granada	K Caulinite
	sang subanguloso	Mon Monazite	L Lepidocrocite
	srol subrolado	Op Opacos	P Paligorskite = At
	rol rolado	Pir Piroxenas	V Vermiculite
		R Rutilo	
Carb Carbonatos		Sil Silimanite	
		T Turmalina	
		Z Zircão	
		Zoi Zoisite	

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

1. OBJECTIVOS

Este trabalho tem como objectivo global o estudo da cobertura sedimentar detrítica que ocorre em Trás-os-Montes oriental, em pequenos retalhos dispersos, repousando de forma discordante sobre o soco hercínico. A região de Trás-os-Montes oriental, que se designa também como Nordeste transmontano, situa-se no sector NE de Portugal e aproxima-se, em termos administrativos, ao distrito de Bragança, transitando, a oeste, para o distrito de Vila Real. A cartografia geológica desta região está disponível, à escala 1/200 000, em Ribeiro (1974), na qual os depósitos cenozóicos não estão diferenciados.

Constituem objectivos específicos deste trabalho:

Efectuar a caracterização sedimentológica dos depósitos e o seu enquadramento geomorfológico;

Correlacionar o enchimento das diversas depressões isoladas e estabelecer critérios que sustentem a definição de unidades litostratigráficas regionais;

Conhecer as propostas de enquadramento estratigráfico das unidades definidas em bacias e depressões adjacentes ou relativamente próximas da área em estudo, bem como as condições paleoambientais aí interpretadas;

Correlacionar as unidades regionais propostas com as unidades definidas nas depressões mais próximas;

Definir as etapas correspondentes aos eventos sedimentares e interpretar os modelos e condições paleoambientais em que foram gerados estes depósitos em Trás-os-Montes oriental.

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2.1. SUBSTRATO PRÉ-CÂMBRICO E PALEOZÓICO

O Nordeste Transmontano é descrito como uma região de grande complexidade geológica. O aspecto mais saliente da geologia de Trás-os-Montes oriental, relaciona-se com o cavalgamento do que foi designado Domínio Transmontano ou Alóctone do NW Ibérico, sobre o Domínio do Douro Inferior ou Autóctone, colocando em sobreposição os terrenos da *Zona Galiza média-Trás-os-Montes oriental* sobre as *Zonas Centro-Ibérica e Galiza oriental* (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990) (fig. 1.1).

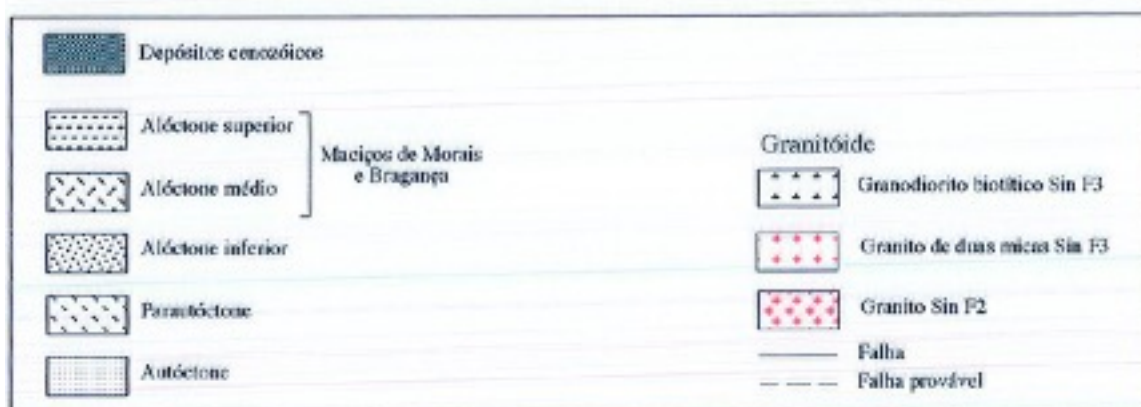
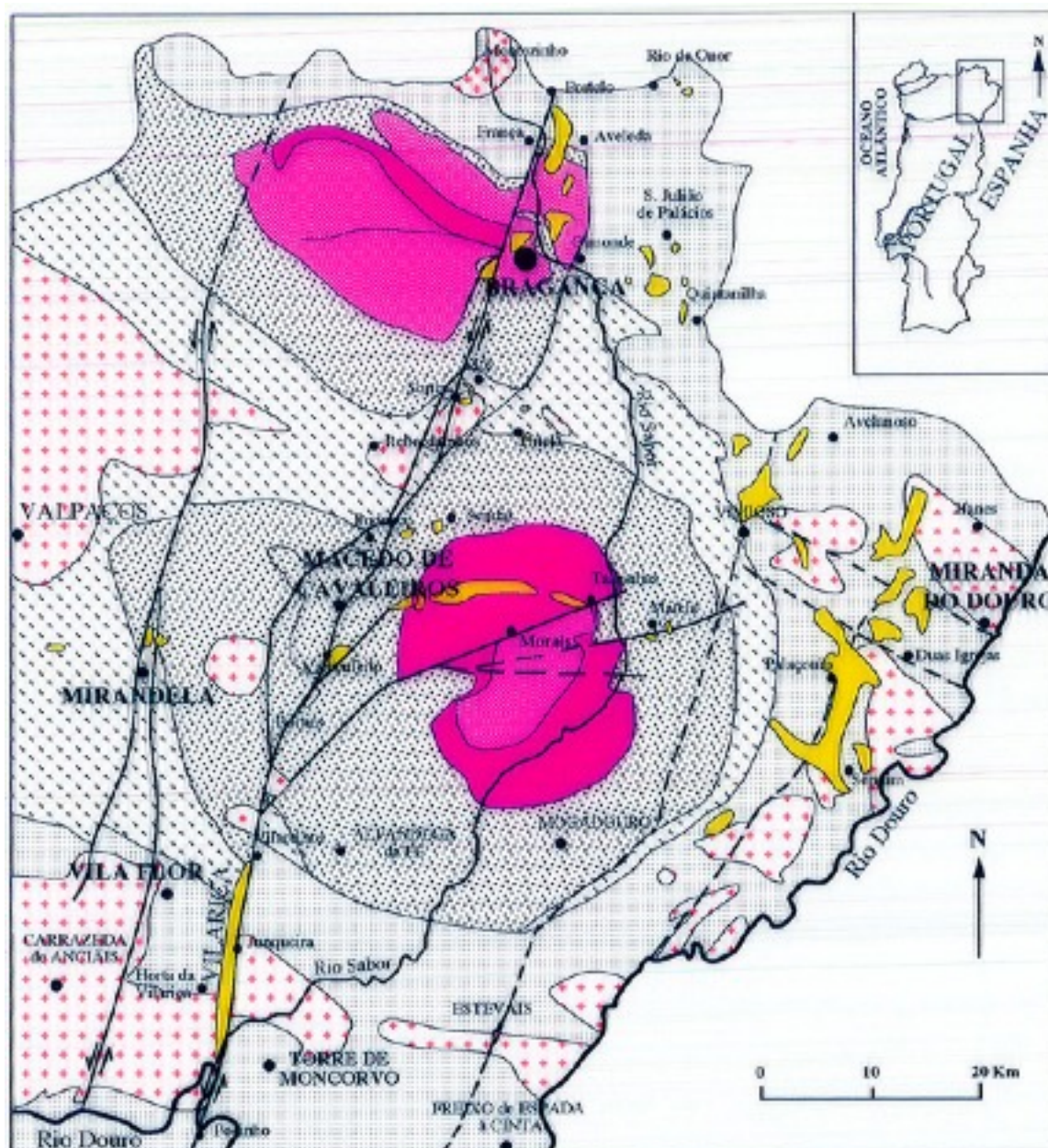


Fig. 1.1: Localização dos principais afloramentos de depósitos cenozóicos em Trás-os-Montes oriental. Representam-se os domínios estruturais do pré-Câmbrico e Paleozóico e os afloramentos de granitóides referidos no texto (modificado de Ribeiro, 1974).

No exterior do arco que define o cavalgamento, não se observam modificações notáveis de fácies no Ordovícico e Silúrico; define-se a seguinte sequência característica, de baixo para cima (Ribeiro, 1974; Meireles *et al.*, 1995):

Complexo gnaíssico de Miranda do Douro que compreende os paragneisses geralmente ocelados *Olho de Sapo* que se sobrepõem aos ortogneisses pré-câmbricos.

Grupo do Douro (Câmbrico), correspondente ao Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), muito espesso e monótono.

Ordovícico, caracterizado por bancadas métricas quartzíticas, com alternância de xistos para o topo e níveis de ferro intercalados; segue-se uma sequência monótona de xistos carbonosos.

Silúrico, constituído por uma sequência meta-sedimentar complexa, com manifestações vulcânicas e predomínio de xistos; salientam-se as intercalações de liditos, ftanitos, quartzitos e calcários.

Devónico de *fácies flyschóide* de argilitos na base e grauvaques para o topo.

O Alóctone é descrito como constituído por um empilhamento de quatro mantos principais, da base para o topo (Ribeiro *et al.*, 1990) (fig.1.1):

Parautochthonous Thrust Complex (PTC): Parautóctone que inclui principalmente meta-sedimentos (filitos, grauvaques, quartzitos e cherts) com afinidades paleogeográficas ao Autóctone; do Silúrico, com possível *flysch* do Devónico inferior para o topo. Corresponde ao *Domínio Peritransmontano* (Ribeiro, 1974).

Lower Allochthonous Thrust Complex (LATC): Alóctone inferior que cobre uma larga área em Trás-os-Montes oriental, correspondente ao *Domínio Centro Transmontano* que aflora em torno dos Maciços de Bragança e Morais e que se caracteriza pela abundância de manifestações vulcânicas e pela presença de fácies especiais (xistos cor de vinho) (Ribeiro, 1974). Inclui da base para o topo:

- 2.1) Gneisses ocelados de Saldanha (entre Morais e Miranda do Douro);
- 2.2) Complexo filito-quartzítico;
- 2.3) Quartzitos, frequentemente ricos em sericite;
- 2.4) Complexo vulcano-silicioso, incluindo metavulcanitos básicos, tufos riolíticos associados com filitos contendo um membro de filitos hematíticos e alguns leitos calcários;
- 2.5) Metavulcanitos básicos e quartzofilitos; com idades prováveis compreendidas entre o Silúrico e o Devónico inferior.

(3) *Ophiolite Thrust Complex* (OTC): Complexo Ofiolítico, ou manto alóctone intermédio, correspondente aos complexos polimetamórficos com termos básicos e quartzofeldspáticos dos Maciços de Bragança e de Morais (Ribeiro, 1974); a sequência original está melhor desenvolvida no Maciço de Morais, onde pode ser vista do topo para a base, constituída da seguinte forma: anfibolitos, complexo de diques laminados, flaser gabro e ultramáficas. No Maciço de Bragança a sequência original está afectada por cavalgamentos repetidos e forte retrogradação (xistos verdes da unidade de Soeira).

(4) *Upper Allochthonous Thrust Complex* (UATC): Complexo Alóctone superior, ou sequência monometamórfica do Maciço de Morais. Corresponde a um *manto* de idade pré-câmbrica, carregado no topo do ofiolito. É constituído por rochas de alto grau de metamorfismo; do topo para a base define-se a sequência seguinte:

- 4.3) Micaxistos de Lagoa, que correspondem à cobertura sedimentar do *substrato* do Paleozóico inferior;
- 4.2) Gneisses ocelados de Lagoa que corresponde à crosta superior granítica;
- 4.1) Granulitos máficos e meta-peridotitos de Vinhas e Caminho Velho; os granulitos máficos correspondem à crosta inferior e os meta-peridotitos, por vezes com *granada*, correspondem ao manto superior infracontinental.

No Maciço de Bragança, o alóctone superior cobre uma área muito superior; é constituído por rochas ultramáficas (lherzolitos e piroxenitos com *granada*) e máficas (granulitos e gabros), tectonicamente imbricados com paragneisses (com distena e silimanite) e com lenticulas de eclogito (Ribeiro et al., 1990; Marques & Ribeiro, 1991). São também referidas rochas carbonatadas, em particular um extenso afloramento no sinforma de Espinhosela, Maciço de Bragança (Meireles & Castro, 1991).

A descrição sucinta efectuada evidencia a complexidade que advém do empilhamento de mantos carregados de distâncias variáveis, de acordo com a sua natureza. Estes mantos estão provavelmente associados a um processo de subducção, com obducção de algumas lâminas, ocorrido num oceano primitivo situado entre a Ibéria e a Grã-Bretanha actuais e instalados no Devónico superior (Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990a; Ribeiro et al., 1990b).

Os granitóides também estão presentes na região estudada e constituem uma das fontes alimentadoras dos depósitos cenozóicos. Os granitos sinorogénicos de duas inicas sin-F3 constituem a maioria das manchas representadas; constituem excepção as seguintes manchas (Ferreira et al., 1987):

- O granito de Montezinho, de duas micas e plagioclase pouco cálcica, sinorogénico, sin-F2;
- O granodiorito de Ifanes (Miranda do Douro), biotítico, com plagioclase cálcica, sinorogénico, sin-F3.

2.2 CENOZÓICO

Os depósitos cenozóicos, que constituem o tema deste trabalho, preenchem pequenas depressões ou dispõem-se, com espessura reduzida, sobre o substrato constituído pelas formações paleozóicas e pré-câmblicas e pelas rochas granitóides hercínicas.

A descrição das manchas sedimentares cenozóicas será efectuada de acordo com a sua localização em cada uma das seguintes áreas:

- Planalto Mirandês;
- Depressão de Mirandela;
- Depressão de Bragança e regiões envolventes;

- Depressão de Macedo de Cavaleiros e regiões envolventes;
- Depressão da Vilariça.

A caracterização litológica e sedimentológica suportam a definição das seguintes formações cenozóicas, apresentadas da base para o topo:

- **Formação de Vale Álvaro (FVA)**, indicada como provavelmente paleogénica (Ramalhal, 1968; Pereira & Azevedo, 1991). Os afloramentos, na cidade de Bragança (Vale Álvaro) e em Limãos, a leste de Macedo de Cavaleiros, situam-se respectivamente sobre os Maciços de Bragança e de Morais. Estes maciços constituem as fontes alimentadoras exclusivas dos leques aluviais que se supõem na origem destes depósitos de cor predominantemente vermelha. Os sedimentos, com uma espessura máxima observada de 23 metros, são constituídos pela alternância de níveis conglomeráticos grosseiros e níveis de granulometria mais fina. A carbonatação que afecta os níveis mais finos e por vezes os conglomerados, a natureza máfica dos clastos e o carácter esmectítico ou esmectítico-paligorskítico da fracção argilosa, constituem os aspectos mais evidentes. A descontinuidade entre a Formação de Vale Álvaro e o substrato é posteriormente designada por DA.

- **Formação de Bragança (FB)**, atribuída ao Miocénico. Na Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (Carvalho, 1992) os depósitos que constituem esta formação estão atribuídos quer ao Miocénico quer ao Paleogénico (fig. 1.2). Constituem esta formação a maioria dos depósitos de Trás-os-Montes oriental que apresentam uma espessura máxima de cerca de 80 metros no Planalto Mirandês. Definem-se dois membros, limitados por uma descontinuidade (D3):

- O inferior, **Membro de Castro (A)**, conglomerático na base e em seguida predominantemente lutítico. Os níveis conglomeráticos são geralmente vermelhos e os níveis lutíticos apresentam cor esbranquiçada, cinzenta ou esverdeada. Este membro está limitado inferiormente pela descontinuidade D2.
- O superior, **Membro de Atalaia (B)**, predominantemente areno-conglomerático de cor variável, frequentemente Vermelha; limitado interiormente pela descontinuidade D3.

Admite-se que os depósitos da Formação de Bragança tenham origem num sistema fluvial entrançado, com evolução posterior em condições de má drenagem. São característicos os depósitos conglomeráticos de fundo de canal e de barras, bem como o carácter polimítico e desgaste moderado da fracção >16mm, a presença de feldspatos na fracção arenosa e o predomínio de esmectite na fracção <2µm.

- **Formação de Mirandela (FM)**, para a qual se admite uma idade pliocénica superior. Tem escassa ocorrência, com afloramentos nas proximidades de Mirandela e espessura superior a 30 metros. Os sedimentos, essencialmente areno-conglomeráticos, quartzosos e caulíníticos, de cor esbranquiçada, preenchem paleodepressões, supostamente paleovales abruptos, resultantes de

um encaixe fluvial de alta energia em situação proximal. Define-se na base desta formação a descontinuidade D4.

- **Formação de Aveleda (FA)**, de difícil enquadramento estratigráfico, ocorre em pequenos afloramentos com características de raia, pelo que se admite do Pliocénico terminal (Vilafranquiano superior). É constituída por depósitos vermelhos superficiais que ocorrem essencialmente sobre uma superfície aplanada que marca a descontinuidade (D5) com as formações mais antigas. São materiais conglomeráticos de matriz lutítica abundante, com clastos de desgaste reduzido, predominantemente quartzosos e quartzíticos e fracção argilosa com largo domínio de caulinite e illite. Admite-se que resultem de leques aluviais formados em condições de subaridez.

- **Para a Formação de Sampaio (FS)**, anteriormente designada por Depósitos da Vilariça, foi sugerida uma idade plistocénica (Cabral, 1985; Pereira & Azevêdo, 1995). Com base na análise do contexto geomorfológico em que ocorrem e na interpretação das características sedimentológicas, discute-se posteriormente o seu enquadramento estratigráfico. São sedimentos predominantemente conglomeráticos, castanhos ou avermelhados, com clastos de constituição e desgaste variável, denunciando larga variação da fonte alimentadora.

Também na depressão da Vilariça, assinalam-se as Arcoses de Vilariça, que evidenciam reduzido transporte e origem nos granitos da vertente oeste do vale; são depósitos esbranquiçados areno—conglomeráticos, de ocorrência escassa e subjacentes à Formação de Sampaio.

- Os **terraços plistocénicos** estão representados unicamente pelos terraços do Douro, caracterizados no Pocinho, no limite sul do vale da Vilariça.

3. ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO

O esboço de Ribeiro (1966, in Ribeiro *et al.*, 1987) (fig. 1.3) e a Carta Geomorfológica de Portugal (Ferreira, 1981), representam em Trás-os-Montes oriental, níveis embudados, vales encarnados e diversas superfícies de erosão das quais se salientam os relevos residuais.

Nesta região, consideram-se relevantes, para os objectivos deste trabalho, a definição das seguintes unidades geomorfológicas: relevos antigos, relevos residuais, relevos alpinos, Planalto Mirandês e depressões tectónicas. Consideram-se também fundamentais os Maciços de Bragança e Morais, com litologias, estruturas e morfologia bem diferenciadas na paisagem.

3.1. RELEVOS ANTIGOS

A Meseta Norte, definida a partir da Cordilheira Central, encontra-se limitada a norte e a oeste por um arco montanhoso, constituído pelos Montes Norportugueses e pela Cordilheira Asturico-leonesa (Lautensach, 1967). Em Trás-os-Montes, este domínio mais montanhoso

situa-se a ocidente do acidente tectónico Bragança-Vilariça-Manteigas (B-V-M) (fig. 1.2, 1.3 e 1.4).

Os relevos mais salientes situam-se em maciços graníticos. Destaca-se a serra de Montezinho, a ocidente do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, com cerca de 1500 metros de altitude junto à fronteira. Contudo, é para leste do acidente de Mirandela e para além do espaço deste trabalho, que tem maior continuidade a superfície mais elevada do Maciço Hespérico, sucedendo-se em direcção à margem atlântica, as serras da Padrela (1146m), Alvão (1203m), Marão (1418m), Barroso (1279m), Cabreira (1261m), Gerês (1525m) e Penêda (1373m).

3.2. RELEVOS RESIDUAIS QUARTZÍTICOS

Para leste do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, outros relevos se destacam da paisagem transmontana, marcada já pelos traços de aplanamento da Meseta Norte (fig.1.3). Estes relevos residuais quartzíticos estão representados pelas serras de Mogadouro, Reboredo e Mourigo, bem como a oeste do acidente de Mirandela pela serra de Sta. Comba, caracterizadas por topos entre os 900 e os 1000 metros de altitude, representativos da superfície inicial, elaborada essencialmente durante o Mesozóico e sugerida por Martin-Serrano (1988a; 1994).

3.3. RELEVOS ALPINOS

O soerguimento da serra da Nogueira (1318m) e da serra de Bornes (1200m), com escarpas de falha que limitam o acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, está supostamente associado à reactivação deste acidente durante o final do Cenozóico (do Tortoniano médio à actualidade), com uma componente de movimento esquerdo responsável por estas estruturas do tipo push-up (Cabral, 1995) (fig.1.4).

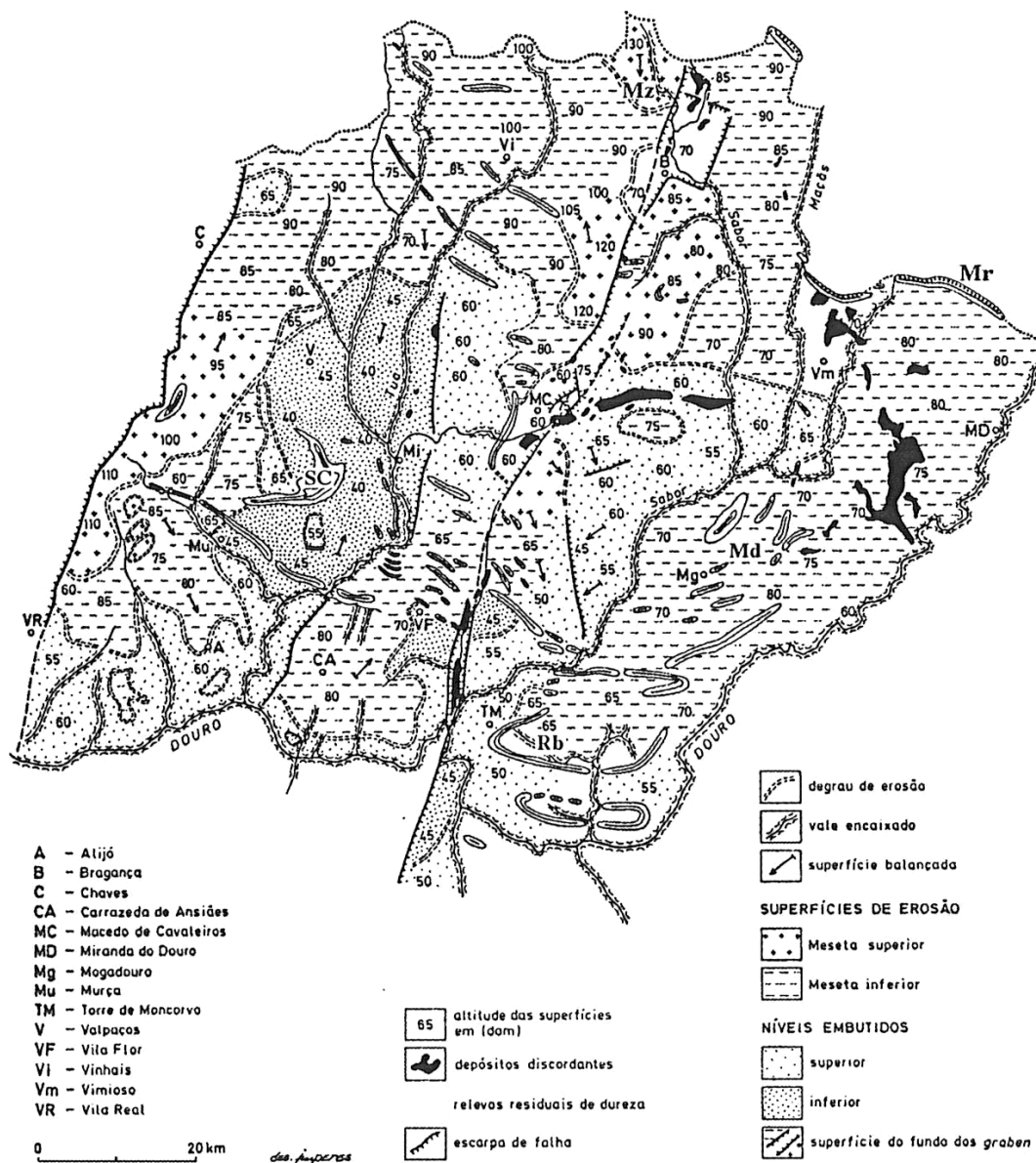


Fig. 1.3: Esboço morfológico de Trás-os-Montes oriental (A. Ribeiro, 1966, inédito) in Ribeiro, Lautensach & Daveau (1987). Sobreposição da designação das serras (Mz: Montezinho; Mr: Mourigo; Mü: Mogadouro; Rb: Reboredo; SC: Sta Comba).

3.4. MACIÇOS DE BRAGANÇA E MORAIS

A paisagem do nordeste transmontano está também marcada pela presença dos Maciços de Bragança e de Morais e mantos alóctones inferiores envolventes. A estrutura geológica, na forma de múltiplos carreamentos, bem como os afloramento de rochas máficas e ultramáficas, condicionam as formas do relevo. A erosão processa-se, neste contexto, de forma diferencial devido às diferenças de comportamento dos processos meteorizantes, condicionando-se também a orientação da rede de drenagem.

Salienta-se no topo do Maciço de Morais, uma superfície aplanada, expressão, a oeste do Sabor, da aplanção da Meseta entre os 700 e os 800 metros. A superfície aplanada que

se define um pouco acima dos 900 metros no Maciço de Bragança, entre Donai e Parâmio (fig. 2.21, pag. 67), situa-se a oeste do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, que desloca o próprio maciço.

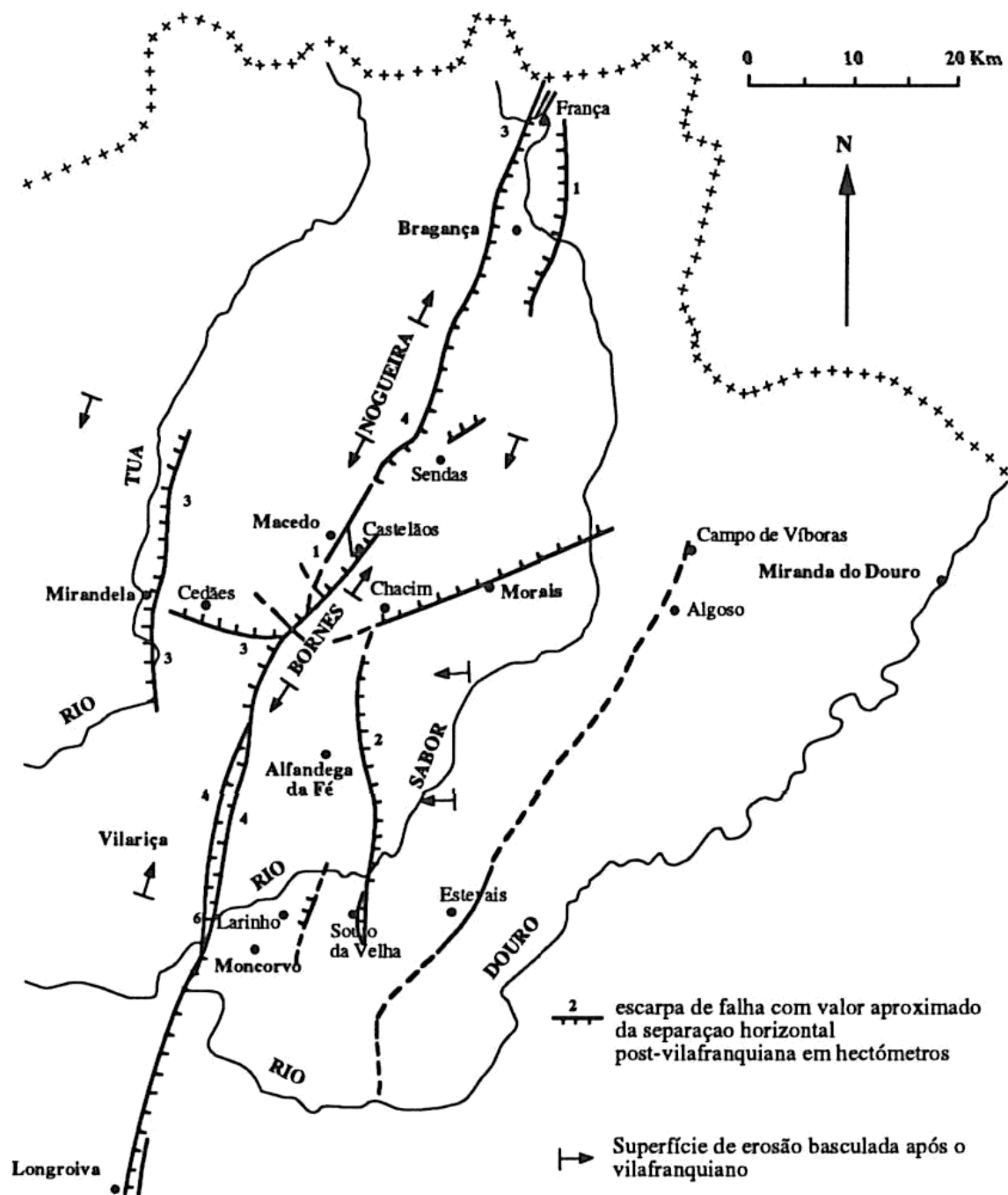


Fig.1.4: Falhas activas em Trás-os-Montes oriental (Cabral et al., 1985).

3.5. PLANALTO MIRANDÊS

A Meseta Norte, é uma superfície poligénica de aplanamento, à qual foram também atribuídas designações como peneplanície fundamental ou superfície fundamental, resultante de uma sequência de processos envolvendo o arrasamento dos relevos, com preenchimento das depressões pelos sedimentos correlativos cenozóicos (Ferreira, 1978; Lautensach in Ribeiro, Lautensach & Daveau, 1987; Ribeiro in Ribeiro, Lautensach & Daveau, 1987; Martin-Serrano, 1988a). A Meseta Norte é também referida em território espanhol como Planalto de Castela-a-Velha, que se prolonga em território português de ambos os lados do rio Douro, estando magnificamente conservada a leste do Sabor, em Trás-os-Montes, e a leste do Côa, no Nordeste da Beira (Ferreira, 1978). Entre o Sabor e o sector mais setentrional do Douro internacional, esta superfície é designada por Planalto Mirandês. Os vales dos rios Sabor, Maçãs e em especial o do Douro, com vertentes abruptas, estão acentuadamente encarnados na superfície do Planalto.

3.6. DEPRESSÕES TECTÓNICAS

O acidente tectónico Bragança-Vilariça-Manteigas (B-V-M) está definido em Trás-os-Montes, entre Portelo, na fronteira a norte de Bragança e o vale da Vilariça. Tem continuidade para sul até Manteigas, mantendo uma orientação aproximada NNE-SSW. Em zonas em que a movimentação se efectuou ao longo de falhas paralelas ou mesmo oblíquas relativamente à orientação principal, definem-se depressões tectónicas associadas ao acidente. A depressão tectónica ou graben da Vilariça salienta-se pela forma abrupta das vertentes que a limitam, em particular da escarpa de falha a leste, com 300 a 400 metros de altura (Cabral, 1985; 1995). A norte da Vilariça evidenciam-se as depressões de Bragança e de Macedo de Cavaleiros e as pequenas depressões de Sortes-Mós e de Podence-Sta. Combinha (fig. 1.1).

A depressão tectónica de Mirandela está associada à componente vertical do movimento de uma falha principal de orientação N-S, observada desde Torre de D. Chama, e ao basculamento da superfície situada a oeste da falha (Cabral, 1985) (fig. 1.3 e 1.4).

Estas depressões, referidas como bacias de desligamento, têm origem na reactivação alpina de acidentes hercínios, com uma importante componente de movimento horizontal (Cabral, 1995). Constituíram zonas de acumulação e conservação de sedimentos cenozóicos, cuja erosão tem vindo a ser efectuada pelo encaixe da rede fluvial.

Aspectos de maior detalhe relativos à geomorfologia de Trás-os-Montes oriental, são descritos posteriormente nas diferentes áreas em que se efectua a descrição dos depósitos sedimentares cenozóicos.

4. METODOLOGIAS

As técnicas laboratoriais aplicadas neste trabalho, seguiram, de forma geral, as rotinas descritas em trabalho anterior (Pereira, 1989). Descrevem-se, em seguida, os procedimentos mais relevantes utilizados nas diversas fases do trabalho.

4.1. NO CAMPO

1) Reconhecimento das manchas sedimentares que constam da cartografia geológica disponível (Ribeiro, 1974; Medeiros, 1975; Cabral, 1985; Silva et al., 1989), bem como dos aspectos envolventes mais relevantes. Em casos pontuais, efectuou-se uma cartografia de maior pormenor, procurando precisar os limites geológicos, com vista ao conhecimento da disposição e relação geomorfológica entre as várias manchas sedimentares.

2) Localização e descrição dos afloramentos; sempre que possível efectuou-se o registo das litofácies, a caracterização petrográfica, a determinação da dimensão máxima (MPS) nas fácies conglomeráticas, a avaliação qualitativa do desgaste dos seixos e a medição de paleocorrentes indicadas por imbricação de calhaus, eixos de canal e estruturas entrecruzadas, bem como das estruturas de origem tectónica que afectam os depósitos. Usam-se os códigos propostos por Miall (1996), para litofácies, elementos arquitecturais e modelos fluviais, modificados a partir das propostas e críticas anteriormente apresentadas pelo mesmo autor e outros.

Quadro 1.1 Classificação das litofácies presentes nos depósitos estudados (adaptado de Cunha, 1992 e Miall, 1996).

Código	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Conglomerado maciço com suporte da matriz	graduação incipiente	depósitos de <i>debris flow</i> plástico (alta energia, viscosos)
Gmg	Conglomerado com suporte da matriz	graduação inversa a normal	depósitos de <i>debris flow</i> pseudoplástico (baixa energia, viscosos)
Gcm	Conglomerado maciço com suporte clástico	-	depósitos de <i>debris flow</i> pseudoplástico (depósitos de <i>lag</i> , fluxo turbulento)
Gh	Conglomerado com suporte clástico e estrat. incipiente	estratificação horizontal com imbricação	barras longitudinais, depósitos de <i>lag</i>
Gt	Conglomerado estratificado	entrecruzado em ventre	enchimento de pequenos canais ou sulcos
Gp	Conglomerado estratificado	entrecruzado planar	acrecção frontal ou lateral de barras
St	Arenito médio a muito grosseiro, por vezes cascalhento	entrecruzado em ventre	dunas (baixo regime de fluxo)
Sp	Arenito médio a muito grosseiro, por vezes cascalhento	entrecruzado planar	barras transversais
Sr	Arenito muito fino a grosseiro	<i>ripples</i>	baixo regime de fluxo
Sh	Arenito muito fino a grosseiro, por vezes cascalhento	laminação horizontal	fluxo planar
Sm	Arenito fino a grosseiro	maciço ou com laminação pouco distinta	depósitos de inundação ou alagamento
Fl	Lutito, por vezes arenoso	laminação fina	depósitos de inundação ou alagamento
Fm	Lutito, silte	maciço	depósitos de inundação ou de canais abandonados

3) Colheita de amostras, efectuada sempre em corte, com limpeza da superfície exposta. No caso das litofácies conglomeráticas, efectuou-se a separação dos clastos de dimensão superior a 16 mm (4ϕ), amostrados separadamente para caracterização petrográfica e medição do índice de desgaste. Apesar da tentativa de representar de forma equilibrada a distribuição espacial e temporal dos depósitos, essa representação foi condicionada pela sua reduzida extensão e pela existência e acessibilidade dos cortes.

4) A pesquisa de dados paleontológicos resultou na descoberta de uma única ocorrência de macrorrestos vegetais na fase terminal do trabalho, ainda não identificada.

4.2. NO LABORATÓRIO

Em laboratório efectuaram-se os seguintes trabalhos:

1) **Análise, descrição e amostragem dos testemunhos de sondagens**; a amostragem foi efectuada de acordo com o tipo de litologias, bem como com a representatividade e qualidade dos testemunhos.

2) A **análise granulométrica** que se efectuou por crivagem em série de peneiros $\sqrt{2}$, para partículas de dimensão entre 8 mm e 0.062 mm. A fracção inferior a 0.062 mm foi submetida, por via húmida, a processo de sedimentação e pipetagem. No caso das últimas amostras analisadas, provenientes de sondagens, a distribuição dimensional das partículas inferiores a 66 μ m foi avaliada em aparelho Sedigraph 5100, até um limite inferior de 0.2 μ m. Várias amostras foram inicialmente submetidas aos dois métodos de análise, tendo-se observado uma boa correlação de resultados.

Com os dados obtidos, procedeu-se:

à classificação textural dos sedimentos (Folk, 1954; 1965) (fig.1.5);

ao cálculo dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) - média ($Mz\phi$), desvio padrão ($G1$), assimetria ($SK1$) e acuidade (KG);

à projecção em diagrama 5C-M (modificailo de Passega, 1957; Alves, 1995).

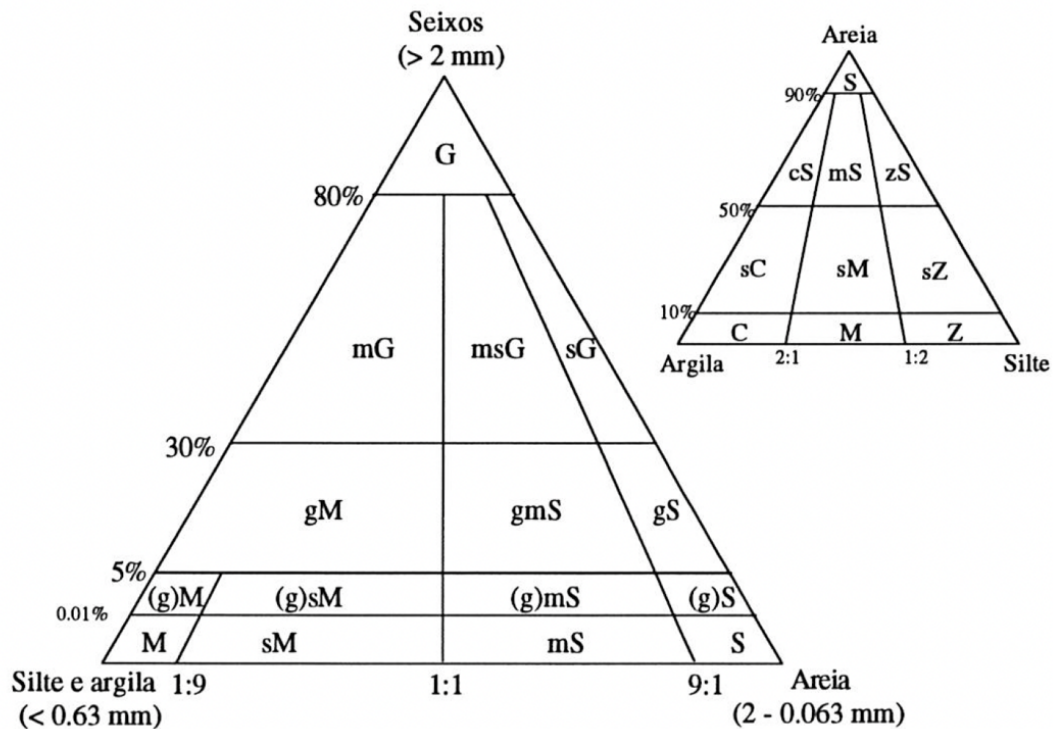


Fig. 1.5: Classificação textural com base na frequência relativa das fracções grosseira (G - gravel, > 2 mm), arenosa (S - sand, 2 a 0.063 mm) e lutítica (M - mud, < 0.063 mm); na ausência de fracção grosseira, são consideradas as fracções arenosa (S - sand), siltosa (Z - silt, 0.063 a 0.004 mm) e argilosa (C - clay, < 0.004 mm). As maiúsculas indicam predomínio da fracção respectiva e as minúsculas caracterizam as fracções não predominantes.

Ex.: msG: cascalho ou conglomerado de matriz areno-lutítica; mG: cascalho ou conglomerado de matriz predominantemente lutítica; (g)sM: lutito com areia e alguns seixos (Folk, 1954; 1965).

3) O **espectro litológico**, avaliado em amostra com cerca de 300 clastos de dimensão superior a 16 mm (-4Ø).

4) O **índice de desgaste**, correspondente ao valor médio do desgaste de 100 clastos de quartzo de dimensão compreendida entre 32mm (-5Ø) e 64mm (-6Ø), após aplicação da fórmula $2r/L \cdot 1000$ (Cailleux & Tricart, 1959).

5) A **mineralogia da fracção arenosa e a morfosopia dos grãos de quartzo** foi avaliada à lupa binocular; a quantificação da mineralogia foi efectuada por obtenção da frequência relativa de quartzo, feldspato e fragmentos líticos em 500 grãos de dimensão compreendida entre 1 e 2 mm.

6) A identificação dos **minerais pesados** foi realizada no intervalo de dimensões 500-125µm, para partículas de densidade superior a 2.89, separadas com bromofórmio. A quantificação efectuou-se por contagem de 100 grãos, determinando a frequência de opacos. Posteriormente contou-se um número de transparentes igual ao de opacos, determinando então a frequência dos vários tipos de transparentes.

7) A metodologia aplicada no **estudo exoscópico de grão de quartzo**, segue de uma forma geral os procedimentos divulgados por Soutendam (1967), Krinsley & Doomkamp (1973) e Manker & Ponder (1978).

Após selecção das amostras, procedeu-se ao seu fraccionamento até à obtenção de aproximadamente 50 gramas, então lavadas sobre crivo de 62 μm para remoção das partículas finas. Do material seco obteve-se uma fracção entre 0.5 e 1 mm, posteriormente fervida em HCl durante 15 minutos, lavada em água destilada e submetida posteriormente a ultrasons. Secos os grãos, seleccionaram-se então à lupa binocular grãos monocristalinos de aspecto limpo, representativos do aspecto global da amostra. Montaram-se em porta-amostras 20 destes grãos, metalizados com película de ouro.

A observação efectuou-se em Microscópio Electrónico de Varrimento (MEV) Leica 5360, com sistema de microanálise EDS (espectrómetro de dispersão de energias), instalado no IMAT, Universidade do Minho.

8) A **mineralogia da fracção <2 μm** foi determinada por difracção de raios X (DRX). Utilizou-se um difractómetro Philips PW-1710 (Cu Kit, corrente de 40kV e 30mA), equipado com monocromador de grafite e fenda de divergência automática; o equipamento encontra-se instalado no Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho.

A identificação mineralógica foi efectuada em difractogramas de agregados orientados; efectuaram-se também os testes de saturação com etileno-glicol e de aquecimento a 490°C. A semi-quantificação dos minerais da fracção <2 μm foi calculada com base na intensidade das reflexões 110 (10.4Å) da paligorskite, 001 dos restantes minerais de argila, 110 (4.18Å) da goethite e 020 (4.85Å) da gibbsite.

Para algumas amostras obtiveram-se difractogramas quer de lâmina desorientada, em particular para a localização da reflexão 060, quer após saturação com lítio (teste de Hofmann-Klemen). A aplicação destes métodos visou especialmente a identificação dos minerais do grupo das esmectites.

Os dados referidos e os de natureza sedimentológica e estratigráfica recolhidos no terreno, foram complementados pela análise geomorfológica, efectuada directamente no campo ou através da observação de documentação diversa, da qual se destacam:

As cartas topográficas à escala 1/100 000, n° 3 (Vinhais), 4 (Deilão), 7 (Bragança), 8 (Miranda do Douro), 11 (Torre de Moncorvo) e 12 (Bemposta), bem como as cartas de escala 1/50 000 e 1/25 000 que cobrem a mesma área.

A Carte Géomorphologique du Portugal, à escala 1/500 000 (Ferreira, 1981).

Fotografia aérea vertical (escala 1/25 000 aproximada) e de satélite (LANDSAT 5 TM a 800 km, Edisat), com vista à identificação e confirmação dos alinhamentos estruturais.

5. ESTUDOS ANTERIORES EM TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL

A reduzida extensão dos afloramentos dos depósitos cenozóicos de Trás-os-Montes oriental, associada à interioridade de uma região até à pouco tempo claramente desfavorecida pela dificuldade de acesso, justificam provavelmente as poucas referências a estas ocorrências.

Neiva (1949) é a primeira referência conhecida aos depósitos detríticos das proximidades de Bragança, nomeadamente os das manchas de Castro, Vale Álvaro e Atalaia, aos quais atribuiu uma idade do final do Pliocénico, em particular vilafranquiana. Evidenciou o carácter heterométrico dos depósitos e a intercalação de episódios caracterizados pela disposição caótica dos calhaus predominantemente sub-angulosos numa matriz argilosa, com episódios mais organizados. Descreveu as litologias dos calhaus e o seu estado de alteração, em particular os de rochas básicas e ultrabásicas. Os depósitos foram indicados como correlativos do levantamentos dos relevos por acção tectónica ao longo de falhas, com deposição dos sedimentos no sopé das montanhas, sob a acção de chuvas torrenciais, em clima quente semi-árido.

Ribeiro & Feio (1949), a propósito dos depósitos do tipo raia em Portugal, referem na região de Miranda do Douro, depósitos deste tipo recobrimdo uma vasta superfície absolutamente infncfn pertencente à superfície da Meseta, exemplo da característica situação das raia como depósitos de planalto sobre a hipotética existência de mais do que uma geração de raia, os autores referem o exemplo da região de Vimioso (fig. 1.1 a 1.3), onde supõem a existência de um nível de depósitos mais elevados e mais antigos, relativamente aos da grande superfície planáltica.

Ramalhal (1968) elaborou um estudo laboratorial detalhado, com especial destaque para a mineralogia da fracção argilosa e da fracção arenosa pesada, dos depósitos de Vale Álvaro e de Castro de Avelãs, para os quais sugere respectivamente uma idade paleogénica e plio-quadernária; cartografou e definiu a litostratigrafia, evidenciando a diferença de constituição mineralógica e petrográfica das duas manchas, aspectos que permitiram situar a Formação de Castro sobre a Formação de Vale Álvaro. A caracterização sedimentológica expressa neste trabalho para cada uma das manchas, será posteriormente referida.

Teixeira & Gonçalves (1980) referem os afloramentos das regiões de Bragança, Macedo de Cavaleiros e Vilariça, sob a designação de Cenozóico antigo do interior do país, no seguimento do enquadramento proposto na carta geológica 1/500 000 (Teixeira, 1972); indicam a sua ocorrência na forma de pequenos relevos residuais, destacando os depósitos de Vale Álvaro, descritos na forma de leitos conglomeráticos, com elementos por vezes muito grosseiros, intercalados em níveis areno-argilosos ou arenito-calcárias. São referidos como retalhos de depósitos extensos flúvio-lacustres, assentes sobre a superfície regular do planalto transmontano; salienta-se a cartografia dos depósitos da depressão da Vilariça, tal como os da Longroiva sob a designação de Paleogénico.

Antunes (in Ribeiro et al., 1979) refere em Trás-os-Montes, mas sem localização precisa, depósitos que constituem uma cobertura sedimentar do Maciço Hespérico e para parte dos quais é admitida uma idade paleogénica, embora com necessidade de comprovação.

Na sequência da campanha levada a efeito pelo ex-Serviço de Fomento Mineiro, com vista ao estudo das potencialidades dos depósitos argilosos de Trás-os-Montes, são publicados os três trabalhos seguintes:

Grade & Moura (1981) assinalam nos depósitos do Planalto Mirandês, a presença de paligorskite, sempre associada a esmectite de neoformação e a carbonatos; a neoformação de esmectite e paligorskite é atribuída a períodos de acalmia tectónica e de climas quentes e áridos, favoráveis à concentração de iões em solução e neoformação de minerais; estes períodos alternariam com períodos de instabilidade tectónica, durante os quais se formariam as depressões que sob condições de clima quente e húmido seriam preenchidas por sedimentos detríticos, representados na fracção mais fina pela ilite e pela caulinite.

Grade & Moura (1987) referem alguns aspectos químico-mineralógicos e tecnológicos de argilas colhidas nos depósitos do Aeródromo e de Atalaia (Norte de Bragança) e de Réfega; nestes depósitos são identificados como minerais essenciais a ilite, quartzo, caulinite e esmectite e como acessórios, feldspato potássico, plagioclase e mais raramente calcite; na fracção < 2µm são dominantes os minerais expansivos de 14Å e interestratificados expansivos sobre os minerais de 7Å e 10Å.

Moreira & Lima (1987) apresentam os resultados da aplicação da prospecção geoelectrica aos corpos argilosos da região de Palaçoulo (Miranda do Douro-Sendim); é particularmente relevante a elaboração de uma carta de paleorelevo do substrato e a interpretação de falhas de rejeito vertical a partir da definição dos corpos sedimentares e do substrato (fig.2.7, pag. 25).

Cabral (1985) com vista ao conhecimento da actividade neotectónica de Trás-os-Montes oriental, apresenta várias referências geomorfológicas e descreve algumas situações em que os depósitos cenozóicos se encontram deslocados ou afectados por falhas. Destacam-se a descrição de várias ocorrências nas regiões de Bragança, Estevais, Macedo de Cavaleiros e Mirandela, as conclusões relativas à neotectónica e o levantamento das formações terciárias do graben da Vilariça. Para além das arcoses, para as quais refere uma idade provável neogénica, os depósitos são descritos na forma de terraços plistocénicos do Douro e da ribeira da Vilariça, sendo destacada a idade certamente inferior à das rañas, pois apresentam uma alteração menos avançada do que estas... Este trabalho serviu de base à cartografia dos depósitos da Vilariça, presentes na folha 1/50 000 de Torre de Moncorvo e sua descrição sucinta na notícia explicativa (Silva et al., 1989).

Cabral (1995) sobre a neotectónica da região em estudo, refere em particular:

- A falha de Morais (directão ENE-WSW, inclinação média de 70° S e movimento do tipo inverso), descrita com uma escarpa bem conservada no sector ocidental e bloco norte abatido relativamente ao bloco sul; são, para o autor, evidências geomorfológicas de actividade posterior ao episódio morfo-sedimentar de elaboração dos depósitos de tipo raña no Meseta Setentrional Ibérica (últimos 2,5 a 2 Ma).

- A falha Manteigas-Vilariça-Bragança, com movimento predominante de desligamento esquerdo e para a qual indica dois episódios principais de reactivação cenozóica, o primeiro provavelmente no Miocénico e o segundo iniciando-se entre o Pliocénico terminal e o Quaternário antigo. Para o autor, este episódio foi posterior à sedimentação regional das rañas. Ao longo deste trabalho será defendida a opinião que este episódio está na origem dos depósitos do tipo raña (Formação de Aveleda) e afecta depósitos mais antigos confundidos com rañas, nomeadamente na região de Macedo de Cavaleiros (topo da Formação Castro) (Cap. II). No mesmo trabalho (Cabral, 1995) são descritas situações de deformações tectónicas afectando depósitos cenozóicos, incluindo rañas e sedimentos mais recentes; são indicados desníveis verticais entre 150 e 200 metros no aplanamento da Beira transmontana e de cerca de 400 metros no fosso tectónico da Vilariça.

A movimentação tectónica fini-cenozóica ter-se-á manifestado por um deslocamento esquerdo puro, ou ligeiramente transtractivo que terá sido responsável (Cabral, 1995):

- Pela formação das pequenas bacias de desligamento da Longroiva, a sul do Douro e da Vilariça, Macedo de Cavaleiros, Castro de Avelãs-Bragança e Portelo a norte do Douro, em áreas favoráveis à extensão;
- Pelo levantamento das serras da Nogueira e Bornes, em compressão do tipo push-up. Já no Quaternário médio a superior, um regime de desligamento esquerdo transpersivo, terá reflectido a obliquidade pronunciada entre a orientação média do acidente tectónico e a direcção da tensão compressiva máxima horizontal, rodada para NW-SE; a instalação deste regime terá sido posterior à fase de deformação distensiva que afecta depósitos sedimentares instalados no vale da Vilariça. O curso do Douro é indicado como o único elemento geomorfológico que reflete um deslocamento horizontal neste acidente: é capturado pela falha no extremo sul da Vilariça, deslocando-se então para norte, voltando ao seu trajecto aproximado E-W cerca de 1 Km a sul do trajecto original.

Em publicações recentes, referiram-se alguns dados parciais ou sintéticos sobre os depósitos cenozóicos de Trás-os-Montes (Pereira & Azevêdo, 1991; 1993a; 1993b; 1995).

Na Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000 (Carvalho, 1992), estão representados em Trás-os-Montes oriental diversos afloramentos sob as designações de Paleogénico e Miocénico, numa parte dos casos não coincidentes com as propostas de enquadramento estratigráfico que apresentamos neste trabalho (fig. 1.2); não foram representadas as manchas de Castro de Avelãs (Bragança), bem como as que se sintam na depressão de Mirandela.

CAPÍTULO II: OS SEDIMENTOS CENOZÓICOS

1. O PLANALTO MIRANDÊS

1.1. GEOMORFOLOGIA

O Planalto Mirandês caracteriza-se como uma superfície aplanada, ligeiramente inclinada para sul, situada a oeste do curso internacional do rio Douro. Esta superfície define-se sobre o autóctone, em rochas granitóides e metasedimentares, essencialmente xistentas (fig. 2.1). Deve-se supostamente à conjugação de dois factores: a monotonia litológica e a relativa estabilidade tectónica observada na região a partir da definição da superfície fundamental. Os granitóides e os xistos câmbrios e ordovícicos revelam uma resposta não muito diferente à erosão, com transição por vezes pouco perceptível entre eles; nos granitos, uma morfologia com alguns blocos do tipo penha constituem, por vezes, pequenas elevações.

A norte, o limite do planalto é estabelecido pelos relevos residuais da serra de Mourigo. Estas cristas quartzíticas ordovícicas elevam-se 150 metros acima do aplanamento que se situa na sua base, a cerca de 800 metros de altitude. O dobramento da série paleozóica, com repetição das cristas, estabelece a NE de Vimioso o limite da superfície aplanada (fig. 2.1). A sul, o planalto termina em cunha, entre o Douro e a crista quartzítica da Serra de Mogadouro (fig. 1.3).

Para oeste, a continuidade do planalto é interrompida pelo encaixe do rio Angueira e seus afluentes da margem esquerda. Os acidentes que limitam os mantos de carreamento do substrato, pondo em contacto litologias diversas e múltiplos acidentes NE-SW e NW-SE, traduzem-se em ressaltos sucessivos da superfície topográfica. A actuação destes acidentes, desnivelando a superfície de suporte dos depósitos é evidenciada num perfil E-W, entre Matela (situação mais oriental dos depósitos de Macedo de Cavaleiros) e o Douro internacional (fig. 2.2).

É na bordadura ocidental do planalto que se localizam as mais extensas e espessas manchas sedimentares cenozóicas (fig. 2.1). Ocupam essencialmente três depressões, que designaremos por depressões de Vimioso, Silva e Sendim. São depressões definidas em xistos ordovícicos e formaram-se por alargamento de paleovales devido quer ao efeito do abatimento tectónico de blocos quer devido à erosão diferencial. Os depósitos da Formação de Bragança ter-se-ão formado como resposta a uma fase de reactivação tectónica, com rejuvenescimento dos relevos. Terão sido posteriormente afectados por nova fase tectónica, com deslocamento vertical de blocos limitados por falhas NW-SE e NNE-SSE. O contacto vertical com o substrato em alguns pontos periféricos do enchimento, deve relacionar-se com a presença de falhas (fig. 2.4).

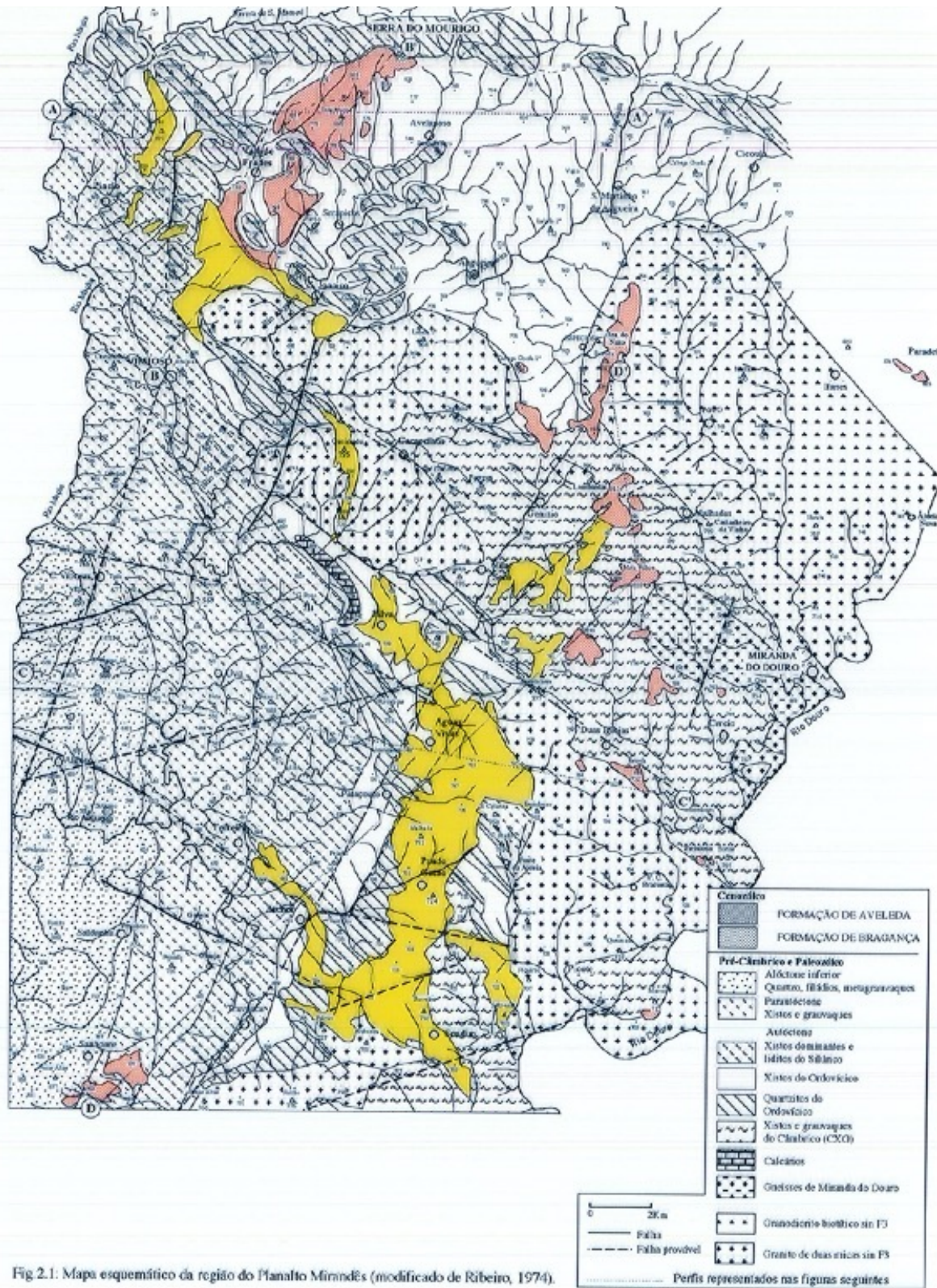
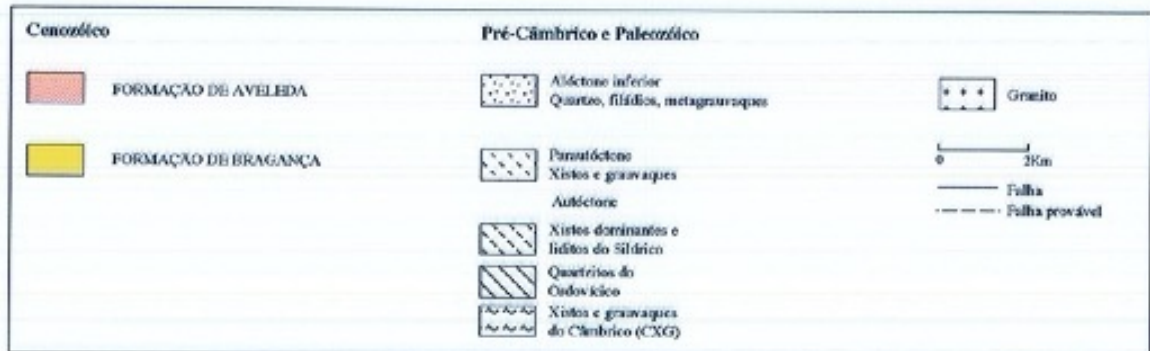
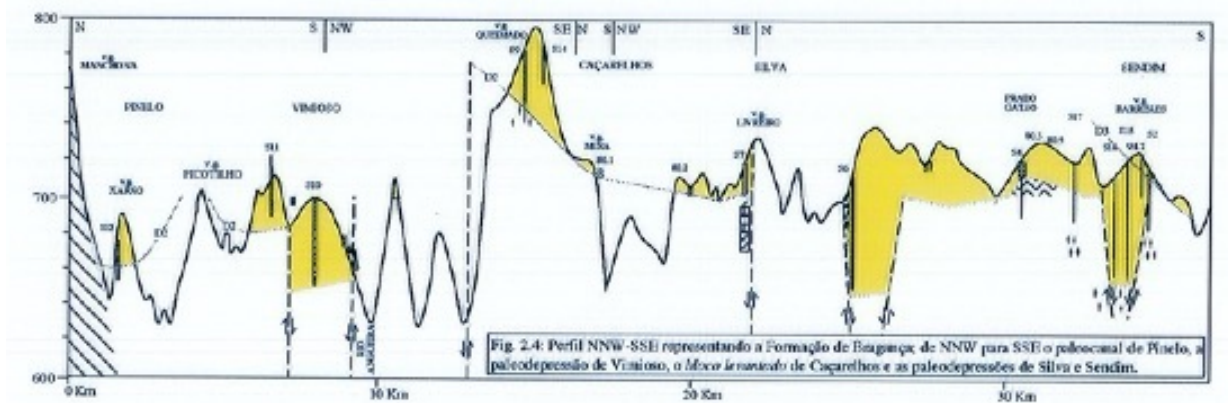
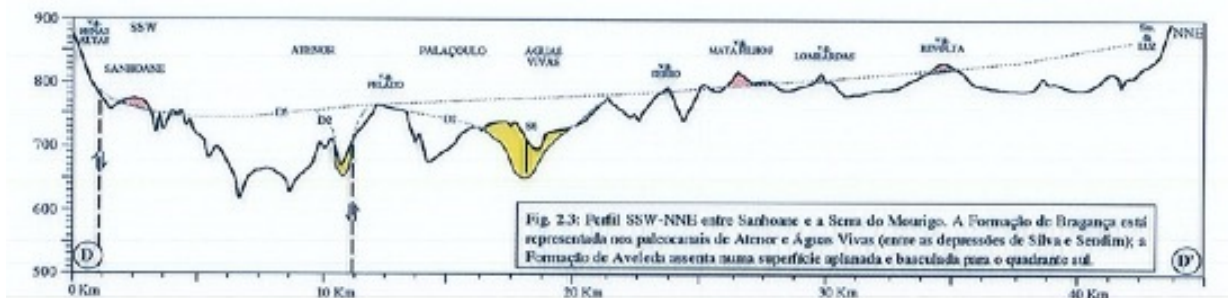
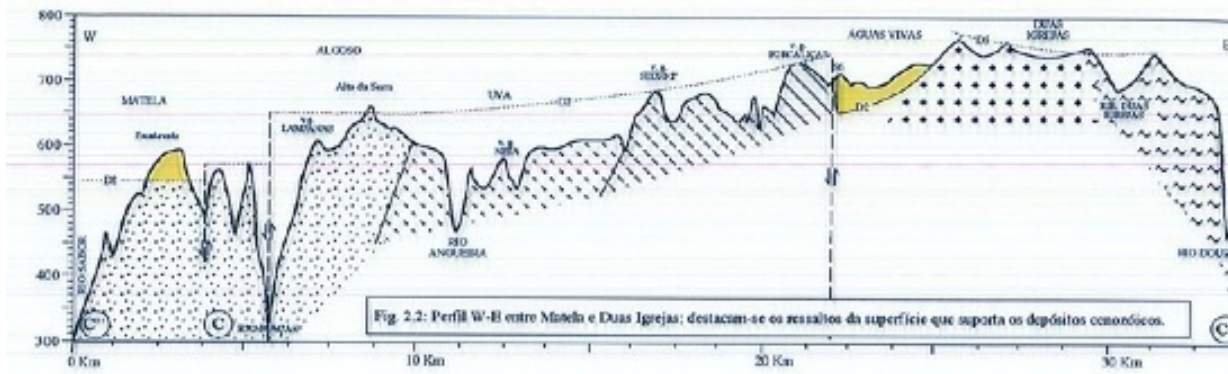


Fig. 2.1: Mapa esquemático da região do Planalto Mirandês (modificado de Ribeiro, 1974).



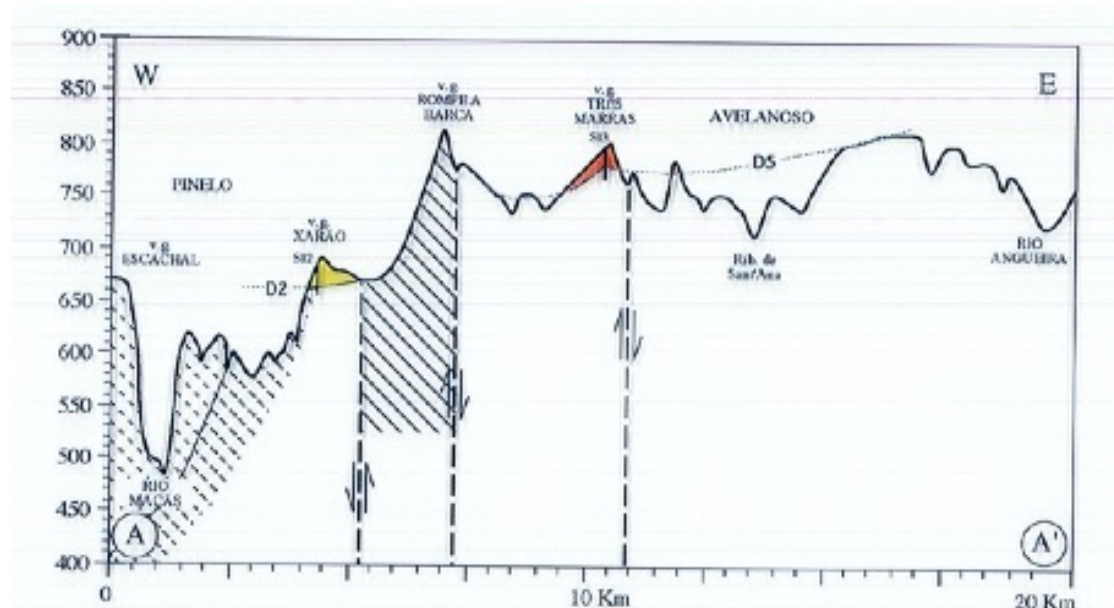


Fig. 2.5: Perfil W-E, a norte de Pinelo-Vale de Frades; destaca-se a diferente posição geomorfológica das Formações de Bragança e Aveleda. A primeira ocupa um paleoleito fluvial cuja geometria foi parcialmente destruída pelo encaixe fluvial actual; a segunda tem origem em leques aluviais alimentados pelas cristas quartzíticas situadas a norte. A mesma legenda da fig. 2.1.

Contactos por falha foram também sugeridos para explicar variações bruscas de fácies e acentuadas irregularidades do substrato, na interpretação de dados de resistividades eléctricas e das sondagens mecânicas da região de Palaçoulo, obtidos em campanha de prospecção de corpos argilosos, da responsabilidade do ex-Serviço de Fomento Mineiro (Moreira & Lima, 1987). Deste trabalho resultou a elaboração de uma carta de paleorelevo do substrato (ibid. 1987) (fig.2.7).

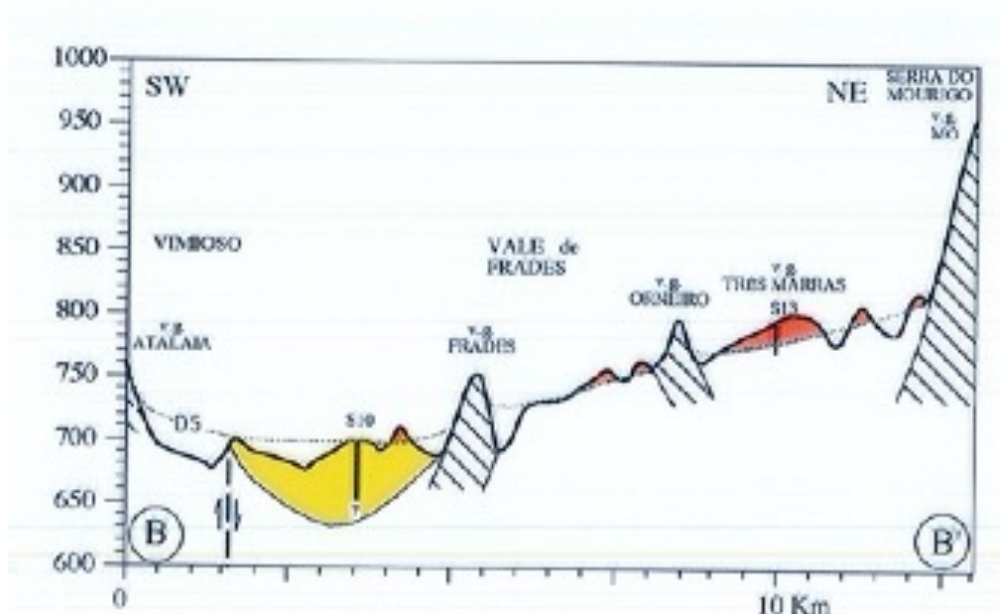


Fig. 2.6: Perfil SW-NE entre Vimioso e a Serra do Mourigo. Na base a depressão de Vimioso com os depósitos da Formação de Bragança; os depósitos da Formação de Aveleda situam-se no sopé das cristas quartzíticas. A mesma legenda da fig. 2.1.

O aplanamento, facilmente reconhecido nesta região, é posterior aos acontecimentos referidos, pois afecta a maioria do enchimento sedimentar cenozóico, cortando-o em continuidade com o substrato (fig. 2.3).

No domínio em que o planalto tem verdadeira expressão, só se reconhecem pequenas manchas isoladas de depósitos vermelhos da Formação de Aveleda, pouco espessos e reconhecidos pela sua disposição sobre a superfície de aplanamento, ou estabelecendo a transição entre os relevos residuais quartzíticos e aquela superfície (fig. 2.2, 2.3, 2.5 e 2.6).

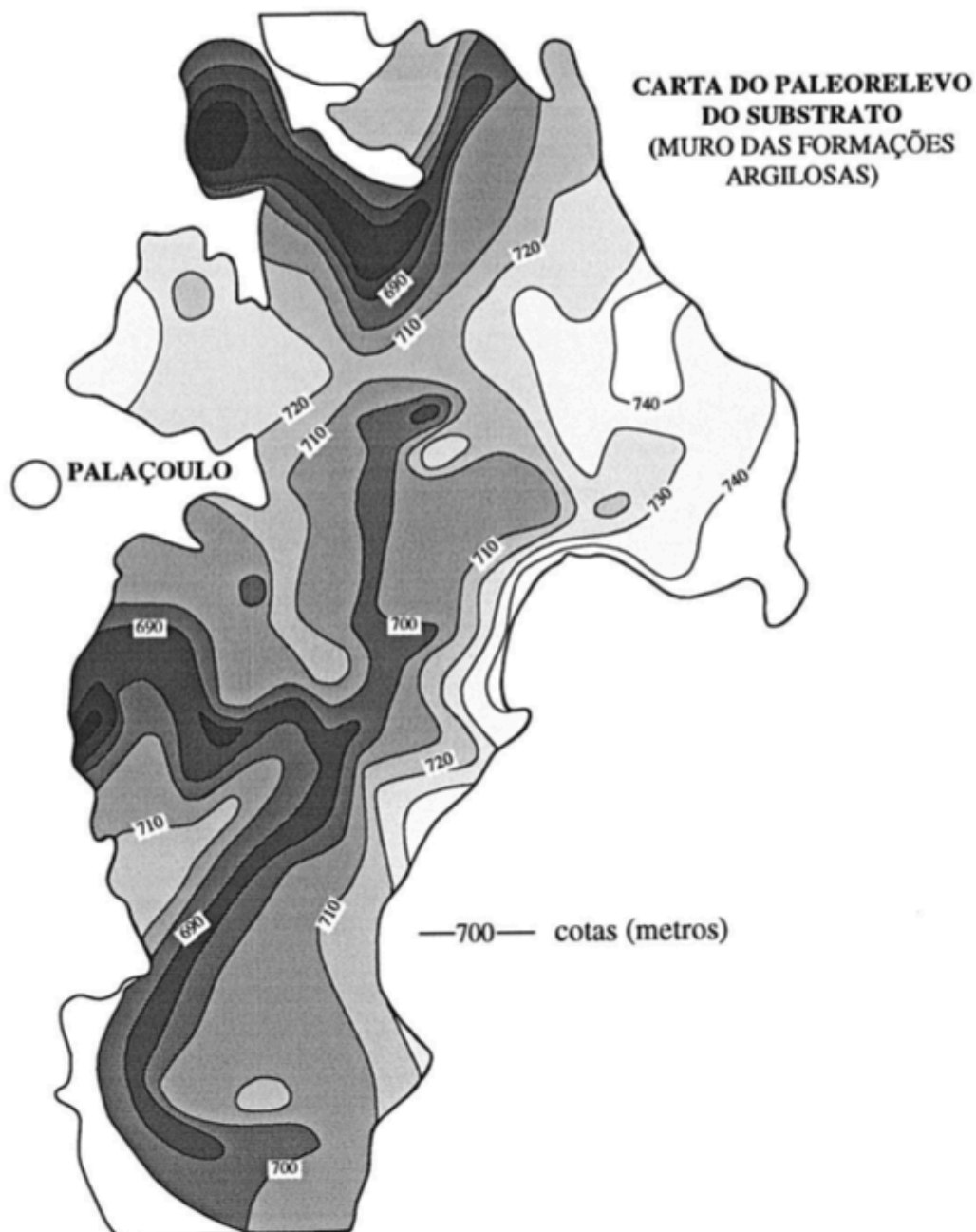


Fig. 2.7: Carta de paleorelevos do substrato, definida com base em sondagens elétricas (Moreira & Lima, 1987).

1.2. SEDIMENTOLOGIA

A possibilidade que nos foi concedida de consultar e amostrar as sondagens efectuadas nesta região pelo ex-Serviço de Fomento Mineiro, revelou-se fundamental, em especial devido à morfologia aplanada que dificulta a observação e amostragem dos níveis inferiores. Faz-se em seguida a descrição conjunta de todos os dados obtidos, observando-se contudo as limitações relativas ao estudo de forma e dimensão da fracção grosseira amostrada em sondagens de diâmetro reduzido.

Individualizam-se duas unidades distintas, em função das suas características sedimentológicas e geomorfológicas (fig.2.8).

A Formação de Bragança, com representação dos dois membros:

- Membro de Castro, com conglomerados na base, preenchendo paleovales talhados no substrato e que são reconstituídos pela cartografia a norte de Pinelo, em Silva e entre Atenor e Teixeira, orientados aproximadamente segundo NW-SE. São depósitos com clastos medianamente a bem rolados, predominantemente de quartzo até 50 em de dimensão, com cores variáveis, cinzentos, castanhos ou avermelhados. No interior das depressões, em particular nas de Silva e Sendim, a sedimentação que se segue é constituída por uma alternância de níveis lutíticos com níveis areno-conglomeráticos. Os níveis finos são predominantemente cinzentos e esmetíticos; os níveis areno-conglomeráticos, com litofácies Gt, St e Sm predominantes, têm uma fracção lutítica de constituição semelhante aos níveis finos, mas de cor por vezes castanha, ou vermelha.
- O Membro de Atalaia, caracterizado pelo seu carácter grosseiro, é constituído por litofácies Gh e Gt incipiente, que cortam indiferenciadamente o enchimento anterior. A composição dos sedimentos não se altera de forma significativa em relação ao membro inferior.

A Formação de Aveleda tem uma representação limitada. Ocorre sempre na forma de depósitos do tipo *debrisflow*, com intercalações do tipo *mudflow*. Nesta formação:

Os conglomerados que ocorrem em Vale de Frades caracterizam-se pelo desgaste reduzido dos clastos, e frequência significativa de quartzitos e filitos, aspectos que revelam grande proximidade à fonte alimentadora (fig. 2.1);

- Em pleno planalto, a mancha da Sra. do Nazo revela uma contribuição importante do manto de alteração desenvolvido sobre os granitos.
- Um conjunto de pequenas manchas contituídas por clastos angulosos ou subangulosos numa matriz vermelha, dispõem-se por todo o planalto até Sendim, supostamente resultando do desmantelamento de alguns relevos residuais, no processo que conduz ao aplanamento actual (fig. 2.1 e 2.8).

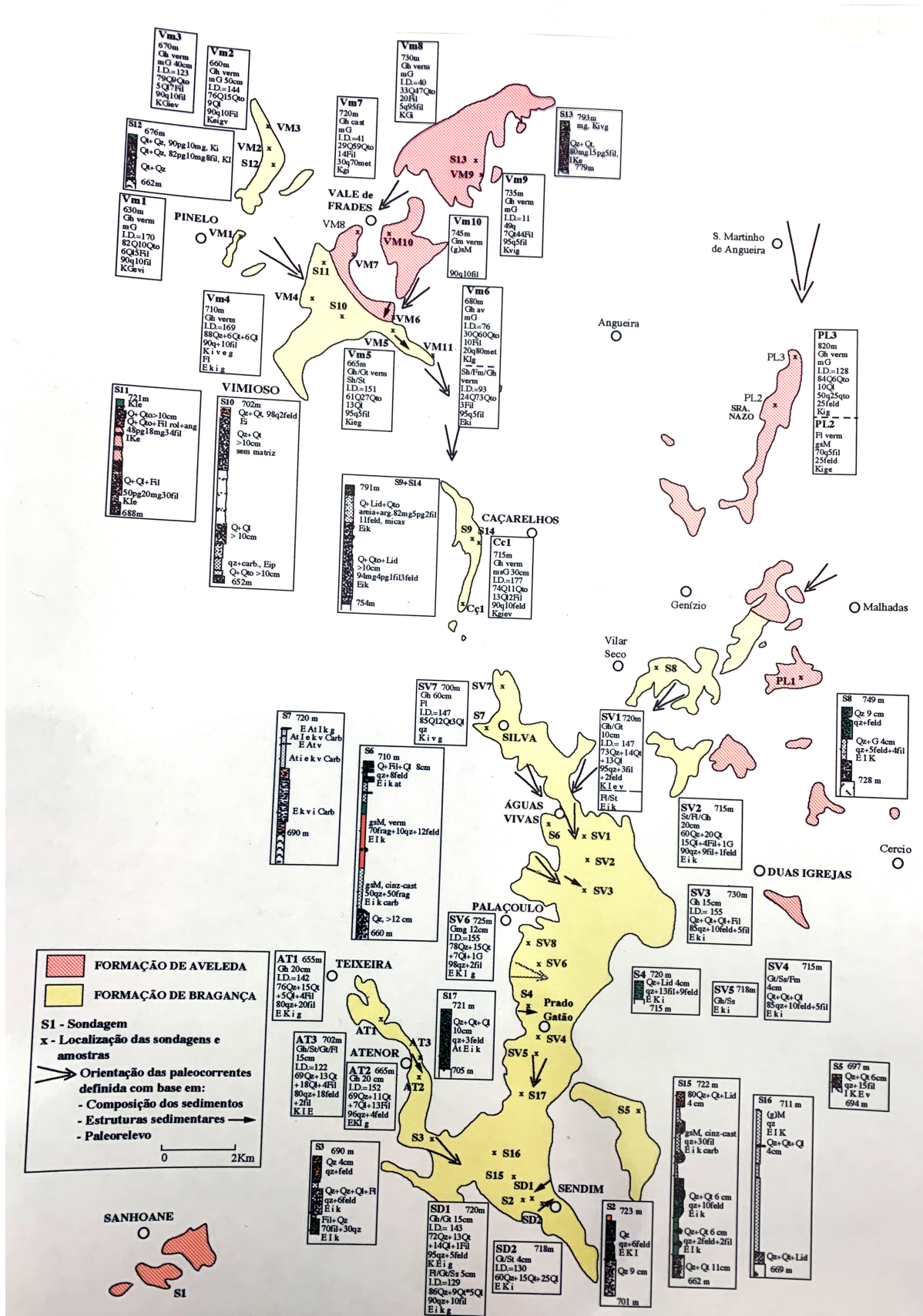


Fig. 2.8: Síntese das características sedimentológicas dos depósitos cenozoicos do Planalto Mirandês.

1.2.1 Descrição dos afloramentos e sondagens (fig. 2.8)

Vale de Frades (Formação de Aveleda) (Quadro 2.1)

- Sondagem 513 (793 - 779 metros) (fig. 2.11).

Na base, um nível de 11 metros de conglomerado com calhaus subrolados de quartzo e quartzito até 5 cm e matriz essencialmente argilosa avermelhada com laivos brancos. Sobre põe-se estreito nível de areia fina dominante, com laminação marcada por hidromorfismo. No topo cerca de 3 metros de conglomerado constituído por clastos de quartzo e quartzito, de grande dimensão na base e matriz argilosa amarelada.

Perfis:

- **VM9:** pequeno corte com 1 metro de altura, num conglomerado de fácies Gmm, com matriz argilosa vermelha e calhaus angulosos de quartzo, xistos e grauvaques, até 20 cm de dimensão.

Para sul, aos clastos com origem a montante, misturam-se novas partículas fornecidas pelo relevo da crista de v.g. Orneiro.

- **VM10:** nível argiloso sobreposto por conglomerado de cor alaranjada, com elementos mais quartzosos (quartzo e quartzitos) pouco rolados até 20 cm de dimensão.

- **VM8:** Na base do corte, nível argiloso vermelho, a que se sobre põe um conglomerado com elevada frequência em clastos de xistos e quartzo pouco rolado de origem local.

- **VM7:** litofácies Gh de constituição semelhante a VM8.

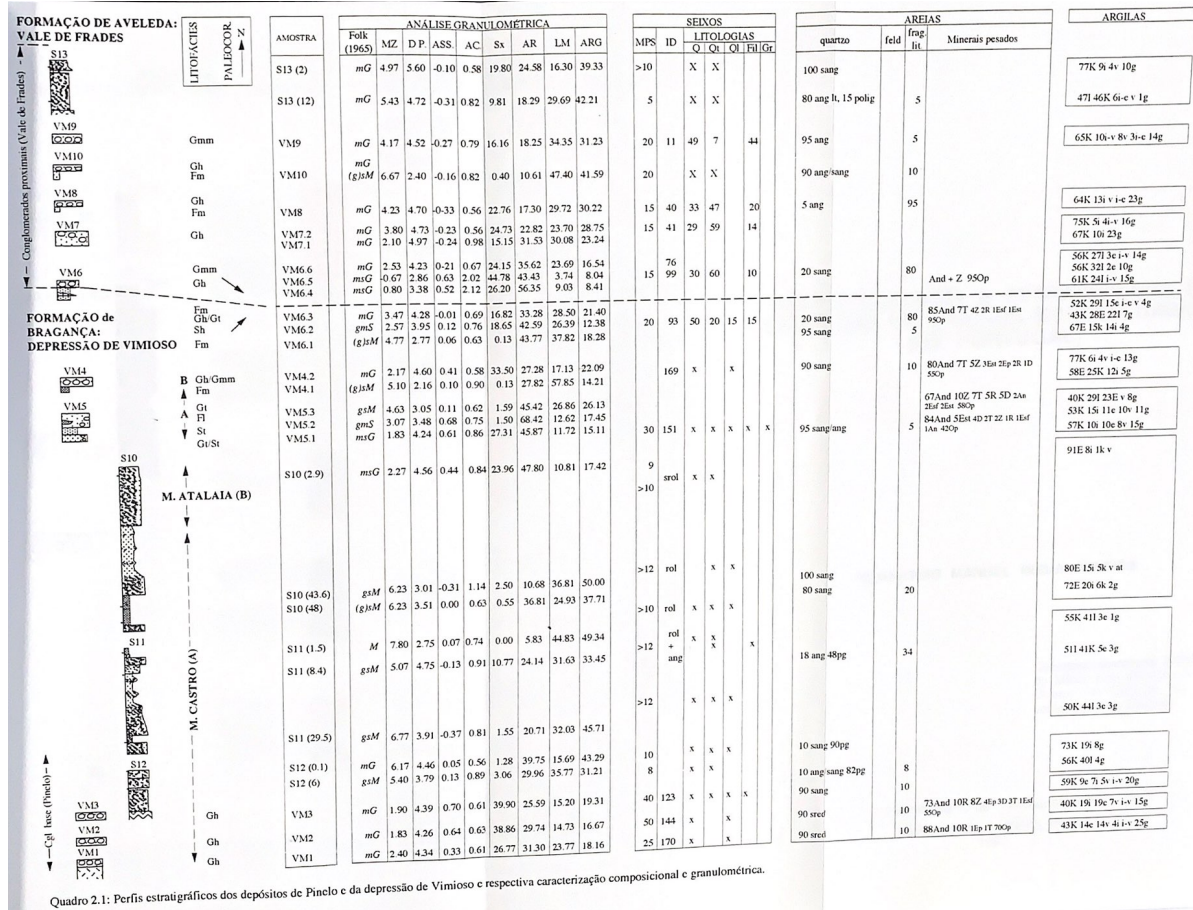
- **VM6:** Exposição com cerca de 200 m de extensão por 3.5m de altura, onde se observam os Cgl V. Frades ravinando a Formação de Bragança. O nível sobrejacente é conglomerático de cor vermelha, constituído por clastos de xistos predominantes e algum quartzos subangulosos a subrolados até 15 cm de dimensão. Os sulcos do enchimento sobre a superfície erosiva estão preenchidos por fácies Gt, com ferruginização e acumulação de Mn e definem um eixo orientado para SE. A NE, na base de uma pequena elevação, ocorre uma brecha, de constituição semelhante, bem como a leste junto à povoação de S. Joanico.

O nível subjacente é predominantemente constituído por um enchimento arena-argiloso cinzento, com nível intermédio conglomerático avermelhado.

Norte de Pinelo (Conglomerados de Pinelo, Formação de Bragança) (Quadro 2.1)

Está representada a base do Membro de Castro (A), constituída por conglomerados de matriz avermelhada.

- Da base para o topo, os cortes VM1, VM2 e VM3 revelam um enchimento conglomerático Gh e mais raramente Gmm, de matriz muito heterométrica, essencialmente areno-conglomerática. Os calhaus subrolados, com dimensão máxima de 50 cm, são essencialmente de quartzo, quartzito e quartzolidito, resistentes à alteração e mais raramente de filitos. Os quartzoliditos indicam uma origem nos metasedimentos do Silúrico situados a NW. O desgaste varia de forma crescente para jusante (123 a 170). A incorporação de clastos com origem nas vertentes próximas é responsável pela mistura de duas populações, diminuindo a média do desgaste para SE de Pinelo, na depressão de Vimioso (VM4 e VM5).



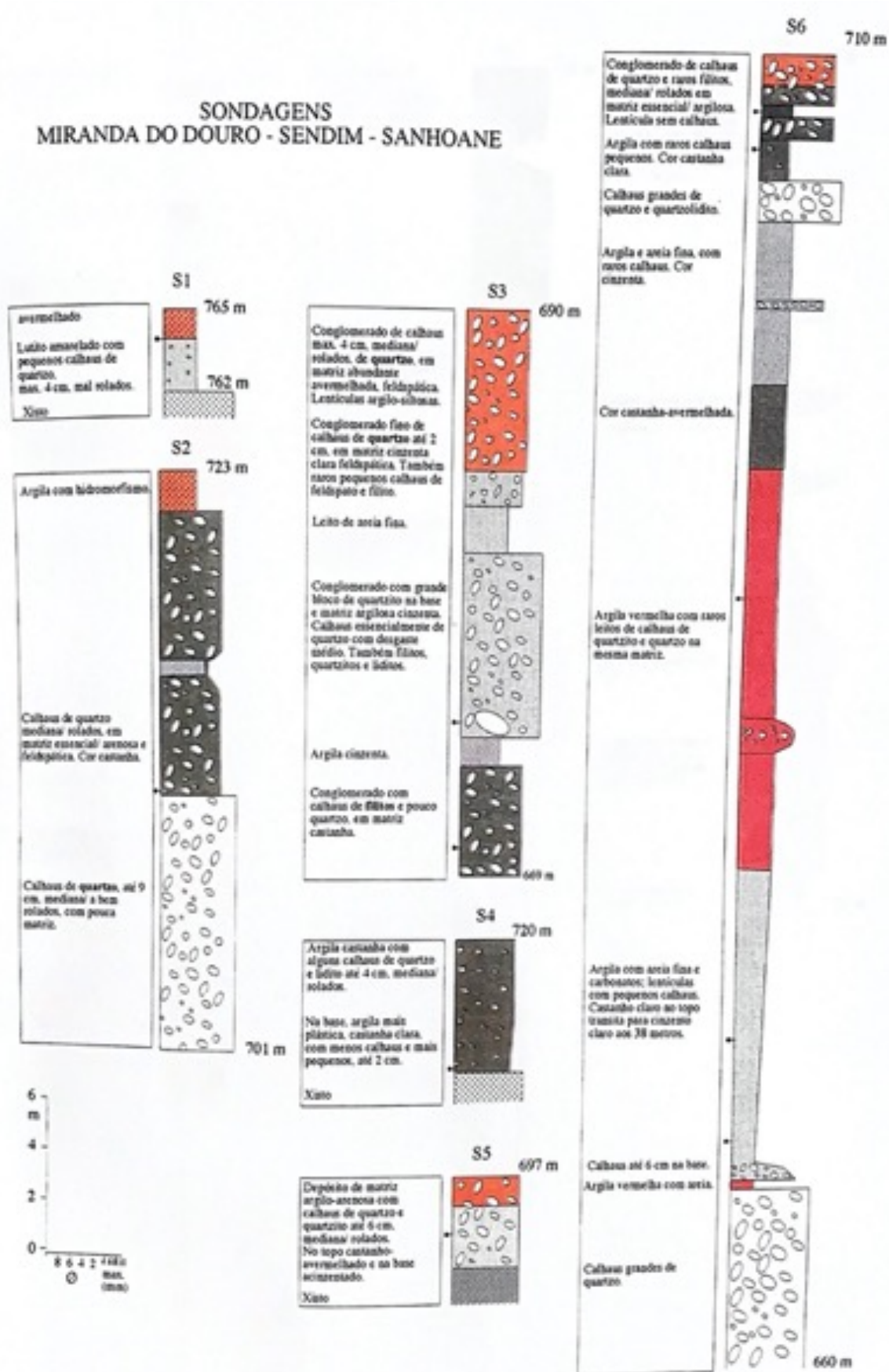


Fig. 2.9: Descrição sumária das sondagens S1, S2, S3, S4, S5 e S6 (Planalto Mirandês). A cor representada é semelhante à cor dos sedimentos observados.

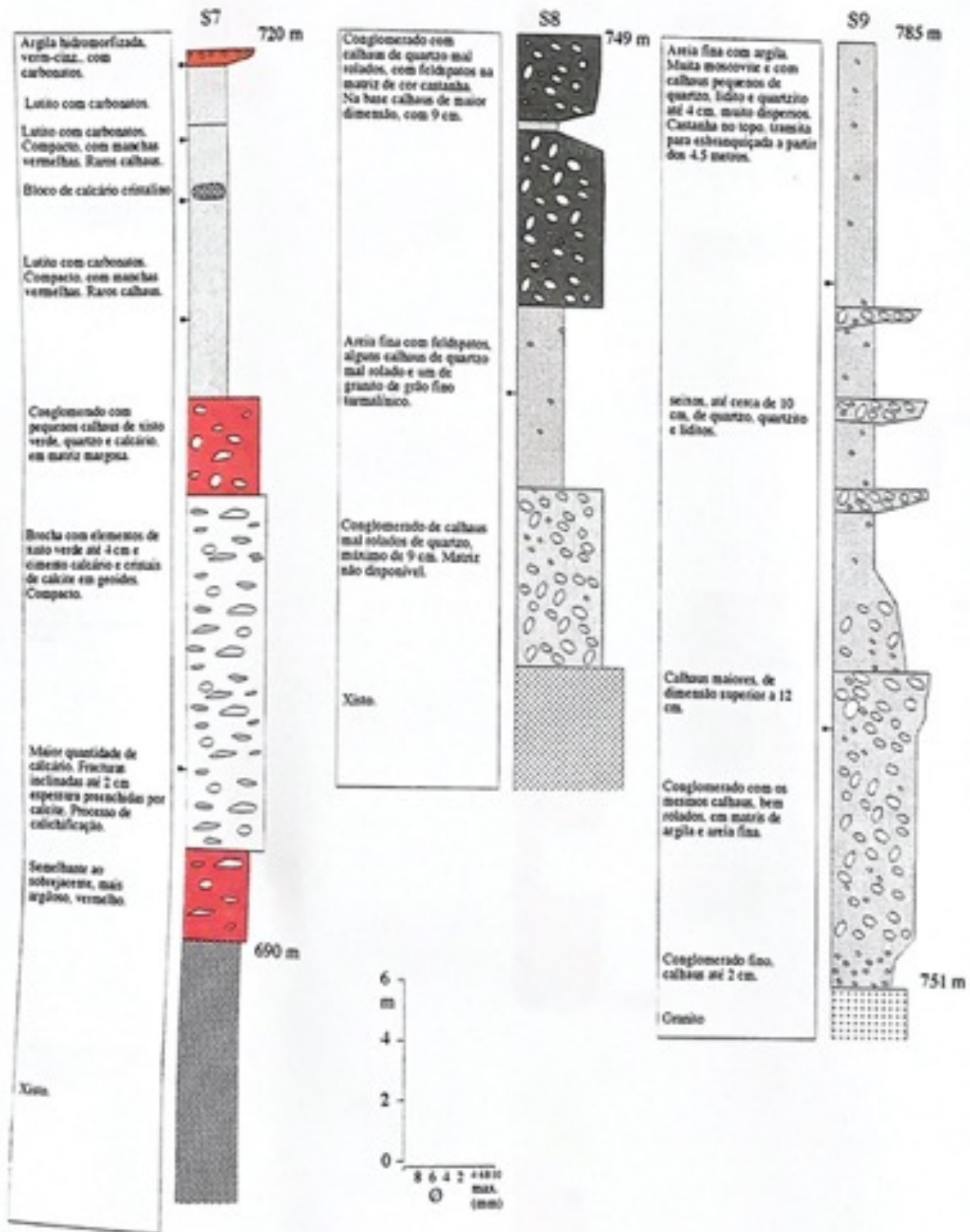


Fig.2.10: Descrição sumária das sondagens S7, S8 e S9 (Planalto Mirandês). A cor representada é semelhante à cor dos sedimentos observados.

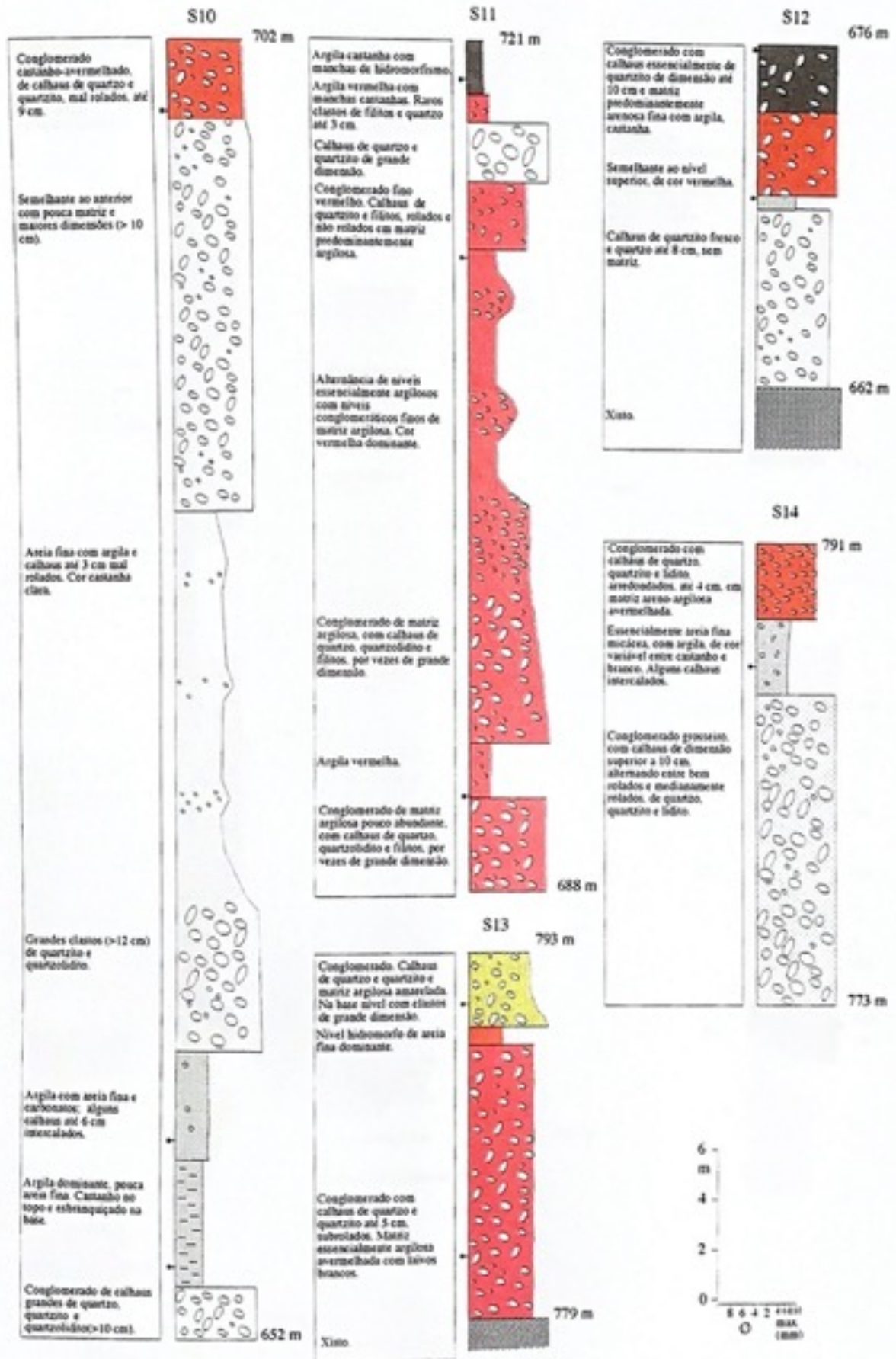


Fig. 2.11: Descrição sumária das sondagens S10, S11, S12, S13 e S14 (Planalto Mirandês). A cor representada é semelhante à cor dos sedimentos observados.

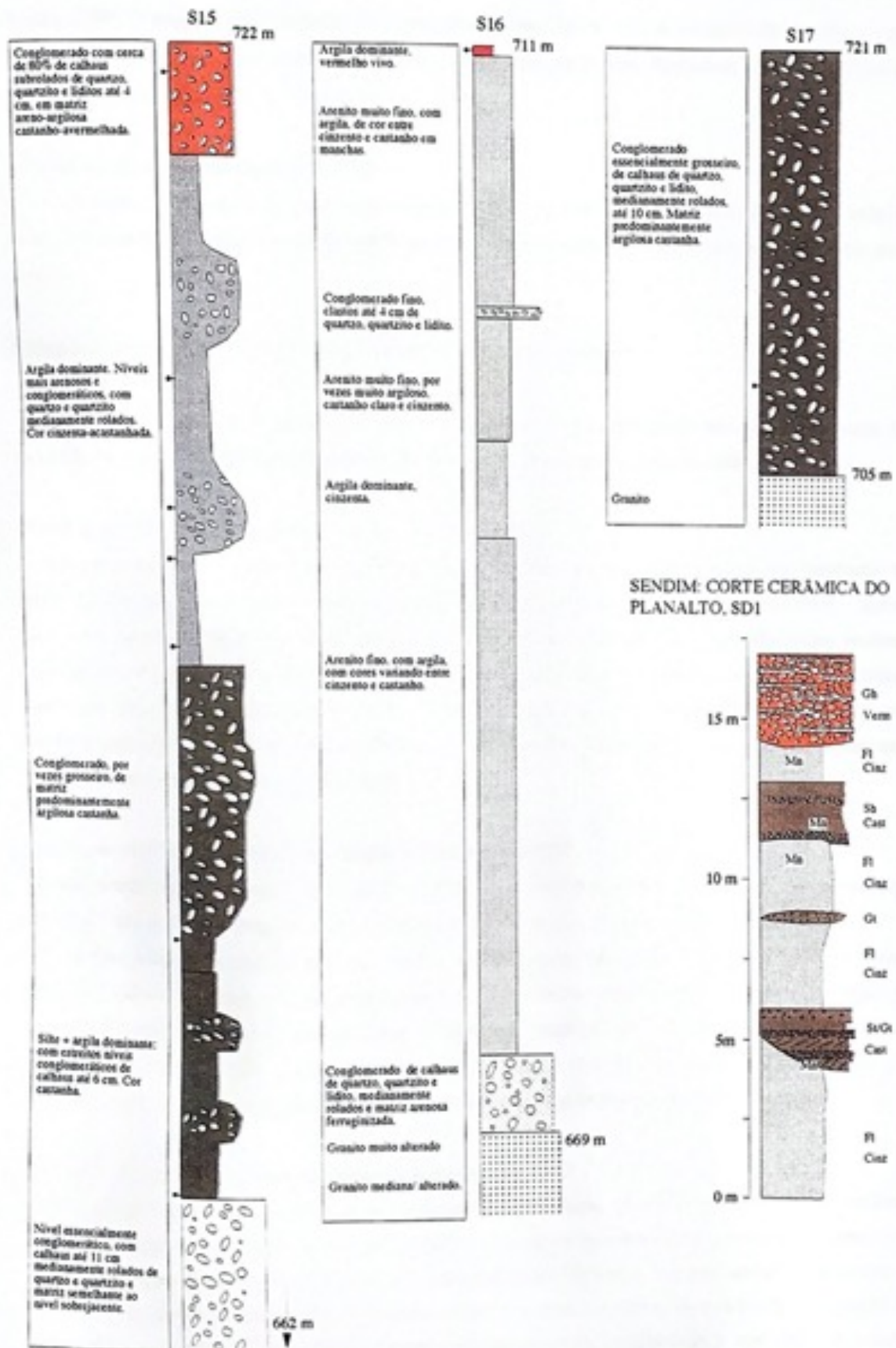


Fig. 2.12: Descrição sumária das sondagens S15, S16 e S17 e do perfil da Cerâmica do Planalto em Sendim (Planalto Mirandês). A cor representada é semelhante à cor dos sedimentos observados.

- Sondagem S12 (676 - 662 metros) (fig.2.11)

Estão representados 14 metros do enchimento conglomerático; na base sem recuperação de matriz e calhaus predominantemente de quartzito e quartzo até 8 cm. Para o topo, a matriz disponível transita de vermelho para castanho.

A norte de Vimioso (depressão de Vimioso, Formação de Bragança) (Quadro 2.1)

- **VM4:** O afloramento revela, na base, um nível essencialmente siltoso sobreposto por um conglomerado de fácies Gb, vermelho, com clastos rolados dispostos numa matriz predominantemente de areia grosseira.

- **VMS:** exposição com 35 m por 3.8 metros (foto 2.1)

Enchimento essencialmente arenoso e conglomerático, com pequenos corpos argilosos no topo de sequências de enchimento de pequenos canais. A cor é vermelha e os clastos de quartzito, quartzo, filitos (35%), liditos abundantes e vestígios de granito muito alterado têm uma dimensão máxima de 30 cm. Os clastos revelam maioritariamente a mesma origem dos descritos nos cortes a norte de Pinelo - quartzo, quartzitos e quartzoliditos com maior desgaste, misturados com outros de origem mais próxima, nomeadamente filitos e quartzo pouco rolados e ainda granitos muito alterados. As litofácies revelam um fluxo organizado e a sua sequência sugere uma situação de barra, com migração para SE (N160).

- Sondagem S11 (721- 688 metros, não atingiu o substrato) (fig. 2.11):

No topo, um nível essencialmente silto-argiloso, com manchas de hidromorfismo e com raros clastos pequenos (M.P.S.= 3 cm) de filito, sobreposto a um nível conglomerático do qual não foi recuperada a matriz.

Da base para o topo, salientam-se mais duas sequências básicas positivas: conglomerados grosseiros de clastos rolados de quartzo, quartzitos e filitos, transitam para níveis predominantemente argilosos, com intercalações de conglomerados finos. Para o topo um nível com 2.5 metros de conglomerado de elementos rolados e angulosos em matriz argilosa, representa a intercalação de fluxo de origem próxima. A localização da sondagem e a interpretação da sucessão sedimentar presupõem um enchimento em posição marginal do paleoval.

Sondagem 510 (702 - 652 metros, não atingiu o substrato) (fig.2.11):

Com excepção dos 3 metros superficiais, de cor castanha-avermelhada, os sedimentos revelam uma cor entre cinzento e castanho claro. O enchimento dos 32 metros inferiores é essencialmente constituído por areia fina, silte e argila, com intercalação de dois níveis conglomeráticos grosseiros, respectivamente com quartzo e quartzitos e quartzitos e quartzoliditos dominantes. Nos 18 metros superiores, com reduzida recuperação de testemunho e sem matriz, admite-se um enchimento predominantemente conglomerático, com clastos de grandes dimensões de quartzo, quartzitos e quartzoliditos subrolados.



Foto 2.1: Perfil VM5, S. Joanico, Vimioso (Formação de Bragança). Ao centro, o flanco de um canal orientado obliquamente ao corte, com preenchimento areno-conglomerático e lutítico no topo. Este enchimento é ravinado à esquerda e sobreposto por litofácies predominantemente Gh, Gp e Gt.

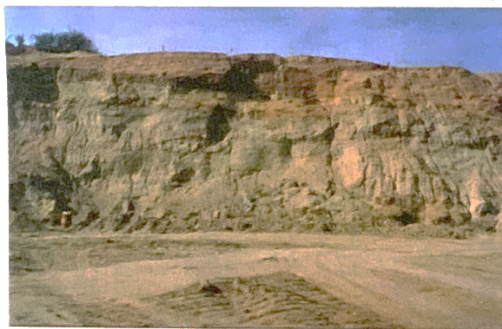


Foto 2.2: Exploração de argilas em Sendim (Cerâmica do Planalto). Descontinuidade entre os dois membros da Formação de Bragança; na base um enchimento predominantemente argiloso (M. de Castro); no topo (M. de Atalaia) litofácies Gh com rubefacção acentuada e hidromorfismo.

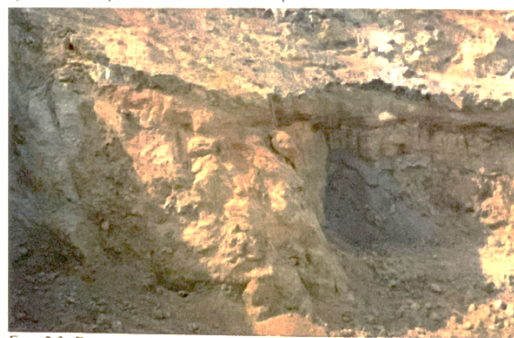


Foto 2.3: Pormenor do corte representado na foto 2.2, no topo do Membro de Castro (FB), as argilas são cortadas por pequenos canais com preenchimento arenoso.

Sra. do Nazo (v.g. Revolta, 833 metros, Formação de Aveleda) (Quadro 2.3)

PL2 e PL3: A Formação de Aveleda está representada numa superfície aplanada e em posição culminante, com cerca de 20 metros de espessura. Vestígio muito superficial de provável cobertura mais extensa, de que são prova as manchas da Sra. do Nazo e outros afloramentos a sul (v.g. Lombardas, v.g. Mata Filhos, v.g. Serro e v.g. Estrela). Preservação no interflúvio, por efeito de inversão do relevo.

Depósito vermelho essencialmente fino, com níveis conglomeráticos pouco expressivos, de calhaus até 15 cm de dimensão, subangulosos a subrolados, essencialmente de quartzo, alguns quartzitos, quartzoliditos e filitos quartzosos. Dois cortes com cerca de 1 metro de espessura, sobre granodiorito alterado.

Paradela (norte de Miranda do Douro, Formação de Aveleda)

Vestígio superficial de depósito vermelho, sobre uma superfície dominante arrasada. Clastos de quartzo anguloso ou com desgaste muito reduzido.

v.g. Mata Filhos (813 metros) (Formação de Aveleda)

- **PL1:** Junto ao v.g., concentração de quartzo sem desgaste, com origem em filão de quartzo, saliente após alteração e erosão do encaixante. Para a base este material passa para um depósito vermelho e conglomerático, com elementos quartzosos (quartzo e quartzito pouco rolados); 90% de clastos de quartzo poligranular do filão aflorante e alguns elementos de quartzo monogranular sem patina.

y.,g. Estrela (Duas Igrejas) (752 metros) (Formação de Aveleda)

Depósito em superfície culminante, muito superficial, constituído por calhaus decimétricos predominantemente de quartzo mal rolado e restantes de quartzito, com dimensão máxima de 30 cm, em matriz argilosa vermelha.

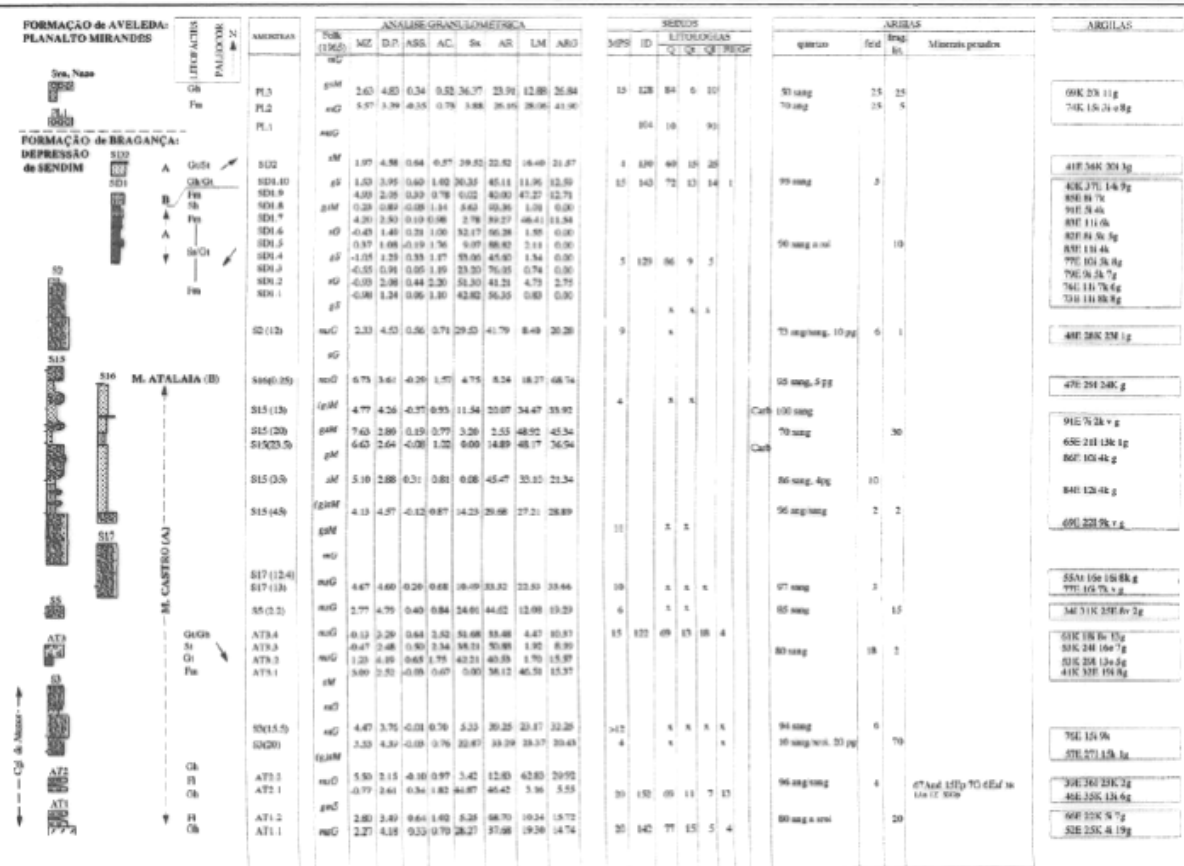
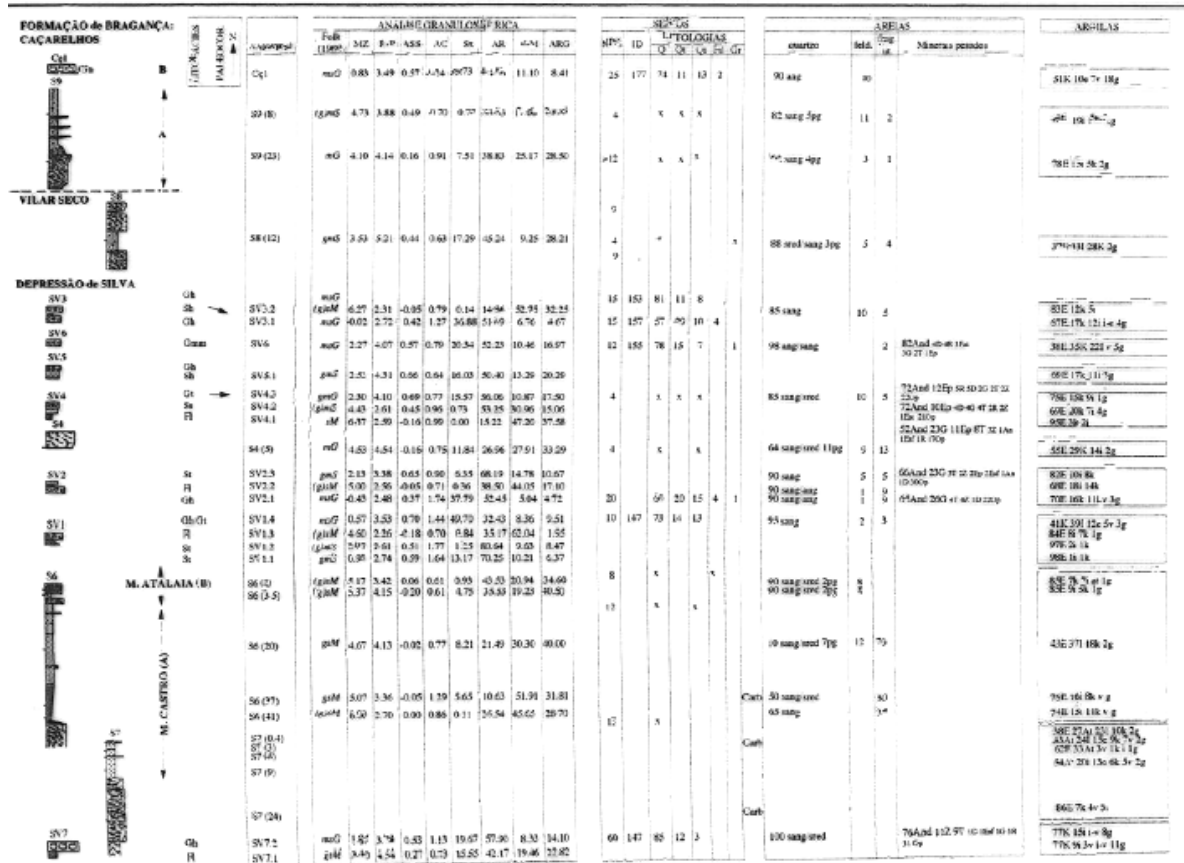
v.g. Queimados - v.g. Mina_ (oeste de Caçarelhos) (Formação de Bragança) (Quadro 2.2)

Junto ao v.g. Queimados (795 m), calhaus bem rolados de quartzo, quartzito e quartzolidito até 15 cm em matriz de cor cinzenta ou vermelha. Para norte os clastos atingem 35 cm de dimensão máxima.

- **Cçl:** está representado um conglomerado de cor avermelhada, de matriz predominantemente arenosa, com clastos de quartzo, quartzito, lidito, grauvaque e granito muito alterado, de dimensão máxima de 30 cm. O desgaste dos clastos, particularmente elevado, tem origem aparentemente fluvial. Trata-se de enchimento de um paleocanal definido no substrato.

- Sondagens S9 (785 -751 metros) e 514 (791 - 773 metros, não atingiu o substrato) (v.g. Queimados, 795 metros) (fig. 2.10 e 2.11):

Nos 34 metros perfurados a partir do topo desta mancha, estão provavelmente representados os níveis mais elevados da Formação de Bragança representados na região. Os testemunhos sugerem uma sequência positiva, com transição de níveis conglomeráticos grosseiros, para níveis arenosos com intercalações conglomeráticas e no topo sedimentos finos, areno-argilosos, de cor esbranquiçada ou castanho claro, no topo castanho-avermelhado. Os clastos, de dimensão máxima superior a 12 cm, são de quartzo, quartzitos e liditos, entre o medianamente a bem rolado. A matriz apresenta uma frequência de 3% de feldspatos, revelando a influência parcial dos granitóides sobre os quais assenta este depósito.



Vilar Seco (Formação de Bragança)

- Sondagem S8 (749 - 728 metros) (fig. 2.10):

Na base, 6 metros de conglomerado com calhaus de quartzo até 9 cm, mal rolados, sobreposto por 6 metros de arenito fino feldspático, com alguns seixos de quartzo e granito de grão fino turmalínico. Novo nível conglomerático com cerca de 9 metros, constituído por elementos grosseiros semelhantes aos da base, matriz feldspática e tendência granodecrescente para o topo.

Silva - Prado Gatão (Formação de Bragança) (Quadro 2.2):

-Sondagem 56 (710 - 660 metros, não atingiu o substrato) (fig. 2.9):

Níveis predominantemente silto-argilosos brancos e vermelhos. Na base, nível de calhaus de quartzo, com dimensão superior ao diâmetro da sondagem, sem recuperação da matriz. Sobrepõem-se cerca de 36 metros de um enchimento essencialmente lutítico de cor variável, com intercalação de lenticulas de calhaus. Alguns nódulos de carbonatos no nível silto-argiloso inferior. Para o topo, leitos entre 1 a 2 metros de grandes calhaus quartzo e quartzolidito, argila e novo nível conglomerático de quartzo e raros filitos.

-Sondagem S7 (720 - 690 metros) (fig. 2.10):

No topo, estreito nível argiloso, hidromorfizado, com carbonatos. Subjacente, um nível com cerca de 11 metros de areia fina com argila. Carbonatos em fracturas; na base os carbonatos cimentam a fracção detrítica. Sob o nível sedimentar, um espesso nível de calcreto, com um compacto cimento carbonatado, entre núcleos de xisto.

- **SV7:** corte a norte de Silva. Na base lenticula argilosa vermelha. Seguem-se 1.7 metros de conglomerado vermelho (litofácies Gh), preenchendo irregularidades do substrato; contem quartzo, quartzito e quartzolidito, com 60 cm de dimensão máxima.

- **SV1:** Águas Vivas, corte com 90x2 metros. Observam-se na base um nível de areia grosseira dominante que passa lateralmente a areia média e a silte-argiloso. Estes níveis são cortados por canais preenchidos por um conglomerado vermelho de litofácies Gh/Gt incipiente, com clastos de dimensão até 10 cm. Provável acreção de barra arenosa, com sobreposição de fluxo de maior energia.

- **SV2:** Águas Vivas, corte com 10x2 metros. Conglomerado com calhaus de quartzo (60%), quartzito, lidito, raros filitos e granito raro muito alterado, até 20 cm de dimensão. O conglomerado é cortado por canal N-S, com preenchimento areno-argiloso com pequenos calhaus na base.

- **SV8:** Palaçoulo. Brecha compacta de xisto borra de vinho, sobre substrato da mesma litologia.

- Sondagem 54 (720 -715 metros) (fig. 2.9):

Sobre o substrato de xisto, depósito pouco espesso, argiloso, com alguns clastos até 4 cm de dimensão, de quartzo e lidito subrolados.

- **SV4:** corte com 25x1.5 metros, entre Prado Gatão e Sendim. Na base, nível argiloso cortado por canal arenoso, por sua vez ravinado por um canal de enchimento conglomerático fino, com

clastos até 4 cm de dimensão e com estratificação cruzada incipiente. Define-se no canal arenoso uma paleocorrente orientada para N270°.

- **SV5:** 600 metros a sul de SV4; corte com cerca de 2 metros de um nível de areia grosseira com matriz argilosa, de aspecto maciço, subjacente a nível pouco espesso de conglomerado avermelhado, de lífácies Gh e clastos até 5 cm de dimensão.

- **SV6:** corte com 1.5 m, próximo do v.g. Malhada;

Conglomerado vermelho, fácies Gh, de matriz arenosa, com pequenos clastos até 12 cm de dimensão máxima, predominantemente de quartzo.

- **SV3:** a sul de Águas Vivas, corte com 40x3 metros. Observa-se o preenchimento de canais areno-conglomeráticos, com fácies Gt e St; paleocorrente orientada para N110°. Clastos rolados, predominantemente de quartzo e matriz arenosa.

- Sendim (Formação de Bragança) (Quadro 2.3)

Nesta região encontra-se particularmente bem representado o Membro de Castro da Formação de Bragança, com larga predominância de sedimentação fina em alguns locais, como traduz a sondagem 56.

- Sondagem 515 (722 - 660 metros, não atingiu substrato) (fig. 2.12)

Na base um leito conglomerático, com quartzo e quartzito e matriz areno-argilosa, a que se sobrepõe um leito sino-argilosa com lenticulas de calhaus até 6 cm, de cor castanha. Novo nível conglomerático de matriz argilosa castanha, sobreposto por cerca de 20 metros de sedimentos predominantemente lutíticos, de cor cinzenta--acastanhada, com alguns carbonatos; intercalam-se leitos areno-conglomeráticos. No topo, nível avermelhado com calhaus subrolados de quartzo, quartzitos e liditos até 4 cm.

- Sondagem S16 (711 - 669 metros) (fig. 2.12)

Sobre o granito muito alterado, 3 metros de conglomerado com clastos rolados de quartzo, quartzito e lidito, em matriz arenosa. Sobrepõem-se 39 metros de sedimentos finos, essencialmente uma mistura de areia fina, silte e argila de cores cinzenta e castanha.

Para SE, em direção a Picote, o depósito é superficial, essencialmente argiloso, com nível conglomerático no topo, de clastos de quartzo, quartzito e quartzolidito, medianamente rolados, até 20 cm.

- Sondagem S5 (697 - 693 metros) (fig. 2.9)

Sobre o xisto, 4 metros de depósito argilo-arenosos com clastos de quartzo e quartzito até 6 cm, subrolados. Cinzento na base, castanho-avermelhado para o topo.

- Sondagem S17 (721 - 705 metros) (fig. 2.12)

Conglomerado com clastos de quartzo, quartzito e lidito, medianamente rolados até 10 cm, em matriz predominantemente silto-argilosa castanha.

- Sondagem S2 (723 - 701 metros, não atingiu o substrato) (fig. 2.9)

Conglomerado de clastos de quartzo, subrolados a rolados, com matriz castanha, essencialmente arenosa e com feldspatos. Lenticulas argilosas encontram-se intercaladas.

- **SD1:** exploração de argila da Cerâmica do Planalto, estação de Sendim (fig. 2.12; fotos 2J e 2.3). Exposição de 17 metros de depósito, com acesso aos 12 metros superiores. Estão representados os dois membros da Formação de Bragança. Do inferior observa-se um enchimento fino, castanho e cinzento, com mistura de areia fina, silte e argila; nível arenoso intermédio, com 4 metros de espessura. Este enchimento está cortado por canais areno-conglomeráticos de 2 a 10 metros de extensão, nos quais se definem paleocorrentes para N300°, N210° e N270°. Observam-se abundantes concentrações de Mn patinando os clastos no enchimento dos canais e em manchas nos níveis areno-argilosos.

O Membro de Atalaia está representado por um conglomerado maciço, de cor vermelha e com traços de hidromorfismo, tem uma espessura entre 1 e 2.5 metros e é ravinante sobre a sequência inferior. Os calhaus são rolados, de quartzo, quartzito, quartzolidito e filito; são, na sua constituição e forma, semelhantes aos que preenchem os sulcos da sequência inferior.

- **SD2:** Sendim. Perfil com 4 metros, essencialmente constituído por níveis arenosos grosseiros e níveis de conglomerados finos, vermelhos, de calhaus de quartzo, quartzito, quartzolidito e raros filitos quartzosos, com a dimensão máxima de 4 cm. Estrutura de tendência maciça, com níveis de estratificação planar e cruzada incipientes.

Atenor - Teixeira (conglomerados de Atenor, Formação de Bragança) (Quadro 2.3)

Tal como para os conglomerados de Pinelo, os conglomerados de Atenor diferenciam-se pela predominância de litofácies grosseiras e uma alimentação local, neste caso a NW, definida pelas paleocorrentes em AT3 e pela maior abundância de clastos de metasedimentos, relativamente ao enchimento que se situa entre Silva e Sendim. Assentes sobre o substrato, ou próximo dele, em situação de preenchimento de um paleovale, admite-se que constituam a base da Formação de Bragança.

Da base para o topo:

- **AT1:** corte com 50x4 5 metros, entre Atenor e Teixeira.

Conglomerado avermelhado grosseiro, com seixos até 20 cm; litofácies Gh preenchendo canal no substrato, com nível fino argiloso no centro.

Clastos rolados de quartzo, quartzito, quartzolidito e alguns xistos alterados, e clastos de granito completamente alterado, de grão médio-grosso, até 20 cm de dimensão.

- **AT2:** Atenor. Cone com 4 metros de um nível conglomerático vermelho. Litofácies Gh, com calhaus, até 20 cm de dimensão, de quartzo, dominantes sobre quartzito, quartzoliditos e filitos.

Nível descontínuo de argila vermelha, no seio da qual ocorrem cristais euédricos centimétricos de andaluzite.

O depósito está embutido no substrato, preenchendo um paleovale. A ocorrência dos cristais euédricos de andaluzite parece indicar a incorporação de blocos deslocados da vertente e alterados após a sua imobilização no seio do depósito.

- Sondagem S3 (690 - 669 metros) (fig. 2.9)

Predomínio de conglomerados, na base com calhaus de fílitos e pouco quartzo dispersos em abundante matriz argilosa castanha. No nível intermédio predominam os clastos de quartzo sobre fílitos, quartzitos e lilitos, em matriz argilosa cinzenta com feldspatos. No topo a matriz é mais arenosa e avermelhada, com pequenos calhaus de quartzo medianamente rolados. Lenticulas de sedimentos finos intercaladas nos níveis conglomeráticos. A abundância de fílitos salienta a particularidade da fonte de alimentação.

- AT3: corte com 50x5 metros, a norte de Atenor.

Na base um enchimento argiloso cinzento, cortado por canais areno-conglomeráticos, com predomínio de litofácies Gt e St; paleocorrentes para N140°. Para o topo define-se sulco com preenchimento de finos (Fm); sobrepõe-se um nível com litofácies Gh. Calhaus predominantemente de quartzo medianamente rolados, com quartzitos, quartzoliditos e fílitos, em matriz feldspática.

- Na região de Sanhoane

A Formação de Aveleda está representada por depósito muito superficial, constituído por calhaus de quartzo anguloso em matriz abundante silto-argilosa, castanho-avermelhada. Material revelando transporte curto ou quase nulo.

-Sondagem S1 (Sanhoane) (765 - 762m) (fig. 2.9)

Matriz silto-argilosa ocre abundante, com calhaus subangulosos de quartzo, até 4 cm de dimensão. Para o topo adquire cor avermelhada.

1.2.2. Caracterização e interpretação sedimentológica

1.2.2.1. Formação de Bragança no Planalto Mirandês

A norte, na região de Pinelo e a sul, na região de Atenor, definem-se dois eixos de drenagem, correspondentes a dois paleocanais (Cgl de Pinelo e Cgl de Atenor). Estão aí representados o nível inferior do enchimento, numa fase de escorrência caracterizada por fluxos de alta energia e deposição no leito, drenando para depressões mais largas, nomeadamente as paleodepressões de Vimioso, Silva e Sendim. A fracção grosseira e a quantificação da mineralogia dos depósitos em várias posições, em particular a frequência de feldspatos e os minerais pesados, revelam a contribuição de diferentes fontes, admitido-se para além dos eixos NW-SE de Pinelo e Atenor, uma contribuição, ainda que pouco significativa, dos granitos situados a leste (fig. 2.1; Quadros 2.1 a 2.3).

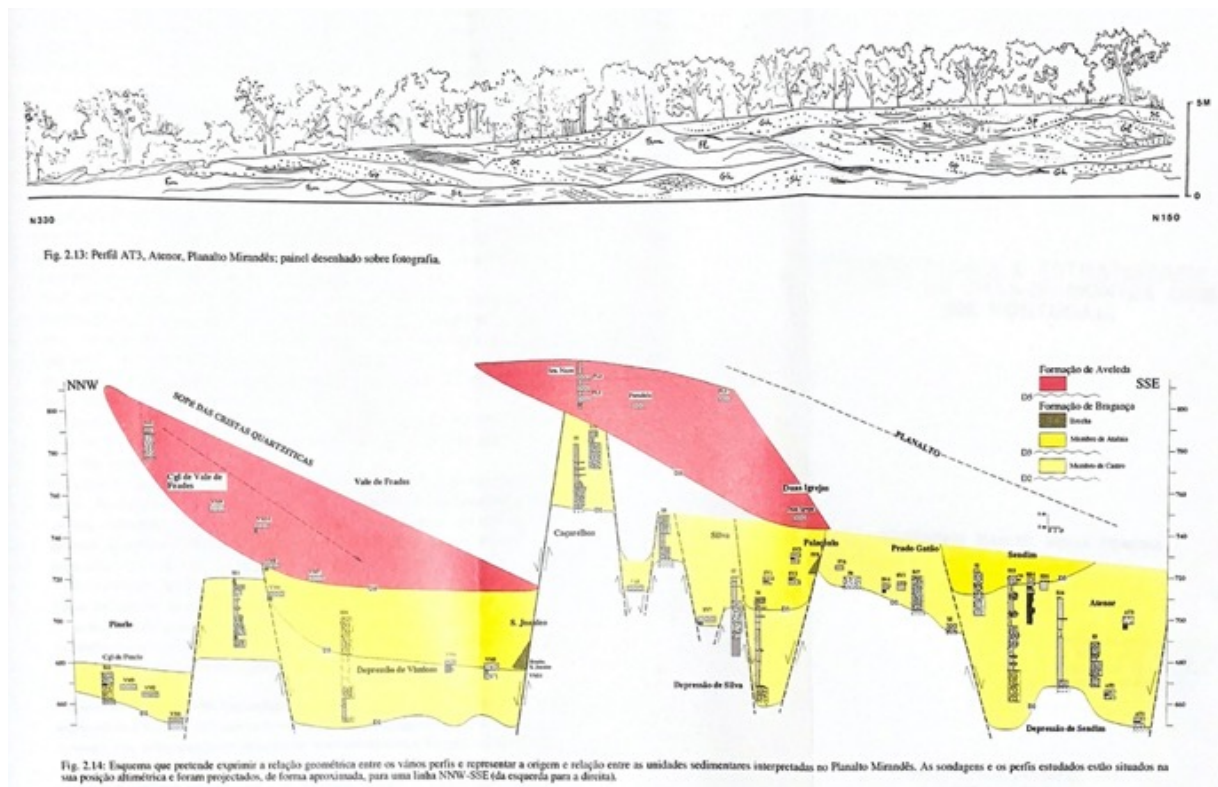
Os **Conglomerados de Pinelo** ocupam uma posição na base da Formação de Bragança; predominam as litofácies conglomeráticas, constituídas a partir de um regime fluvial com origem a NW (Quadro 2.1, fig. 2.14).

Os sedimentos são maioritariamente conglomeráticos grosseiros, com clastos até 50 cm de dimensão. As litofácies variam entre Gh e Gmm, com lenticulas lutíticas intercaladas. A matriz dos conglomerados é predominantemente constituída por pequenos seixos e areia. São sedimentos extremamente mal calibrados e distribuição assimétrica muito positiva e platicúrtica

a muito platicúrtica. Os seixos são predominantemente de quartzo e quartzoliditos, com alguns quartzitos e raros filitos. O índice de desgaste dos calhaus de quartzo varia entre 123 e 170. A fracção arenosa caracteriza-se por grãos predominantemente de quartzo anguloso a subanguloso, com cerca de 10% de fragmentos de metasedimentos; a subfracção pesada é constituída essencialmente por andaluzite, algum rútilo e zircão e frequência reduzida de epídoto, distena e turmalina.

Estes sedimentos são predominantemente caulíníticos. As lenticulas lutíticas revelam maior frequência de illite; vermiculite e interestratificados illite-vermiculite estão geralmente presentes bem como goethite.

Na **paleodepressão de Vimioso** (Quadro 2.1, fig. 2.8), os níveis que possibilitaram amostragem nas sondagens são essencialmente níveis lutíticos do Membro de Castro, com predomínio da fracção argilosa. Os conglomerados têm uma matriz constituída essencialmente por pequenos seixos e areia. Os sedimentos são muito fracamente a extremamente mal calibrados, com curva de distribuição geralmente platicúrtica ou mesocúrtica.



Na depressão de Vimioso identificam-se sedimentos com origem a NW, semelhantes aos assinalados em Pinelo, bem como sedimentos com origem a NE, representados principalmente para o topo da unidade (em VM6 e SI!). A granulometria das amostras de S10 e S11 sugere o empilhamento de várias sequências básicas positivas (Quadro 2.1).

Na sequência da base estão representados sedimentos semelhantes aos Cgl de Pinelo, provavelmente transportados em fluxo de forte dinâmica fluvial.

Nas sequências intermédias predominam níveis conglomeráticos semelhantes aos da base e níveis lutíticos muito fracamente calibrados, constituídos por partículas quartzosas e esmectite dominando a fracção mais fina.

Para o topo, os clastos denunciam um transporte mais curto. A composição da fracção grosseira traduz esta variação, com uma mistura de clastos rolados predominantemente de quartzo, quartzito e quartzolidito, com clastos subrolados e subangulosos de quartzo, quartzito e filitos. A fracção arenosa apresenta uma maior frequência de fragmentos metasedimentares. A mistura de clastos de origem distinta é evidência no perfil VM5: predominam as partículas roladas com origem a NW, identificada pela presença dos liditos do Silúrico; alguns clastos de xistos do Ordovícico e de granito de origem próxima, foram incorporados numa corrente de características fluviais, dirigida para SE. A mineralogia das argilas revela o predomínio de caulinite, em particular nos níveis mais grosseiros da base e do topo; a esmectite é largamente dominante nos níveis intermédios.

Na **mancha sedimentar de Caçarelhos** (Quadro 2.2, fig. 2.8 e 2.14) está provavelmente representado o Membro de Castro, constituído pelo nível conglomerático da base, sobre o substrato, e os sedimentos predominantemente finos sobrejacentes. O conglomerado da base, grosseiro, com clastos particularmente bem rolados e com caulinite predominante, e os níveis lutíticos, esmectíticos e de cor clara, mantêm as características descritas noutros locais. Os sedimentos revelam uma origem a NW, com contribuição dos granitos que constituem o substrato. A constituição do depósito e a forma como se encontra encaixado no substrato, com limites bem definidos segundo N-S, sugerem tratar-se de um canal inicialmente ligado à depressão de Vimioso.

A diferença de cerca de 90 metros, entre a posição dos sedimentos de Caçarelhos e os da mesma unidade que preenchem as paleodepressões de Vimioso, Silva e Sendim, evidencia um apreciável deslocamento tectónico. A sobreposição do Membro de Atalaia, conglomerático, com ravinamento sobre o Membro de Castro, observado na depressão de Sendim e evidenciada pelas características granulométricas em toda a região, interpreta-se na sequência de uma ruptura tectónica (descontinuidade D3). Os fluxos grosseiros do membro superior instalam-se assim nas áreas subsidentes, permanecendo testemunhos do membro inferior expostos em zonas marginais elevados, situação que se supõe representada em Caçarelhos.

Na **depressão de Silva** (Quadro 2.2, fig. 2.8 e 2.14) o enchimento da base é constituído por um conglomerado grosseiro, com clastos de quartzo rolado e matriz predominantemente arenosa. A fracção argilosa é essencialmente caulinítica, com alguma ilite e vestígios de vermiculite e interestratificados não expansivos; este nível assemelha-se à fácies de Pinelo, pelo que se admite a representação do Membro de Castro.

O enchimento posterior da depressão é constituído por cerca de 50 metros de sedimentos predominantemente silto-argilosos, muito fracamente a extremamente mal calibrados (topo do Membro de Castro).

A carbonatação do depósito nas imediações de Silva, assinalada nas sondagens S6 e S7, deve-se à presença imediatamente a NW dos calcários cristalinos de S. Adrião (fig. 2.1). Este episódio, ou episódio anterior semelhante, atingiu o substrato xistoso, com formação de um calcreto que se assinalará também em Limãos, na região de Macedo de Cavaleiros. A presença

de paligorskite, quer nos depósitos amostrados pela sondagem S7 quer pela sondagem S 17, um pouco a sul, é de difícil interpretação, devido ao carácter ocasional da ocorrência. Admite-se como possível a sua herança de alterações paleogénicas locais, do tipo calcreto, como a que se assinala na base da sondagem S7, sob os depósitos. A hipótese de neoformação da paligorskite nesses depósitos, representaria ou a presença de sedimentos paleogénicos, ou uma má drenagem, com condições ambientais propícias à sua neoformação (Cap. III).

Nos níveis conglomeráticos do topo do enchimento, atribuíveis ao Membro de Atalaia, com predomínio de litofácies Gh, os clastos revelam alguma variação nas fontes alimentadoras, sendo notada a participação dos granitos que afloram a norte e a leste; a presença de quartzoliditos e de Mitos assinala alimentação do quadrante oeste.

A confluência de fluxos distintos para esta depressão também é assinalada pela variação da composição da fracção arenosa; é variável a frequência de feldspatos, bem como a composição de minerais pesados, sendo saliente a presença significativa de epídoto e granada.

A esmectite é largamente dominante na fracção argilosa, assinalando-se a ocorrência de paligorskite associada a carbonatos na sondagem S7.

Na Depressão de Sendim:

A base do Membro de Castro está representada pelos conglomerados observados em Menor (Quadro 2.3, fig. 2.8) e que preenchem um paleocanal orientado segundo NW-SE, entre Teixeira, Atenor e Sendim. Predominam as litofácies Gh, com clastos até 20 cm de dimensão, definindo-se um fluxo de alta energia, como no caso do Cgl de Pinelo. Para o topo, o perfil AT3 evidencia, para o Membro de Castro, a sobreposição de fluxos canalizados, de tendência granodecrescente e elementos de acreção lateral (fig. 2.13). Os clastos são predominantemente de quartzo, também com quartzitos, quartzoliditos e filitos. O índice de desgaste médio é de 147. A matriz dos conglomerados é predominantemente arenosa (*msG*). A distribuição granulométrica é muito fracamente a extremamente mal calibrada e a forma da curva de distribuição é variável entre uma assimetria muito positiva a simétrica e o índice de angulosidade gráfica de platicúrtica a muito leptocúrtica.

A fracção arenosa é predominantemente quartzosa, com mistura de grão angulosos a subrolados e frequência menor de fragmentos de rocha e feldspatos. Na fracção <2p.m a esmectite é predominante, embora com aumento de caulinite no topo.

Na depressão de Sendim (Quadro 2.3, fig. 2.8 e 2.14) confluem o paleocanal de Atenor e um paleocanal aproximadamente N-S, evidenciado na carta de paleorelevo (fig. 2.7) e cujo enchimento estará possivelmente representado na sondagem S 15. Esta sondagem evidencia a alternância de leitos conglomeráticos com leitos lutíticos, nos quais se assinalam alguns carbonatos.

A sondagem S16 representa uma situação de quase ausência de fácies conglomeráticas, sendo o enchimento essencialmente fino ao longo de 40 metros de espessura. O corte dos níveis lutíticos por canais areno-conglomeráticos é descrito no perfil SD1 e canais semelhantes estão presentes ao longo das sondagens.

Os níveis conglomeráticos apresentam características sedimentológicas semelhantes aos depósitos da base (Cgl de Menor) e revelam variações na composição dos sedimentos, traduzindo a coexistência de fluxos de orientação distinta, drenando para esta bacia. São conglomerados extremamente mal calibrados, com composição e granulometria da matriz variando localmente.

Os níveis lutíticos caracterizam-se em geral como muito fracamente calibrados, com curva de distribuição platicúrtica a mesocúrtica. O canal areno-conglomerático representado no perfil SD1, revela sedimentos moderadamente a fracamente calibrados, uma calibragem que pela ausência de fracção fina, é relativamente superior aos restantes depósitos.

Na fracção <2µm a esmectite é largamente dominante e a paligorskite é assinalada num nível de sondagem (S 17); calcite pouco abundante está presente em alguns níveis.

Com base nos dados disponíveis, interpreta-se o enchimento da depressão de Sendim como constituído pela sucessão de episódios fluviais, com sedimentação areno-conglomerática nos canais e sedimentação fina nas zonas marginais (fig. 2.14). Os canais parecem suceder-se verticalmente, associados nomeadamente a um canal principal com baixa sinuosidade, orientado NW-SE (Teixeira-Atenor-Sendim) e um outro aproximadamente N-S. Na base do perfil AT3 (fig. 2.13) interpreta-se a migração lateral de um canal, com tendência granodecrescente e para o topo a sucessão de pequenos canais entrecortados. Em SD2 está representada a acreção lateral de uma barra transversal e em SD1 está representada uma zona de planície aluvial, com deposição de finos maciços, cortados por canais arenosos (fig. 2.12; fotos 2.2 e 2.3). A caracterização granulométrica das sondagens e a análise das estruturas sedimentares observáveis em alguns perfis, indicam elementos arquitecturais do tipo CH, LA e FF. Interpreta-se um regime fluvial intermitente, com fases de maior energia às quais se seguem geralmente fases de perda de poder de transporte. Admitem-se condições intercalares de exposição subaérea, com efeito na rubefacção e deposição de óxidos de Mn.

Culminando aquele enchimento (Membro de Castro) ocorre um episódio grosseiro, com predomínio de litofácies Gh e Gt incipientes (Membro de Atalaia). É ravinante sobre a sequência anterior e revela rubefacção e posterior hidromorfismo. A rubefacção, semelhante à que caracteriza a Formação de Aveleda, poderia ser interpretada como uma situação mais distal desta formação. Contudo, a natureza petrográfica, bem como forma e dimensão dos clastos, são idênticos ao Membro de Castro (Quadro 2.3). O predomínio de esmectite na fracção argilosa torna-se menos evidente, acompanhado pelo aumento relativo da frequência de caulinite. Contudo, como será interpretado no Capítulo III, este facto deve-se supostamente à degradação da esmectite, por efeito da sobreposição da alteração reconhecida na Formação de Aveleda.

O modelo indicado para a depressão de Sendim caracteriza as condições que se supõem extensíveis às depressões de Vimioso e de Silva (fig. 2.14). Na zona de Caçarelhos, num canal N-S, deverá estar representada a ligação entre as depressões de Vimioso e de Silva, na primeira fase do enchimento.

A depressão de Silva corresponde fundamentalmente a um canal NNW-SSE, sem que se disponha de amostragem profunda dos materiais que o preenchem (fig. 2.14). As sondagens (S6 e S7) situam-se em zonas marginais e como tal penetraram uma larga predominância de

finos de inundação, em situação semelhante à descrita em Sendim. Superficialmente os pequenos cortes disponíveis, que revelam largas estruturas de canal (até 30 metros de largura) com preenchimento areno-conglomerático e leitos lutíticos intercalados, suportam o modelo sugerido anteriormente.

De acordo com os dados disponíveis admite-se um modelo fluvial com leito encaixado, de baixa sinuosidade e elevada energia (aproximação ao modelo C, de rio encaixado entrançado em cascalho de Miall, 1996). No sector entre Vimioso e Sendim, as condições evoluem posteriormente para o desenvolvimento de uma planície aluvial, cortada por fluxos canalizados areno-conglomeráticos. A sobreposição do Membro de Atalaia, conglomerático e ravinante, mas mantendo as restantes características sedimentológicas, deverá relacionar-se com a fase tectónica que deslocou o enchimento prévio (fig. 2.15).

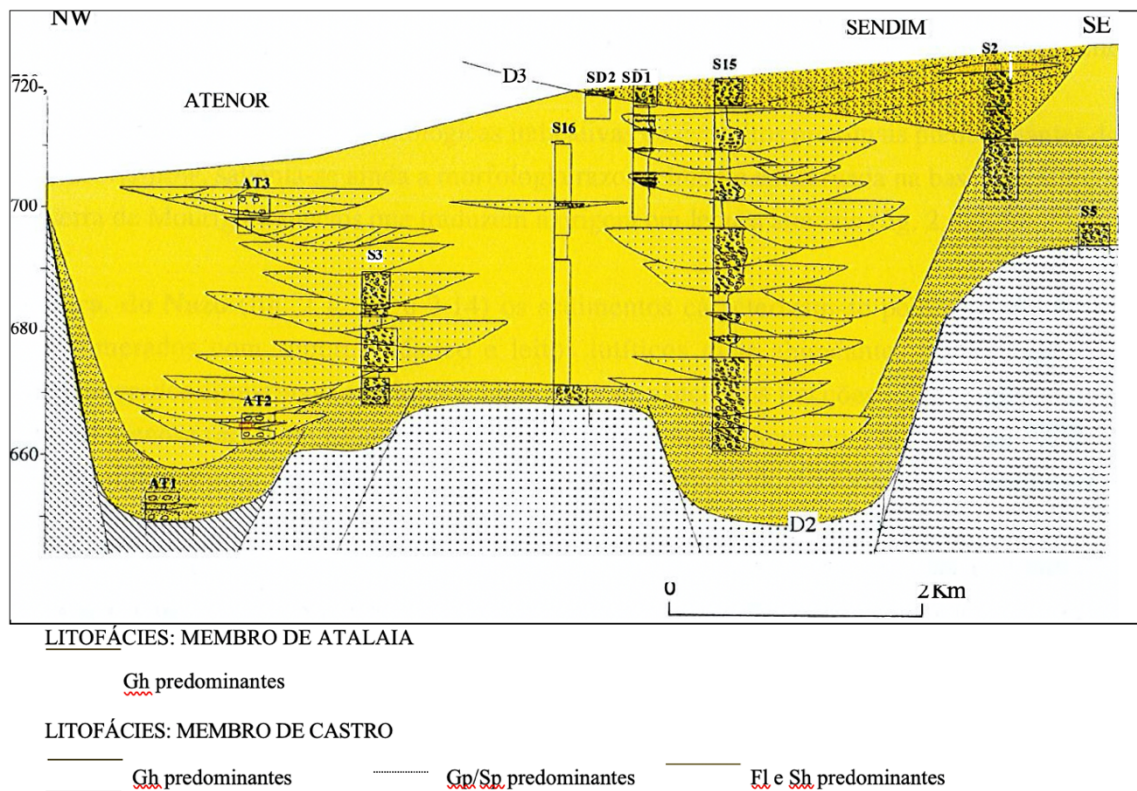


Fig. 2.15: Modelo proposto para o enchimento da paleodepressão de Sendim (Formação de Bragança), extensível às paleodepressões de Vimioso e Silva.

O Membro de Castro é constituído por um enchimento conglomerático grosseiro de fundo, por vezes preenchendo paleovales definidos no substrato. O enchimento posterior caracteriza-se pelo predomínio da deposição de finos. As secções verticais apresentam largo predomínio de sedimentos grosseiros e em alguns perfis observam-se estruturas canalizadas, migração de canais e barras areno-conglomeráticas. Admite-se o encaixe de um canal principal no bloco subsidente e uma planície aluvial marginal. No topo, sobrepõe-se um fluxo conglomerático de elevada energia (Membro de Atalaia), em resposta a uma ruptura tectónica.

1.2.2.2. Formação de Aveleda no Planalto Mirandês

Nos **conglomerados de Vale de Frades**, são predominantes as litofácies Gh e Gmm e alguns níveis lutíticos descontínuos intercalados. Os clastos de quartzo e quartzito têm desgaste muito reduzido a norte; para sul, aos elementos quartzosos com desgaste ligeiramente acrescido, juntam-se um número significativo de filitos na fracção grosseira. Esta tendência caracteriza

também a fracção arenosa com predomínio de grãos de quartzo poligranular, essencialmente angulosos a subangulosos a montante e predomínio de grãos de fragmentos de xisto mais a jusante. Esta variação na composição dos sedimentos acompanha a natureza litológica do substrato. Na fracção arenosa pesada predominam os opacos e a andaluzite sobre □ zircão.

Na fracção argilosa caulinite ou caulinite+ilite são largamente predominante; a vermiculite e interestratificados expansíveis e não expansíveis são vestigiais. A goethite é relativamente abundante.

A par das características sedimentológicas indicativas de depósitos proximais predominantes do tipo debris-flow, salienta-se ainda a morfologia razoavelmente conservada na base dos relevos da serra de Mourigo, aspectos que traduzem a origem em leques aluviais (fig. 2.1, 2.5 e 2.14).

Na **Sra. do Nazo** (fig. 2.1, 2.5 e 2.14) os sedimentos caracterizam-se pelo predomínio de conglomerados com suporte clástico e leitos lutíticos mais abundantes para o topo. Os conglomerados apresentam geralmente larga predominância das fracções silte e argila sobre a fracção arenosa (mG). Os calhaus não ultrapassam 15 cm de dimensão. As partículas lutíticas são dominantes quer nos níveis finos quer na matriz dos conglomerados, extremamente mal calibrados.

Na Sra. do Nazo os clastos evidenciam características mais distais do que em Vale de Frades. A presença de quartzoliditos indica que a área fonte se situa a norte da crista ordovícica da serra do Mourigo, com acréscimo de litologias do Silúrico. Os clastos apresentam também desgaste superior relativamente ao caso anterior. A forte influência do substrato granítico sobre o qual assenta este depósito é revelada pela frequência de feldspatos, embora alterados, na fracção arenosa. Esta fácies é predominantemente caulinítica, com ilite, goethite e vestígios de interestratificados expansivos.

2. A DEPRESSÃO DE MIRANDELA

2.1. GEOMORFOLOGIA

Os rios Rabaçal e Tuela, poucos quilómetros a jusante das suas nascentes em território espanhol, apresentam já um leito encaixado nos terrenos montanhosos fronteiriços (fig. 1.3). Com percursos paralelos e caudais semelhantes, abandonam os seus vales encaixados cerca de 30 km para sul, ao penetrarem numa larga depressão com cerca de 20 Km de largura (fig. 1.2). À priori, não seria evidente a origem tectónica desta depressão, que poderia resultar simplesmente da erosão lateral provocada pelos dois rios circulando num corredor NNE-SSW. Contudo, tem sido referida a sua natureza neotectónica (Cabral et al., 1983; Cabral, 1985; 1986). A movimentação tectónica afecta também os depósitos que a preenchem e a configuração em graben, definida por blocos limitados por falhas NNE-SSW, sugere que os rios drenaram uma bacia pré-existente. A depressão estrutura-se fundamentalmente a partir de uma falha principal N-S, no sector Torre de D. Chama-Carvalhais-Mirandela (fig. 2.16). Falhas subparalelas situadas para leste, limitam blocos escalonados a altitudes diversas, até ao nível da superfície fundamental transmontana, situada entre os 700 e os 800 metros. Mais para leste, define-se a depressão de Macedo de Cavaleiros, cujo nível de base se situa cerca de 300 metros acima do nível de base da depressão de Mirandela. O carácter activo da falha de Mirandela é evidenciado pela sua sismicidade, de que é exemplo o sismo de 1958 com epicentro situado entre Romeu e Mascarenhas e intensidade V da escala de Mercalli-Sieberg (Cabral, 1985).

Para oeste da falha principal, define-se uma superfície basculada no sentido do centro da depressão. Este bloco mergulha para leste, onde está limitado pela escarpa de falha de Mirandela (Cabral et al., 1983). A superfície suporta um estreito nível de sedimentos provenientes da erosão dos relevos da serra de S. Comba - depósitos de Sucções (fig. 2.16). Outros relevos de menor expressão e situados a norte (Rio Torto), alimentaram uma pequena mancha independente das anteriores. A serra de S. Comba, que se eleva um pouco acima dos 1000 metros, constitui um relevo residual quartzítico, sendo evidente a actual fase de regularização do seu perfil, com acumulação na vertente sul, de um depósito recente, conglomerático, de matriz essencialmente siltosa e íltica. Os quartzitos que constituem este relevo têm continuidade para NW, até à serra da Padreia. O maciço granítico que constitui o sector norte desta serra, prolonga-se para leste até Valpaços e Torre de D. Chama. É neste sector, em pleno substrato granítico, que os rios Rabaçal e Tuela perdem o seu carácter encaixado. Para jusante, cortam uma banda de rochas quartzíticas, ao longo de uma rede de fracturas ortogonais (fig. 2.16).

O rio Tua tem origem na confluência do Rabaçal e do Tuela, 2 Km a norte de Mirandela. De entre os seus afluentes, salienta-se a ribeira de Carvalhais com origem no flanco sul da Serra da Nogueira. Após atravessar o maciço granítico de Romeu, instala-se, no seu sector final, sobre a falha de Mirandela (fig. 2.16).

O abatimento da depressão em cerca de 300 metros, é também evidenciado pela posição das bandas quartzíticas relativamente às mesmas litologias situadas a oeste (fig. 2.17). O rio Tua, que percorre cerca de 40 Km até atingir o rio Douro, volta a evidenciar um vale encarnado já próximo da sua foz, a partir do ponto de estrangulamento ou fecho da depressão.

A principal acumulação de sedimentos situa-se no centro da depressão, a norte de Mirandela, junto à confluência dos rios Rabaçal e Tuela e um pouco mais a norte no interflúvio definido entre o Tuela e a ribeira de Carvalhais.

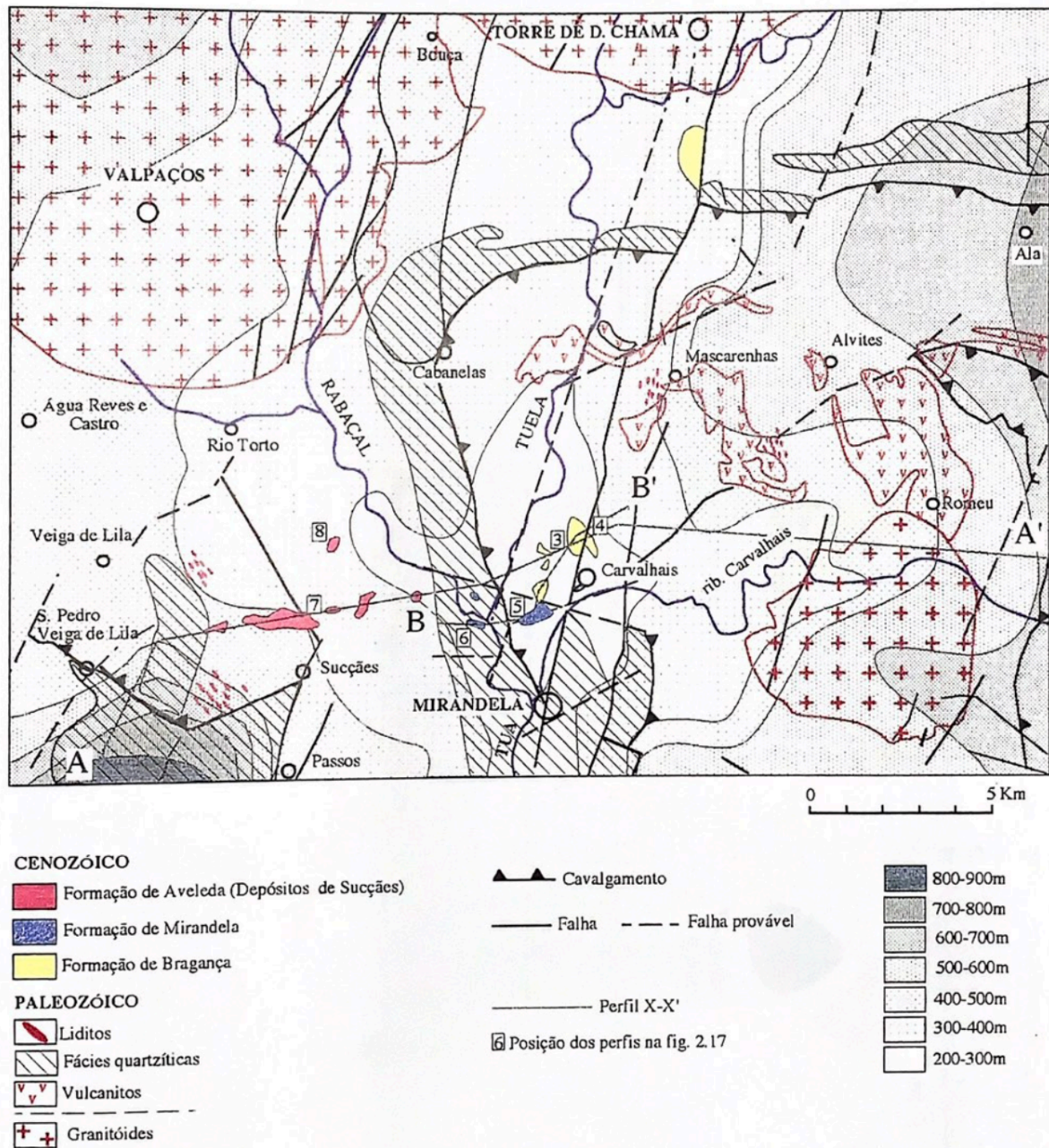


Fig. 2.16: Mapa esquemático da região de Mirandela (modificado de Ribeiro, 1974). A depressão resulta do abatimento de blocos tectónicos limitados por falhas de orientação aproximada NNE-SSW, com mergulho do bloco a oeste da falha de Mirandela.

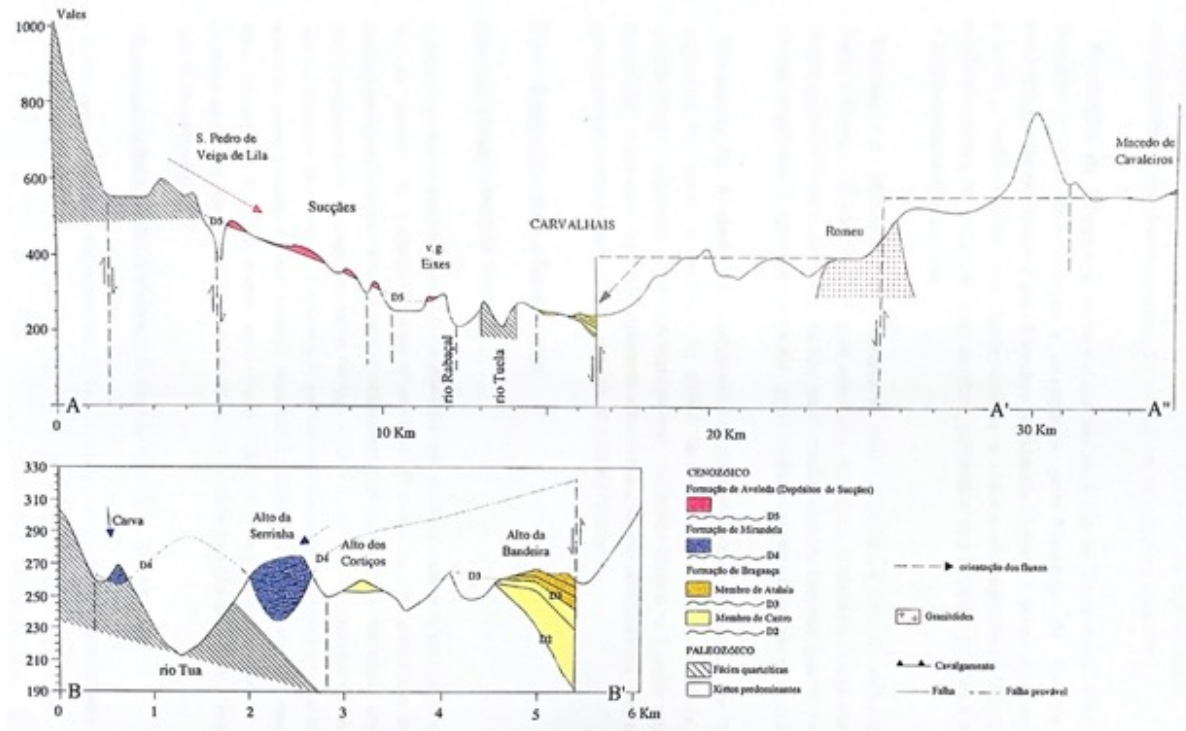


Fig. 2. 17: Perfis AA' e BB' assinalados na figura 2.16 O perfil AA' salienta a forma assimétrica da depressão de Mirandela, com blocos abatidos a leste e uma superfície a oeste mergulhando para a falha de Mirandela; representam-se as Formações de Bragança e de Aveleda (depósitos de Sucções); a leste observa-se a posição mais elevada dos depósitos da Formação de Bragança da região de Macedo de Cavaleiros. O perfil BB' representa a Formação de Bragança, basculada e limitada pela falha de Mirandela e a Formação de Mirandela no centro da depressão.

2.2. SEDIMENTOLOGIA

Na depressão de Mirandela os depósitos cenozóicos têm escassa representação. Com base nas suas características sedimentológicas, diferenciam-se as seguintes unidades:

Formação de Bragança, representada nas manchas de Torre de D. Chama, Alto da Bandeira e Alto dos Cortiços e constituída pelo Membro de Castro (inferior), predominantemente lutítico e pelo Membro de Atalaia (superior), aceno-conglomerático, com estruturas sedimentares bem desenvolvidas e clastos subangulosos; formação de cor predominantemente vermelha, com carácter polimítico nas fracções grosseira e arenosa e esmectítica na fracção argilosa

Formação de Mirandela, representada no Alto da Serrinha e junto à confluência dos rios Tuela e Rabaçal. É uma unidade com espessura superior a 30 metros, conglomerática, com clastos quartzosos medianamente rolados; matriz essencialmente arenosa, quartzo-feldspática de cor esbranquiçada ou ligeiramente rosada; quase exclusivamente caulínica na fracção argilosa.

Formação de Aveleda provavelmente representada pelos depósitos de Sucções; os depósitos são pouco espessos e de difícil caracterização; conglomeráticos, castanho-avermelhados, quartzosos e predominantemente caulínico-iliticos na fracção argilosa; a sua disposição, sobre uma superfície aplanada e basculada, sugere semelhanças com os depósitos que constituem esta unidade noutras regiões de Trás-os-Montes.

2.2.1. Descrição dos afloramentos

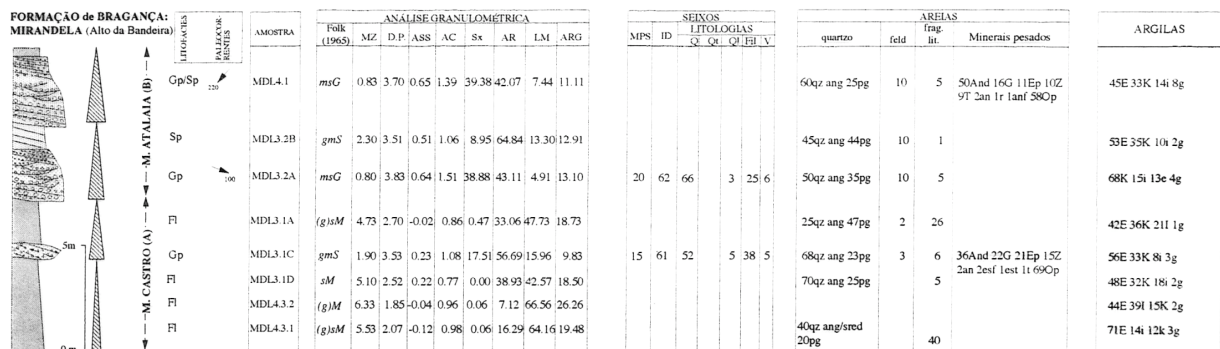
Torre de D. Chama (Formação de Bragança)

O depósito preenche uma irregularidade do substrato, pelo que se admite tratar-se de um vestígio de um nível de base da Formação de Bragança. Estimam-se cerca de 20 metros de uma acumulação de sedimentos predominantemente lutíticos e arenosos finos esbranquiçados, com má exposição. Intercalados, ocorrem estreitos níveis conglomeráticos de pequenos clastos. No topo observa-se um nível conglomerático médio a fino, com cerca de 2 metros de espessura. É constituído por clastos subangulosos essencialmente de filitos e filitos quartzosos pouco alterados e alguns quartzos, numa matriz avermelhada arena-argilosa. À superfície ocorrem blocos de quartzo até 80 cm de dimensão, supostamente vestígios de níveis superiores erodidos.

Os planos de estratificação inclinam 15° para N120°. A leste, o limite rectilíneo do depósito, é estabelecido pela falha de Mirandela (fig. 2.16).

Alto da Bandeira (MDL3 e MDL4) (Formação de Bragança) (fig.2.17 a 2.20; Quadro 2.4)

O perfil executado resulta de dois cortes MDL3 e MDL4, efectuados para a exploração do depósito, com vista ao fabrico de tijolo (fig. 2.18).



Quadro 2.4: Perfil estratigráfico da Formação de Bragança em Mirandela e respectiva caracterização composicional e granulométrica.

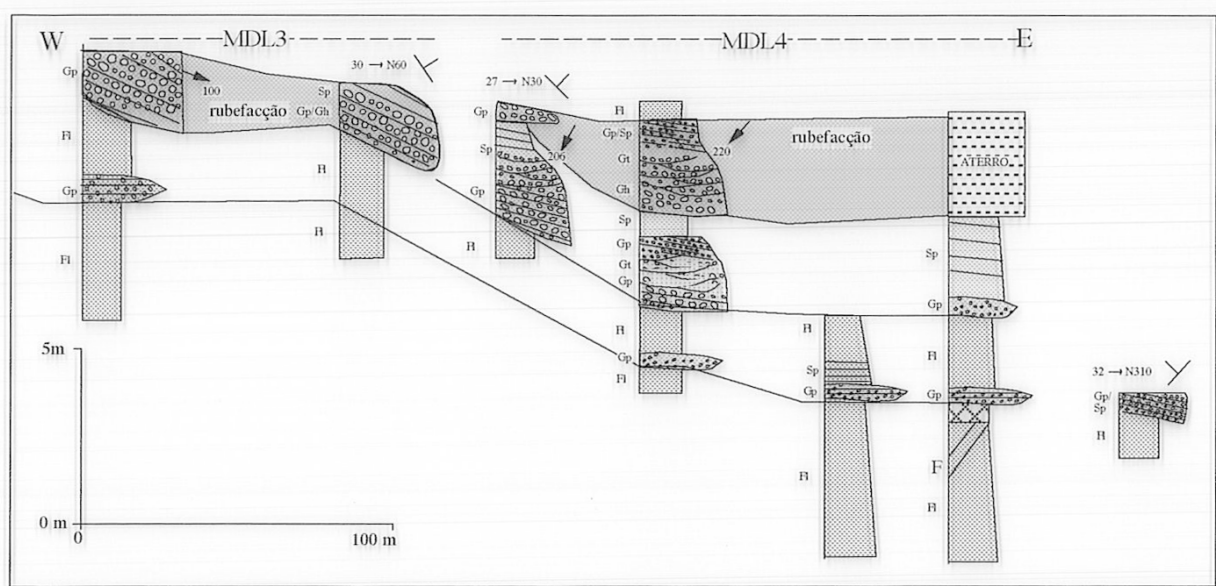


Fig.2.18: Perfil "Alto da Bandeira", Carvalhais, Miranda (Formação de Bragança).

FORMAÇÃO DE AVELEDA: Depósitos de Suspiros (Mirandela)		ANÁLISE GRANULOMÉTRICA										SEMIQUANTITATIVAS				ABELAS				ARGILAS	
LITOTIPO	AMOSTRA	PROB (1960)	ME	D.P.	AS	NC	SK	AR	LM	ABG		SPS	SD	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q
MDL7																					
Gh	MDL7.2	naG	1.23	3.85	0.25	0.80	27.25	35.07	11.40	16.19		30	99	78	5	12	5	95sq	ang	ang	5
Fi	MDL7.1	gmF	3.60	4.21	-0.18	0.75	15.85	36.73	35.37	22.04								80sq	ang	1.5sq	1
MDL8																					
Gh	MDL8	naG	3.07	4.09	0.25	0.56	26.54	31.32	14.69	27.45		30	100	100				95sq	ang	5sq	
FORMAÇÃO DE MIRANDELA																					
MDL5																					
Gh/Gr	MDL5.3	naG	0.30	3.00	0.08	1.89	36.25	48.98	5.46	9.36		30	141	79	10	6	5	80sq	ang	5sq	15
Sh/Sp	MDL5.3	gmF	4.00	3.10	0.31	0.84	1.71	33.35	27.50	17.44								80sq	ang		30
Gh	MDL5.1	naG	-0.12	2.26	0.49	1.09	28.52	41.78	4.05	4.74		30	140	77	9	8	6	80sq	ang		20
MDL6																					
Gh	MDL6.4	naG	2.03	4.44	0.40	0.66	42.34	53.16	14.98	19.58		30	135	87	8	5		60sq	ang	5sq	<1
Fi	MDL6.3	gmF	2.72	2.49	0.15	0.79	1.08	22.64	50.18	26.10								20sq	ang	80sq	
Sh	MDL6.2	gmF	2.30	3.80	0.57	0.94	14.09	59.29	11.70	14.91								95sq	ang	ang	5
Fi																					
Sh																					
Gr																					
Substrato	MDL6.1		3.00	4.56	0.01	0.72	17.63	40.52	22.45	19.40								20sq	ang	80sq	

Quadro 2.5: Perfil estratigráfico da Formação de Mirandela e dos depósitos de Suspiros (Formação de Aveleda) e respetiva caracterização cosmostratigráfica e granulométrica.

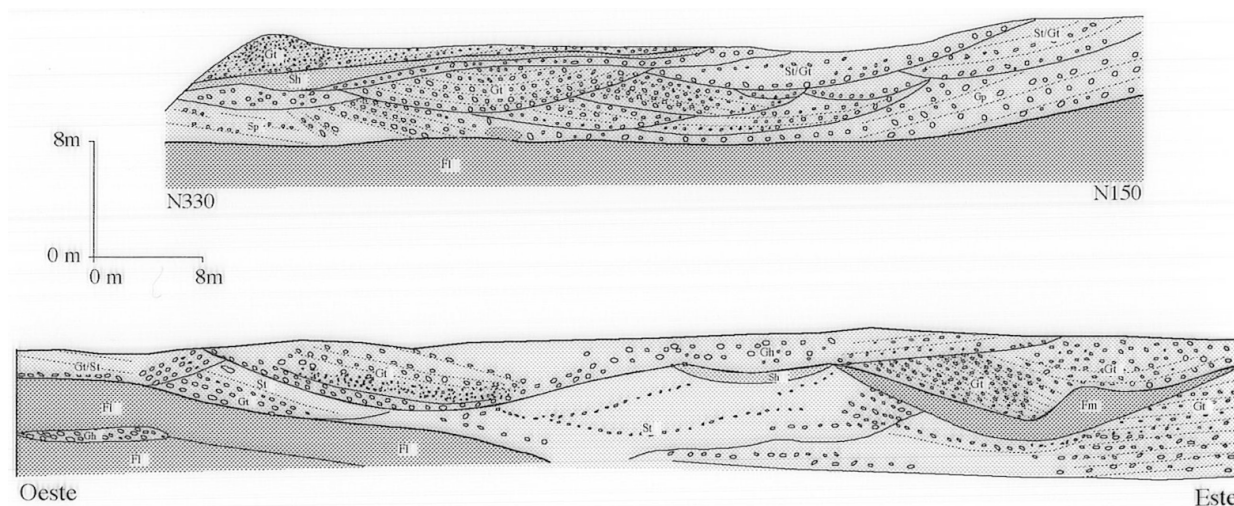


Fig. 2.19: Perfil MDL4: Alto da Bandeira, Carvalhais, Mirandela. Representação de dois cortes sobre painel fotográfico.

Aí é evidenciada a clara inclinação tectónica dos níveis sedimentares, com cerca de 30° sobre a falha, em sentidos variando entre N310° e N60°.

Definem-se 4 sequências básicas positivas. Da sequência inferior aflora um nível espesso argiloso de cor esverdeada ou esbranquiçada. No local foi-nos referida a ocorrência de um nível arenoso sob a argila. A leste, as argilas evidenciam fracturas de orientação N-S, que no contacto com a sequência seguinte tendem para a horizontalidade. Define-se assim um estreito nível com cerca de 40 cm no topo desta sequência, em que as argilas estão tectonizadas, sendo vizíveis pequenas dobras que evidenciam um esforço compressivo (foto 2.5). Neste nível ocorrem algumas concentrações de manganês. A sequência que se sobrepõe é essencialmente limo-argilosa, ocorrendo na base e de forma descontínua, um nível com litofácies Gp e Sp (fig.2.18). Esta sequência é ravinada por um episódio conglomerático. A base é caracterizada essencialmente por litofácies Gp, evidenciadas pelos planos dos clastos filíticos; transitam lateralmente com litofácies Gh, com clastos até 20 cm de dimensão. A leste, sobrepõem-se litofácies Gt e St, com evidência de canais entrecortados. Para o topo a sedimentação torna-se mais fina, com um estreito nível de areias finas de tendência laminar.

A sequência do topo está confinada a leste (MDL4) (fig.2.19; foto 2.4). Definem-se estruturas de canais entrecortados preenchidos na base por clastos até 20 cm de dimensão e posteriormente com clastos menores em matriz arenosa, definindo litofácies Gt. No topo ocorre um estreito nível lutítico descontínuo.

A rubefacção é particularmente evidente nos níveis grosseiros sobre os quais se define a superfície topográfica e afecta indiferenciadamente qualquer das sequências (foto 2.6).



Foto 2.4: Perfil MDL 4 (Miradela) (4 metros de espessura), representando o Membro de Atalaia da Formação de Bragança; na sequência inferior é observado o preenchimento de canais, com predomínio de litofácies Sp e St, ao qual se sobrepõem finos de transbordo; na base da sequência posterior predominam as litofácies Gp e Gh.



Foto 2.5: Contacto entre os Membros de Castro e de Atalaia (F. de Bragança) em Miradela (MDL4), no topo do leito argiloso mais escuro. O Membro de Castro é cortado por falhas inversas de rejeito decimétrico que se dissipam no leito mais plástico. O Membro de Atalaia está representado na foto anterior.



Foto 2.6: Rubefacção afectando um nível conglomerático do Membro de Atalaia em Miradela (MDL3).

Alto dos Cortiços (Formação de Bragança)

São visíveis cerca de 10 metros de espessura de um depósito conglomerático, avermelhado, com calhaus de quartzo, filitos, micaxistos e quartzito, numa matriz areno-argilosa com alguns feldspatos. É notada a ausência de liditos, presentes nas restantes manchas. Na base, os clastos têm uma dimensão máxima de 8 cm e no topo de 12 cm. Intercalado, ocorre um nível areno-argiloso com cerca de 3 metros de espessura. A imbricação indica um fluxo para SE. Uma inclinação de 10° para $N40^\circ$ parece ter origem tectónica.

Alto da Serrinha, Tuareia (MDL5) (Formação de Miradela) (Quadro 2.5)

O corte efectuado pela empresa Tuareia salienta cerca de 30 metros de um enchimento predominantemente conglomerático, situado numa paleovale estreito de direcção ENE-WSW.

Os clastos, medianamente rolados, são predominantemente de quartzo, com alguns quartzitos, quartzoliditos e filitos mais resistentes, com auréolas de lixiviação. A matriz é arenosa grosseira e quartzo-feldspática. Os depósitos têm uma cor esbranquiçada, cinzenta clara ou ligeiramente rosada.

Predominam as litofácies Gh e definem-se por vezes canais amplos incipientes. Alguns níveis arenosos e raros leitos lutíticos, de reduzida extensão lateral e vertical, culminam sequências granodecrescentes. Nos níveis mais superficiais observam-se, de forma dispersa, encrostamentos por cimento ferro-manganesífero.

Carva (MDL6) (Formação de Mirandela) (Quadro 2.5)

O depósito tem características semelhantes ao anterior. O enchimento sedimentar define um paleocanal de orientação WNW-ESE, subparalelo ao rio Rabaçal. Na base, os clastos subrolados assentam sobre uma brecha resultante da desagregação dos filitos quartzosos. Os níveis de conglomerados e de areias grosseiras estão representados por litofácies Gh e Sh, a que se sobrepõem estreitos leitos lutíticos.

Depósitos de Sucções (MDL7 e MDL8) (Formação de Aveleda) (Quadro 2.5)

Os pequenos cortes disponíveis revelam um nível estreito, cinzento, predominantemente areno-lutítico, com pequenos seixos. O depósito é nos restantes casos, predominantemente conglomerático, com litofácies Gh e Gmm, quartzoso, matriz areno-argilosa castanha, revelando em MDL7 compactação apreciável.

2.2.2. Caracterização e interpretação sedimentológica

2.2.2.1. Formação de Bragança na depressão de Mirandela

Os depósitos da Formação de Bragança da região de Mirandela, estão representados nas manchas do Alto da Bandeira, Alto dos Cortiços e Torre D. Chama (fig. 2.16) e apresentam algumas características particulares:

Quanto à constituição e formas das partículas:

Carácter subanguloso dos clastos (I.D.= 62), revelando um transporte curto.

Na fracção grosseira, predomínio ligeiro do quartzo, sobre filitos, quartzoliditos e vulcanitos.

A matriz é predominantemente quartzosa, com alguns feldspatos e fragmentos líticos.

Não é detectada, ao longo do perfil, nenhuma variação significativa na forma ou composição dos clastos.

A fracção < 2µm é constituída por esmectite, caulinite e ilite e valores pouco significativos de goethite; nos níveis lutíticos a ilite é ligeiramente mais frequente e o efeito da meteorização no topo dos perfis, conduz à degradação da esmectite e ao aumento relativo da caulinite (Quadro 2.4).

A presença de vulcanitos e de liditos na mancha de Alto da Bandeira, permite assinalar a área fonte destes sedimentos, entre Cabanelas e Alvites, numa faixa de ocorrência de vulcanitos e de liditos. A partir do conhecimento dos afloramentos destas litologias, estima-se um percurso médio de 5 km até à sua imobilização (fig. 2.16). No Alto dos Cortiços a ausência destas litologias indica uma origem provável situada mais a NE. Para um percurso com esta distância, obtêm-se, em geral, valores superiores de desgaste, como se confirma nos depósitos de Sucções, nos quais para distância semelhante os clastos são mais rolados.

Quanto à arquitectura deposicional:

Os depósitos lutíticos do Membro de Castro revelam condições de estabilidade deposicional nesta área.

Para o topo (Membro de Atalaia) as fácies são essencialmente grosseiras, revelando uma organização fluvial não condizente com o reduzido desgaste dos clastos; as paleocorrentes medidas (Quadro 2.4; fig. 2.18) indicam, a leste (MDL4), um eixo médio de drenagem dirigido para SSW e a oeste (MDL3), um sentido para ESE, definido pela imbricação dos clastos e pela orientação dos eixos dos canais (fig. 2.20). É particularmente saliente o entrançamento de canais com larguras entre 10 e 20 metros (fig. 2.19).

Com base nos dados obtidos, esta unidade caracteriza-se pela acumulação de sedimentos imaturos, de origem próxima, que evoluíram em ambiente confinado (Quadro 2.4).

Após a sedimentação fina predominante do topo do Membro de Castro e apesar do curto transporte, os corpos sedimentares arena-conglomeráticos do Membro de Atalaia, revelam fluxos aquosos organizados, com preenchimento de canais e acreção lateral de barras (fig. 2.19).

A abundância de litofácies reveladoras de fluxos organizados, não é característica de um modelo de leque aluvial proximal, como parece sugerir a deposição de uma espessura apreciável de sedimentos subangulosos nas proximidades de uma escarpa tectónica. Admite-se que estas características resultem da captura de fluxos aquosos proximais, numa depressão com drenagem deficiente.

Os sedimentos localizam-se ao longo das escarpas de falhas da zona de fractura de Mirandela, cuja movimentação afectou a posição original dos depósitos; na mancha de Torre de D. Chama a falha principal limita o depósito a leste e a sul, no Alto da Bandeira, é notória a sua inclinação tectónica (fig. 2.18).

2.2.2.2. Formação de Mirandela

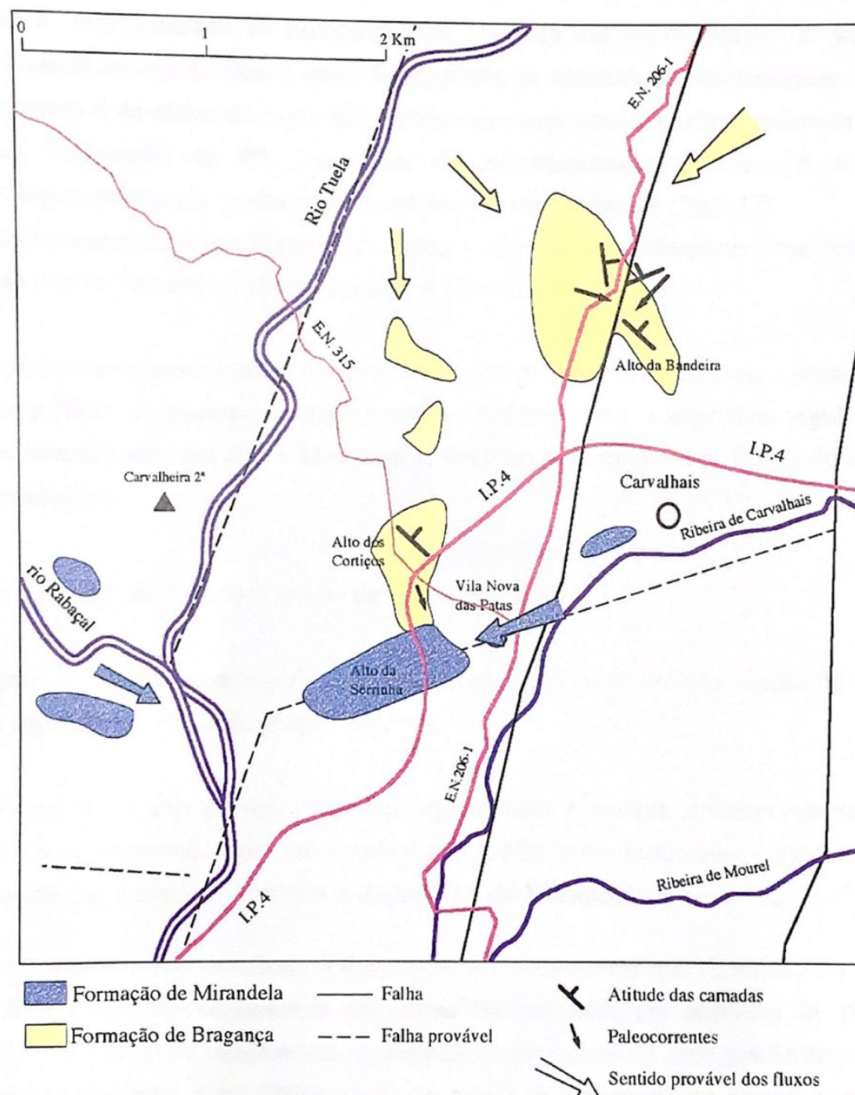
A Formação de Mirandela é essencialmente constituída por uma sucessão de níveis conglomeráticos de matriz arenosa, intercalados com alguns níveis arenosos estreitos e raros lutitos (Quadro 2.5). Os clastos, medianamente desgastados (I.D.= 140), são essencialmente quartzosos: quartzo, quartzitos e quartzoliditos na fracção grosseira; na fracção arenosa, a frequência de feldspatos é superior à que ocorre nos restantes depósitos, mas estão ausentes os fragmentos líticos. Na fracção argilosa a caulinite é largamente predominante sobre a ilite.

Os clastos revelam uma origem parcial em granitóides, que após a sua alteração, forneceu grande quantidade de areias de quartzo e feldspato. Das rochas metasedimentares encaixantes estão representados os níveis mais resistentes, tendo provavelmente sido transportadas para jusante a maioria das partículas limo-argilosas.

Os sedimentos preenchem paleovales estreitos e profundos talhados no substrato. As litofácies conglomeráticas maciças ou com organização incipiente são largamente dominantes e representam essencialmente a deposição em fundo de canal, com reduzida representação de barras conglomeráticas. É repetitivo, ao longo do perfil, o preenchimento grosseiro dos canais com dimensão métrica, sempre cortados por canais semelhantes. Em alguns casos persistem as litofícies superiores do enchimento dos canais, arenosas e lutíticas.

De acordo com a caracterização efectuada, propõem-se para a Formação de Mirandela:

- Condições climáticas propícias a uma meteorização química acentuada, responsável pela concentração dos clastos quartzosos e pela abundante neoformação de caulinite.
- A representação de dois eixos de drenagem, correspondentes aos percursos dos actuais rio Rabaçal (MDL6) e da ribeira de Carvalhais (MDLS) (fig. 2.20), definidos a partir da orientação dos paleovales e da caracterização dos sedimentos (Quadro 2.5). Um possível eixo de drenagem correspondente ao rio Tuela, não está representado.
- um regime fluvial de alta energia, mantido de forma mais ou menos constante no tempo, é sugerido pela organização das litofácies. Admite-se que a deposição tenha ocorrido em paleovales estreitos, associada a um sistema entrancado de baixa sinuosidade, compatível com a abundância de preenchimento de canais e reduzida representação de barras (Miall, 1977; 1978; 1985; 1996; Ramos, 1989).
- A constituição sedimentológica e o modelo deposicional distinguem esta unidade dos dois membros da Formação de Bragança.



- Fig. 2.20: Representação dos depósitos sedimentares da Formação de Bragança e da Formação de Mirandela, no sector a norte de Mirandela. Indicam-se as orientações dos fluxos correspondentes a cada uma das unidades; no caso da Formação de Bragança os fluxos convergem para o centro da depressão; a Formação de Mirandela preenche paleovales de orientação semelhante à drenagem actual.

2.2.2.3. Formação de Aveleda na depressão de Mirandela

Admite-se a representação da Formação de Aveleda nas proximidades de Sucções, por depósitos que se situam no flanco oeste da depressão de Mirandela. São depósitos superficiais, pouco espessos e de reduzida exposição, dispostos sobre uma superfície aplanada de erosão, com uma inclinação de 4%, resultante de basculamento tectónico. A sua posição geomorfológica diferencia-os das unidades definidas anteriormente (fig.2.17).

São depósitos quartzosos nas fracções grosseira e arenosa, sem feldspatos e caulínico-ilíticos na fracção <2µm. Os clastos são subrolados (I.D.=99) (Quadro 2.5).

Estes depósitos resultam fundamentalmente da alteração das fácies filitosas e desagregação de quartzitos e filões de quartzo. A forma como se dispõem sobre a superfície regularizada e as litofácies identificadas em dois afloramentos, sugerem uma origem em fluxos do tipo debris-flow e mud-flow.

2.3. EVOLUÇÃO DA DEPRESSÃO DE MIRANDELA

O conjunto de dados geomorfológicos e sedimentológicos obtidos na região de Mirandela, sugere a seguinte sequência de acontecimentos:

- A formação de uma escarpa tectónica, hoje recuada e erodida, correspondente à falha de Mirandela, responsável por um desnível topográfico mais acentuado. Uma falha ou falhas subparalelas à anterior, limitam a depressão de Mirandela a oeste (fig. 2.17).
- Os processos que conduziram à deposição dos sedimentos que constituem a Formação de Bragança, desenrolaram-se sob clima caracterizado por períodos de precipitação intensa, mobilizando rapidamente os sedimentos em cursos de forte gradiente, impondo um reduzido desgaste, com rápida perda do poder de transporte ao atingir a depressão; a predominância de finos no topo do Membro de Castro, deverá representar um intervalo de tempo em condições de estabilidade tectónica.
- Um impulso tectónico é sugerido pelo carácter grosseiro e ravinante do Membro de Atalaia.
- A evolução desses depósitos terá ocorrido em condições predominantemente endorreicas que favoreceram a génese e preservação da esmectite.
- Uma nova fase tectónica é evidenciada pelo basculamento da Formação de Bragança.
- Como hipótese, admite-se que este último impulso poderá relacionar-se com a abertura desta pequena bacia a um regime definitivamente exorreico, de características fluviais, representado pela Formação de Mirandela. As características desta unidade apontam para condições de clima temperado a quente e húmido, durante o espaço correspondente à deposição de toda a série, de que é visível em afloramento uma espessura de 30 metros. Esta unidade não evidencia ter sido afectada tectonicamente. O contínuo carácter grosseiro do enchimento, sem tendência granulométrica, sugere a adaptação ao encaixe da rede exorreica como resultado do soerguimento regional.
- Da regularização do perfil da depressão resulta um aplanamento do seu flanco oeste. Sobre esta superfície assentam os depósitos de Sucções (Formação de Aveleda provável); a sua origem poderá ter precedido o actual encaixe fluvial.

- Os depósitos de Sucções são claramente mais antigos do que os materiais detríticos, confinados à vertente sul da serra de S. Comba, regularizando o perfil, e com características predominantemente quartzíticas e ílticas. Este tipo de depósitos recentes, na base dos relevos residuais, ocorre também na serra de Reboredo, nas proximidades de Moncorvo. Aí, para além dos depósitos de Souto da Velha (Formação de Aveleda), diferenciam-se esses depósitos recentes na vertente da serra, mas em ambos os casos constituídos por calhaus de hematite provenientes dos níveis quartzíticos ordovícicos.

3. A DEPRESSÃO DE BRAGANÇA E AS REGIÕES ENVOLVENTES

3.1. GEOMORFOLOGIA

A depressão de Bragança, com cerca de 6 Km de largura, prolonga-se desde Portelo, na fronteira, até ao maciço granítico de Rebordainhos, onde se dá o seu estrangulamento (fig. 2.21). Neste maciço granítico, as falhas que limitam a depressão evidenciam-se pelo seu rejeito horizontal, perdendo expressão geomorfológica. Para sul, nas regiões de Macedo de Cavaleiros e no vale da Vilariça, podem ser observadas outras depressões com sedimentos cenozóicos. As falhas funcionaram como desligamentos esquerdos, tardi-hercínicos, com uma orientação que varia entre N-S e N30E, geralmente próxima de N10E (fig. 2.21). O rejeito horizontal é de 4 Km no maciço de Bragança e no maciço granítico de Rebordainhos (Ribeiro, 1974). Quanto à actividade recente das fracturas e à sua relação com os depósitos o mesmo autor refere: *"Se usarmos como referência as superfícies de erosão e os depósitos discordantes terciários e quaternários chegamos à conclusão que uma parte das fracturas de Trás-os-Montes oriental refogaram recentemente. É o caso notável do desligamento da Vilariça-Portelo ao longo do qual se instalaram uma série de grabens onde os depósitos recentes estão conservados e que limita o demi-horst das serras de Montezinho, Nogueira e Bornes. Por vezes podemos demonstrar que o rejeito morfológico é de sentido oposto ao rejeito vertical total, que podemos deduzir da estrutura geológica. Isto quer dizer que o jogo de blocos é complexo e variável de acordo com as épocas, um bloco determinado pode ser alternadamente elevado ou abaixado. Não encontramos fracturas de idade integralmente alpina; parece que existe somente reactivação das fracturas fini-hercínicas."*

A forma assimétrica deste graben resulta da elevação a oeste das Serras de Montezinho e da Nogueira, com altitudes máximas entre 1300 e 1500 metros, em contraste com o maior arrasamento da região a leste, cuja superfície culmina entre 900 e 1000 metros de altitude (fig. 2.22). A sul de Montezinho (Donai-Parâmio), define-se sobre o maciço de Bragança, uma superfície de altitude semelhante e com vestígios de uma cobertura sedimentar erodida.

Na região a norte de Bragança, a depressão está basculada para sul, com uma inclinação de 2° entre a fronteira na zona de Portelo e a mancha sedimentar de Atalaia (fig. 2.23). Esta superfície define-se quer sobre o substrato, sem qualquer ressalto morfológico entre as rochas do autóctone e do alóctone, quer sobre a Formação de Bragança, na mancha de Atalaia. A movimentação deslocou estes depósitos, que estão afectados por falhas de orientação submeridional. Sobre a superfície de aplanamento, depositou-se um nova geração de depósitos cenozóicos - Formação de Aveleda (fig. 2.23).

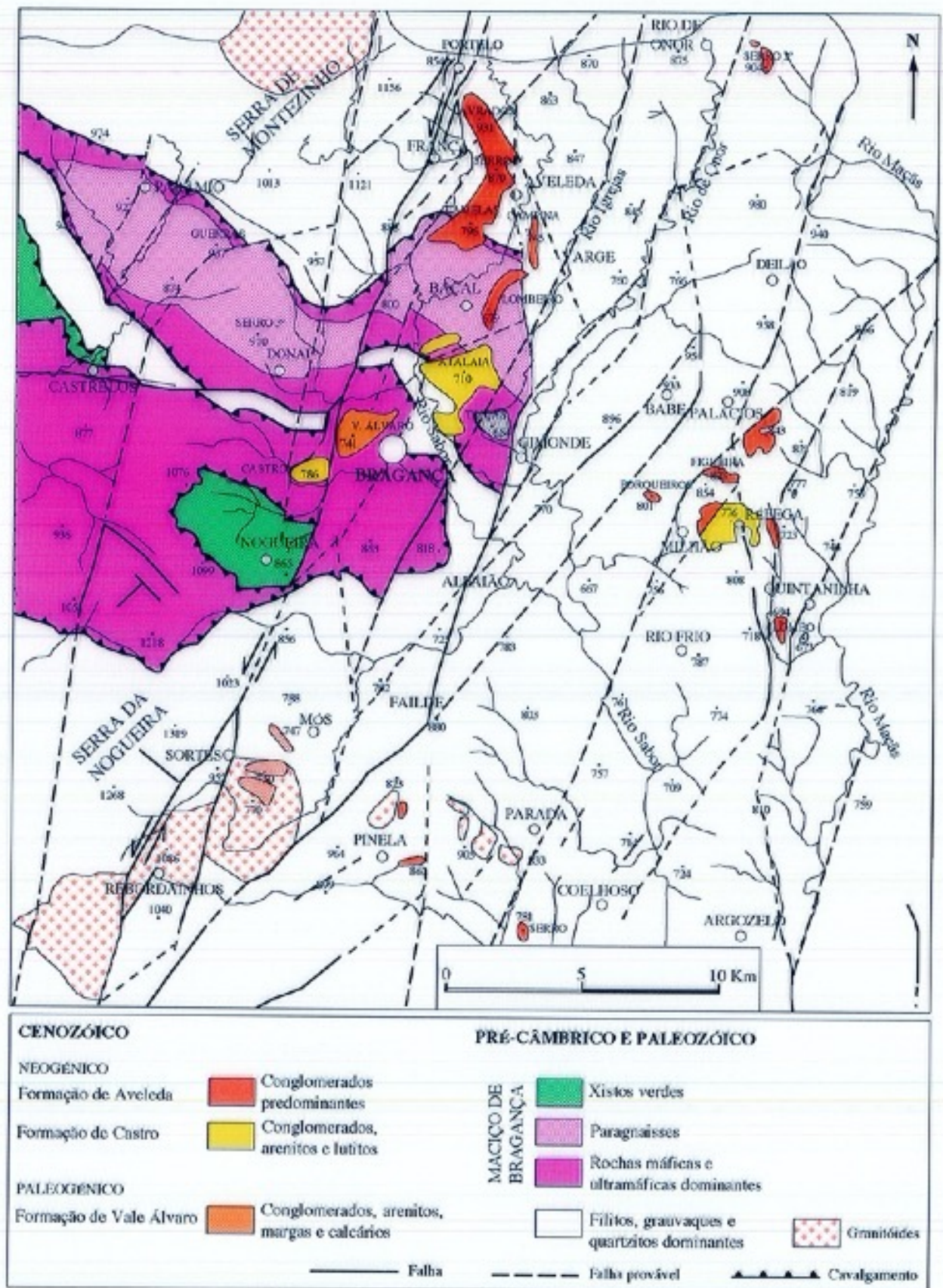


Fig. 2.21: Carta geológica esquemática da região de Bragança (modificado de Ribeiro, 1974).

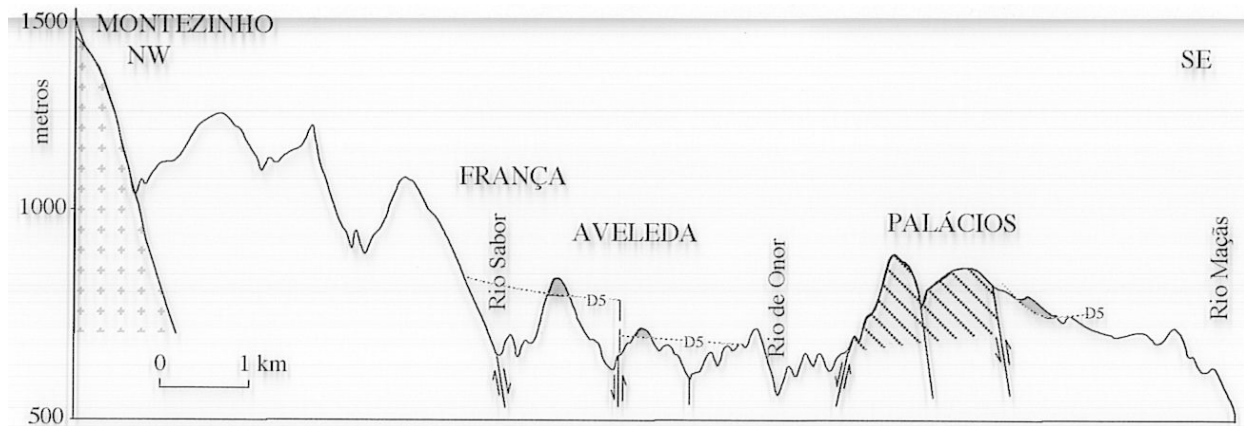


Fig. 2.22: Representação da fossa tectónica associada ao acidente B-V-M, a norte de Bragança. Evidencia-se a assimetria do deslocamento e a posição dos depósitos da Formação de Aveleda neste graben e a na região de Palácios.

Nas proximidades de Bragança, o movimento ao longo de falhas afectando rochas básicas de resistência variável, é responsável pela presença de um bloco elevado (monte de S. Bartolomeu) estrangulando a depressão. Em condições de grande confinamento, um pequeno bloco abatido, terá recebido os sedimentos que constituem a mancha de Vale Álvaro; são materiais detríticos, geralmente consolidados pela precipitação de carbonatos - Formação de Vale Álvaro (Pereira & Azevêdo, 1991).

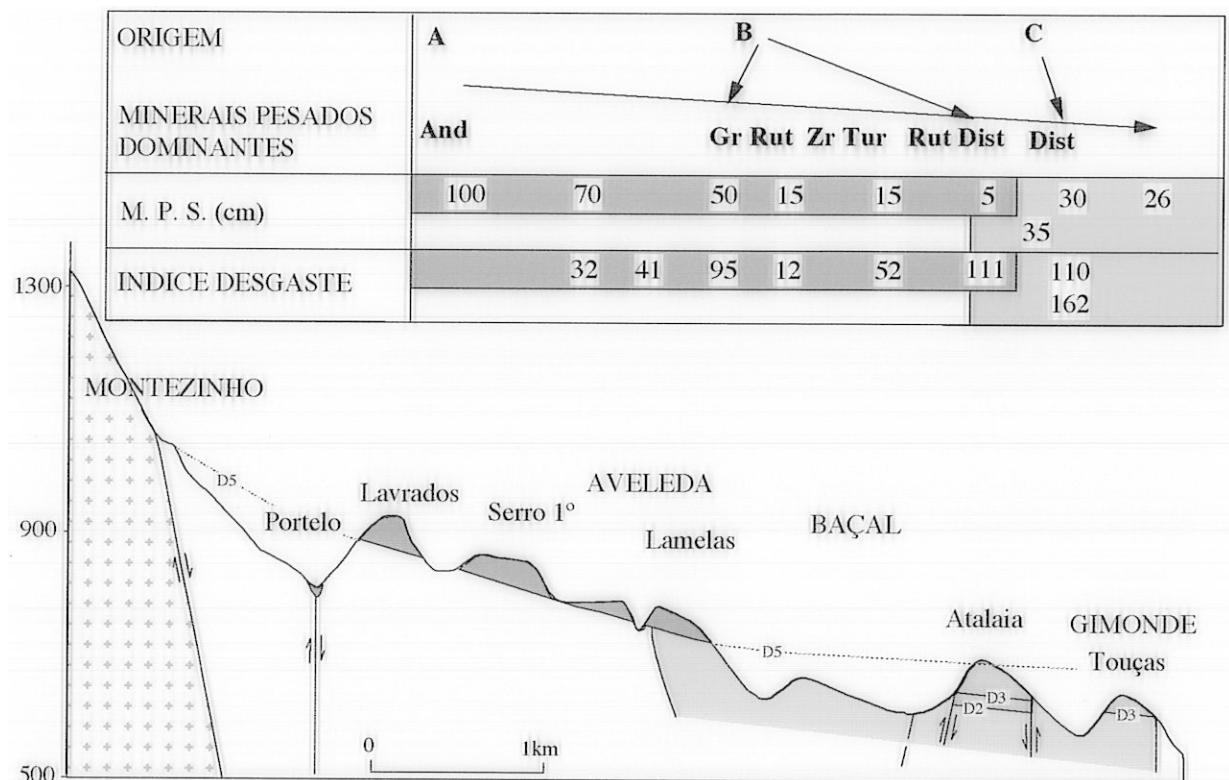


Fig. 2.23: Perfil executado diagonalmente ao acidente tectónico B-V-M, a norte de Bragança, representando as Formações de Bragança e Aveleda, bem como a variação de algumas características sedimentológicas ao longo do perfil e a interpretação da sua origem (indicada no texto e fig. 2.29).

Sobre a Formação de Vale Álvaro foram observados alguns vestígios de conglomerados da Formação de Bragança, facto também referido por Ramalhal (1968). Contudo, a Formação de Bragança está essencialmente preservada em dois blocos abatidos relativamente ao bloco que suporta a Formação de Vale Álvaro, situados respectivamente a NE de Bragança (Atalaia) e a SW (entre Bragança e Castro de Avelãs). Os depósitos da mancha de Castro estão basculados para leste, de encontro à falha principal (fig. 2.24).

Para leste do acidente B-V-M, o desmantelamento dos relevos foi efectuado por um conjunto de cursos fluviais actuais, drenando subparalelamente, num claro condicionalismo tectónico. A depressão adquire por este efeito, um limite impreciso a leste (fig. 2.21). A superfície situada a oeste do rio Maças culmina em Deilão a 960 metros. Um pouco a sul, entre S. Julião de Palácios e Quintanilha, alguns materiais sedimentares preenchem pequenas depressões ou dispõem-se sobre a superfície regularizada (fig. 2.25). Uma série de falhas de limitada extensão e de orientação predominante NNE-SSW, paralelas ao acidente principal, encontram-se cartografadas nesta superfície (Ribeiro, 1974) (fig. 2.21).

A sul do maciço de Bragança, e antes do seu fecho de encontro ao maciço granítico de Rebordainhos, a depressão volta a alargar-se, sendo limitada a oeste pela Serra da Nogueira. Os sedimentos que aí ocorrem, revelam duas origens distintas, pelo que se designam, de acordo com a sua localização, por depósitos de Mós e depósitos de Sortes (fig. 2.26).

A leste da depressão, salientam-se alguns relevos residuais, nomeadamente em Pinela, Parada e Outeiro que emergem da superfície fundamental situada entre 800 e 900 metros de altitude (fig. 2.21 e 2.27). Embora cortada pelo vale estreito do Sabor, é já notória a tendência aplanada desta superfície, ligando-se para SE ao Planalto Mirandês. Corresponde à bordadura ocidental da Meseta Norte, limitada pelo acidente de Bragança. Sobre esta superfície ocorrem reduzidas manchas de depósitos que ocupam o topo de pequenas elevações ou se situam na base de relevos quartzíticos. Serão analisados neste capítulo os depósitos de Rio de Onor a norte e de Pinela a sul.

Assim, no contexto da depressão de Bragança, serão descritas as séries estratigráficas locais dos depósitos cenozóicos que constituem as Formações de Vale Álvaro, Bragança e Aveleda, definidas nas seguintes áreas de exposição: Vale Álvaro (VA), Norte de Bragança (NB), Castro (CT) e Mós-Sorte (MS). Para leste da depressão, as manchas que se situam entre Palácios e Quintanilha (PQ), embora fora do contexto do acidente, preenchem um graben de menor expressão. Em posição culminante, os depósitos de Rio de Onor (RO) e Pinela (P), situam-se também longe deste acidente tectónico.

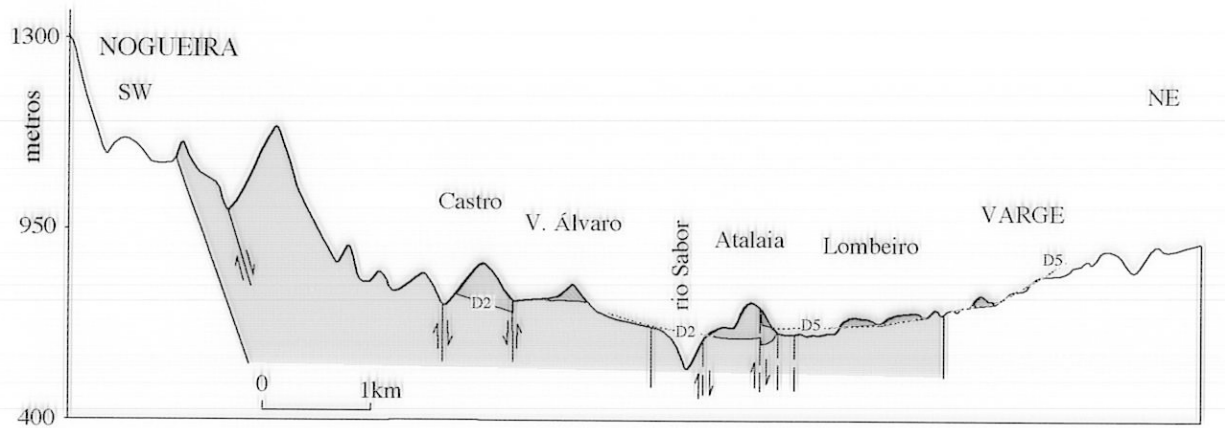


Fig. 2.24: Perfil SW-NE, representando as três unidades presentes no contexto do acidente tectónico B V-M, na região de Bragança. Evidencia-se o deslocamento tectónico da Formação de Bragança. Legenda das figuras anteriores.

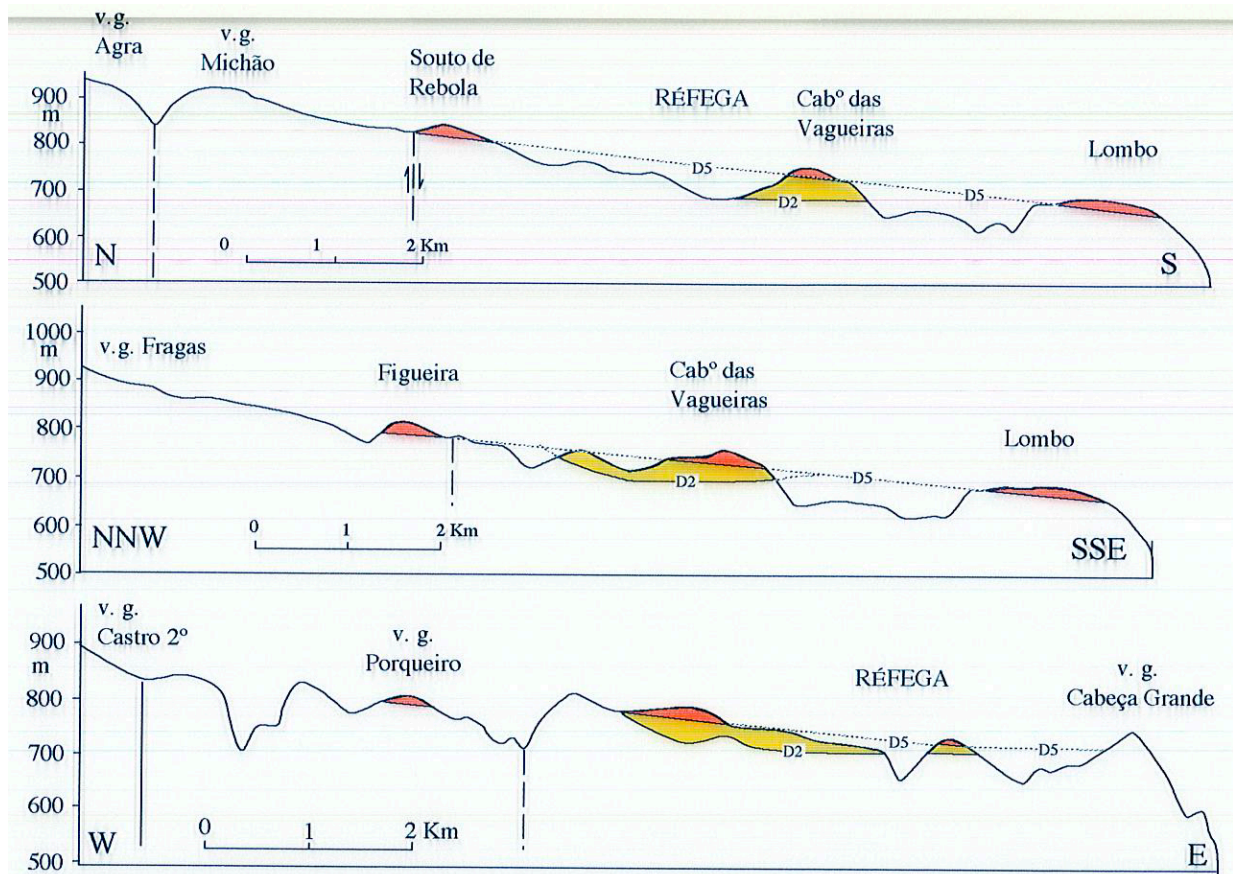


Fig. 2.25: Perfis representando os depósitos cenozóicos situados entre Palácios e Quintanilha. Evidencia-se a posição dos depósitos da Formação de Bragança, preenchendo as depressões e a posição dos depósitos da Formação de Aveleda, sobre uma superfície aplanada. Legenda das figuras anteriores.

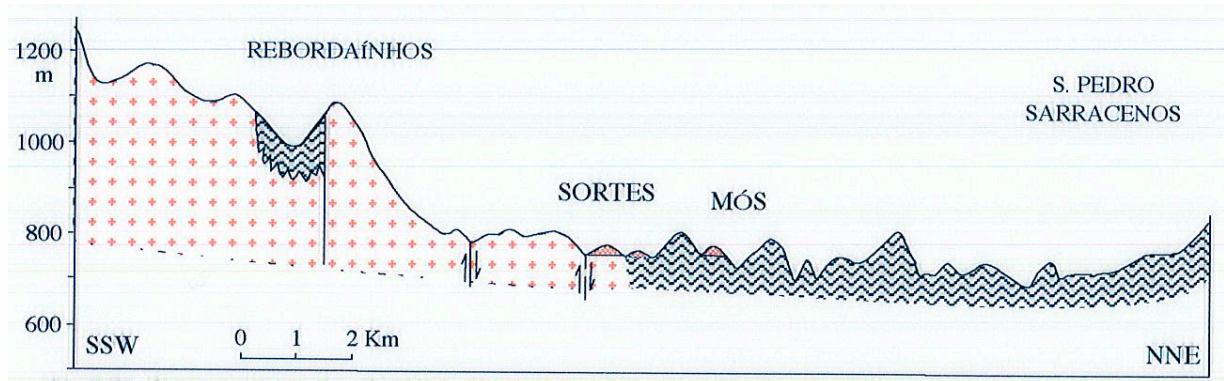


Fig. 2.26: Representação dos depósitos de Sortes e Más, no contexto do acidente tectónico B-V-M, a sul de Bragança. Os depósitos de Sortes evidenciam na sua constituição uma alimentação nos granitos situados a SW; os depósitos de Más têm origem a NNW, na periferia do Maciço de Bragança.

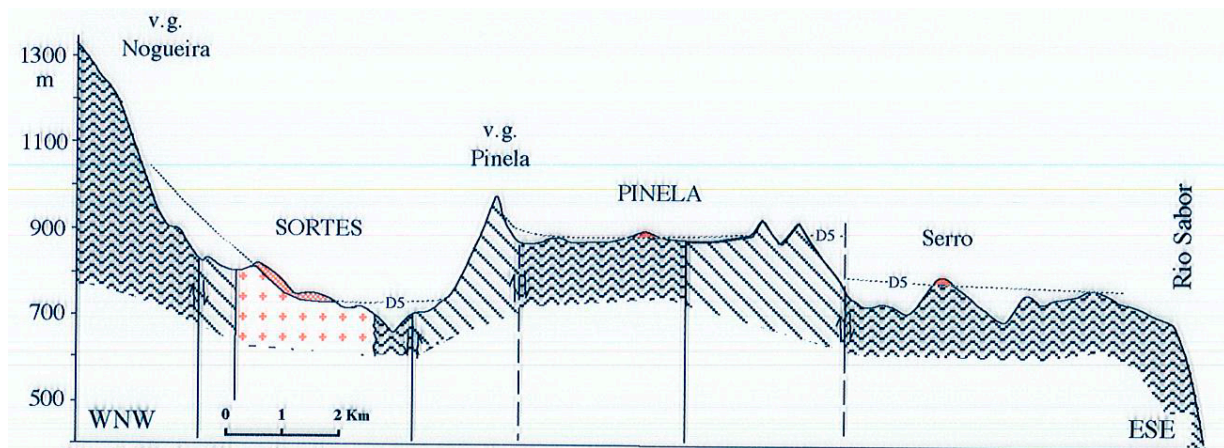


Fig. 2.27: Perfil realizado entre a serra da Nogueira e o rio Sabor. Salientam-se as superfícies de aplanamento em posições distintas, das quais sobressaem os relevos residuais associados aos níveis quartzíticos. É particularmente evidente o abatimento do bloco correspondente ao acidente tectónico B-V-M e a posição dos depósitos de Sortes e de Pinela-Serro. Legenda da figura anterior.

3.2. OS DEPÓSITOS DA DEPRESSÃO DE BRAGANÇA

A descrição da mancha de Vale Álvaro bem como o seu estudo sedimentológico foram detalhadamente efectuados por Ramalhal (1968). Este estudo fez-se fundamentalmente com base nos dois cortes de caminho de ferro, abertos à data da sua realização; a limitada extensão dos depósitos não permite um acréscimo significativo ao seu conhecimento, a que se junta o facto de, devido à desactivação do caminho de ferro, os mesmos cortes se encontrarem hoje em destruição, com cobertura de vegetação e materiais escorridos.

Pelos factos apontados, neste trabalho são pouco abundantes os dados relativos a estes depósitos, tendo-se definido o perfil estratigráfico e estudado algumas amostras. Os resultados obtidos são, de uma forma geral, coerentes com os dados apresentados por Ramalhal (1968). A Formação de Vale Álvaro apresenta características que a distinguem das restantes formações cenozóicas transmontanas, nomeadamente a ocorrência de níveis carbonatados -calcários, margas, arenitos e conglomerados carbonatados e a composição máfica dos clastos.

Com os depósitos supostamente paleogénicos da Formação de Vale Álvaro limitados aos afloramentos da mancha situada na cidade de Bragança, as restantes ocorrências de sedimentos cenozóicos desta região, apresentam características que conduziram à diferenciação das Formações de Castro e Aveleda.

Nas proximidades de Bragança e no contexto do acidente B-V-M, a Formação de Bragança preenche duas pequenas paleodepressões - Castro e Atalaia, de origem tectónica e posteriormente afectada pelo rejogo de falhas preexistentes. Os perfis mais completos situam-se na Cerâmica de Campo Redondo, na mancha de Castro de Avelãs e no areeiro de Atalaia. A mancha sedimentar de Castro é constituída predominantemente por fácies lutíticas do Membro de Castro, material usado como matéria-prima para a indústria do tijolo até 1993. Os sedimentos contactam por falha, a leste, com os peridotitos serpentinizados do maciço de Bragança; durante a laboração da Cerâmica de Campo Redondo, este contacto encontrava-se visível, bem como a acentuada inclinação e fracturação dos níveis argilosos nas suas proximidades. O Cenozóico está inclinado cerca de 15° para leste (fig. 2.24) e assenta sobre blastomilonitos básicos, contactando a oeste com os migmatitos do Maciço de Bragança.

O Membro de Atalaia tem melhor exposição no areeiro de Atalaia e é constituído essencialmente por leitos areno-conglomeráticos e conglomeráticos, numa alternância de fluxos maciços e fluxos organizados com estruturas canalizadas (fig. 2.29). A sua composição revela uma mistura de sedimentos com origem essencialmente nos paragneisses do maciço de Bragança e em rochas metasedimentares e filonianas exteriores ao maciço de Bragança.

A Formação de Aveleda está representada no sector mais a norte, entre Aveleda e Baçal (fig. 2.21 e 2.23). Um pouco a sul, é pouco clara a presença desta unidade sobre a Formação de Bragança, mas admite-se que o estreito nível de argilas vermelhas manchadas e o nível de calhaus de quartzo que ocorrem no limite NE da mancha (At.3, fig. 2.30), possam corresponder à Formação de Aveleda. É uma unidade conglomerática, vermelha, representada essencialmente por fácies próximas na mancha de Aveleda. O encaixe da ribeira de Baçal erodiu e isolou as pequenas manchas de Campinas e Lombeiro, entre Varge e Baçal que ficaram limitadas a uma fina camada superficial conglomerática.

3.2.1. Descrição dos afloramentos

Na cidade de Bragança:

Vale Álvaro (VM (Formação de Vale Álvaro))

A base visível da Formação de Vale Álvaro é constituída por um calcário branco compacto, a que se sucede um conjunto de sequências básicas positivas (fig. 2.28).

Aos conglomerados, em geral do tipo clasto-suportados e por vezes com estratificação planar pouco clara, sobrepõem-se margas ou arenitos carbonatados maciços de cor vermelha. A presença de clastos de quartzo é rara, sendo quase exclusiva a presença de rochas máficas; os maiores blocos, com 60 cm de dimensão máxima, são subarredondados ou mesmo arredondados, embora no caso dos clastos até cerca de 10 cm predominem as formas subangulosas. A cimentação carbonatada afecta por vezes de forma mais clara os níveis

conglomeráticos. As diversas sequências estão em geral limitadas por descontinuidades planas definidas nos leitos carbonatados.

FORMAÇÃO DE VALE ÁLVARO

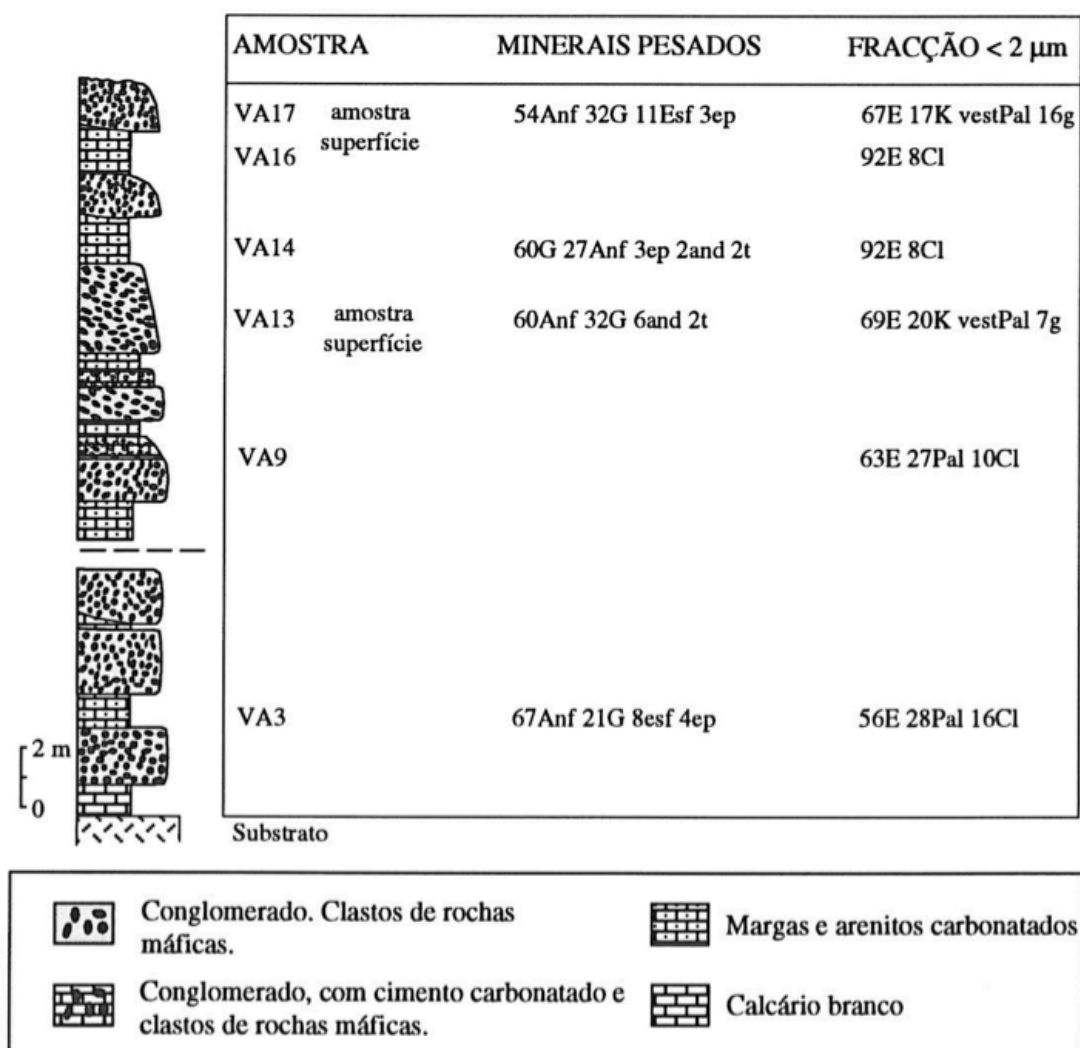


Fig. 2.28: Perfil estratigráfico dos depósitos de Vale Álvaro, Bragança.

A norte de Bragança (NB):

Aveleda (Formação de Aveleda - amostras NB18 a NB21)

A observação destes depósitos é essencialmente feita à superfície, devido à escassez e pequena dimensão dos cortes. Os blocos atingem 1 metro de dimensão a montante (NNW), com rápido decréscimo para jusante (fig. 2.23). Predominam os blocos de quartzo, num conjunto que inclui também quartzoliditos e quartzitos. As fácies são conglomeráticas, com matriz essencialmente silto-argilosa de cor vermelha. São predominantes as litofácies Gmm e Gh com imbricação, essencialmente por influência do elevado achatamento dos calhaus de filitos e quartzitos (fig. 2.30).

Um pequeno corte com cerca de 2 metros de espessura revelou na base um sedimento silto-argiloso com areia e areão e seixos muito dispersos (NB 19). Para o topo aumenta

significativamente a percentagem de seixos, definindo-se uma litofácies Gmm (NB20). Este conglomerado tem uma matriz semelhante ao nível da base. Os clastos, de reduzido desgaste, são predominantemente de lidito e quartzo. As características indicam um fluxo do tipo torrencial com alternância de regimes tnud-flow e debris-flow.

Dois cortes superficiais revelam litofácies Gh, com imbricação dos calhaus subangulosos a subrolados de quartzo, quartzolidito e filitos, numa matriz silto-argilosa de cor vermelha (NB 18 e NB21).

Lombeiro_e_Campina (Formação de Aveleda, amostras NB 16 e NB 17)

A mancha de Lombeiro, com espessura reduzida de sedimentos, é constituída por um conglomerado com clastos subangulosos a subrolados, de quartzo, quartzoliditos e filitos, suportados numa matriz lutítica.

A mancha de Campina é constituída por um estreito manto sedimentar com cerca de 2 metros de espessura. Os calhaus subangulosos de quartzolidito e quartzo estão dispostos numa matriz silto-argilosa, avermelhada e pouco abundante.

Constituem a base do depósito e revelam origem muito próxima, situada a leste, independente da origem dos depósitos situados na mancha de Aveleda.

Atalaia 1 (Formação de Bragança, amostras NB 1 a NB 11; fotos 2.7 a 2.9)

Este perfil, realizado num areeiro, tem uma exposição vertical da ordem dos 30 metros (fig. 2.29); admite-se que o nível 'mítico' (S i A) e os canais arenosos (S2A) situado na base do afloramento, representem □ topo do Membro de Castro, sendo conhecida a ocorrência de pelo menos 15 metros de sedimentos essencialmente finos subjacentes, de acordo com informação transmitida no local. Sobre aquele nível, definiram-se 4 sequências básicas, S ig a S413 (fig. 2.29 e 2.30). Sobre estes cortes ocorrem ainda cerca de 30 metros de depósito, sem afloramentos. Os níveis mais grosseiros caracterizam-se pela sua cor vermelha e pela intensa alteração de parte dos clastos, principalmente de paragneisses do Maciço de Bragança.

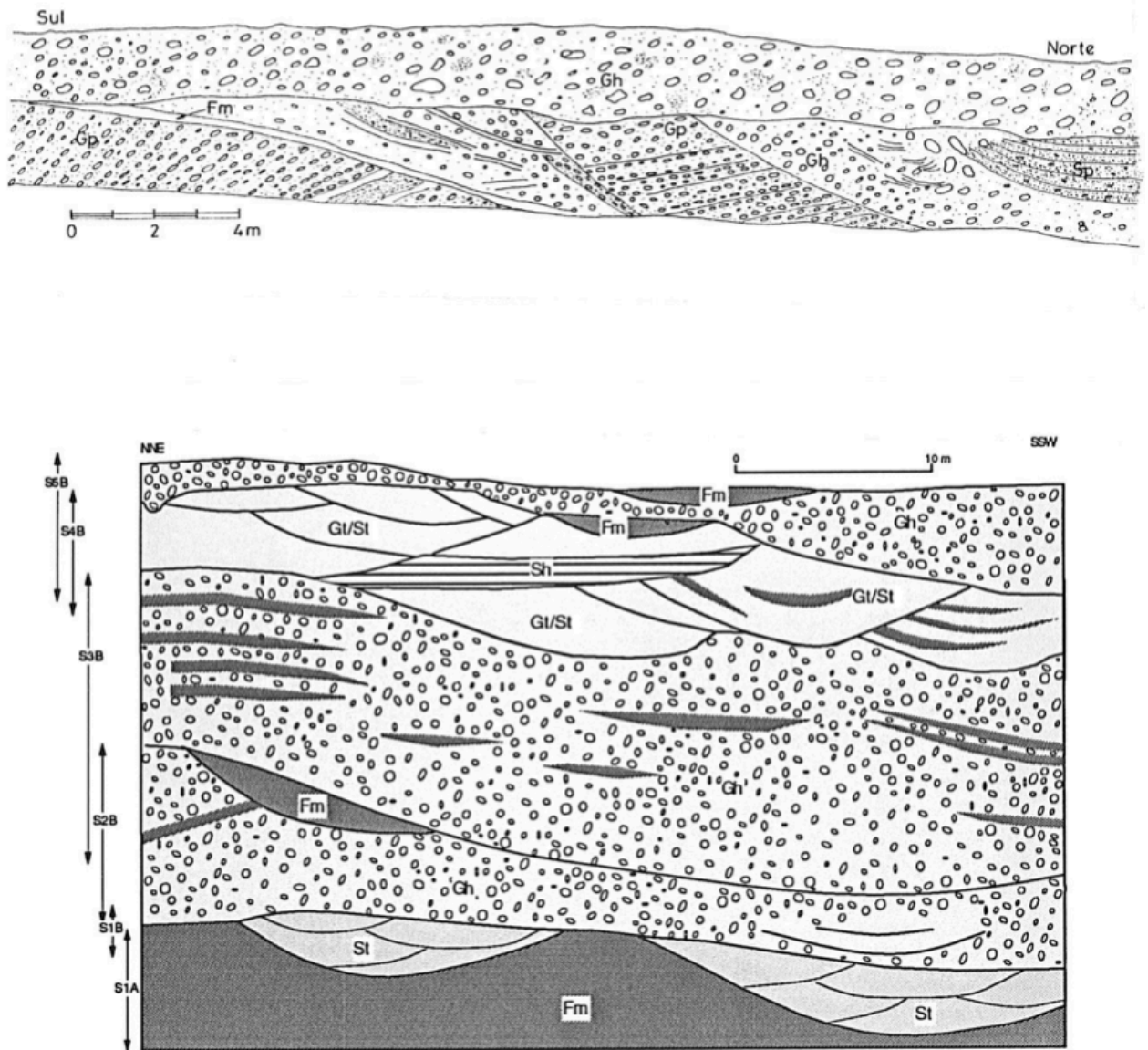
Os cortes expostos no areeiro de Atalaia estão interpretados nas fig. 2.29 e 2.30 e descrevem-se da seguinte forma:

Membro de Castro: A sequência S 1A, na base, é formada por sedimentos essencialmente silto-argilosos, com laminação definida por níveis alternantes de cor cinzenta e vermelha ou de cor cinzenta com manchas vermelhas (NB1). Os níveis lutíticos do Membro de Castro, são cortados por estruturas arenosas arqueadas de base conglomerática. (NB2) - sequência 2A.

Membro de Atalaia: A sequência 1B é constituída por conglomerados, clasto-suportados (N133), por vezes com diferenciação de litofácies Gt (NB4). A litologia dos clastos é comum a todas as unidades conglomeráticas, embora com variações nas percentagens relativas (fig.2.32). Estão presentes clastos de quartzo, lididos, quartzoliditos, filitos, quartzitos e de gneisse muito alterado. Ocorrem estreitos níveis arenosos e silto-argilosos descontínuos (NB5). No topo, um nível lutítico descontínuo está cortado pela sequência seguinte.

A sequência 2B tem as mesmas características da sequência 113, mas é clara a superfície erosiva entre ambas. É predominante a litofácies Gh (NB7) e ocorrem intercalados, alguns níveis

arenosos descontínuos (NB6 e NB8). São abundantes os clastos muito alterados de gneisses e provavelmente de algumas rochas básicas.



2.29: Representação esquemática, sobre fotografia dos perfis Atalaia 2 (em cima) e Atalaia 1 (em baixo).



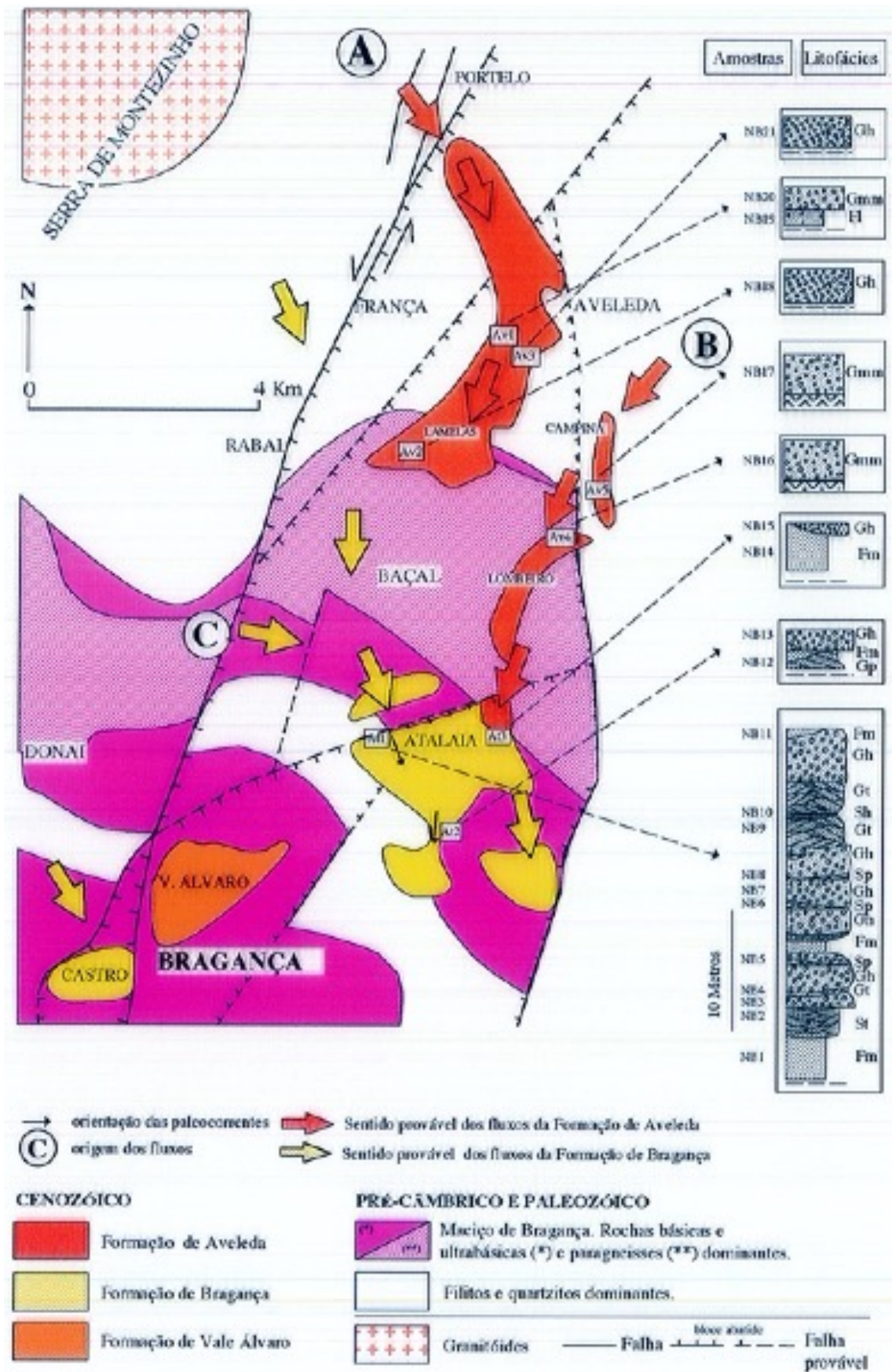
Foto 2.7: Panorama do Areeiro de Atalaia (Norte de Bragança), observando-se o Membro de Atalaia da Formação de Bragança; destaca-se a sobreposição de figuras de canal, com enchimento areno-conglomerático, correspondente à sequência S4B da fig. 2.29.



Foto 2.9: Pormenor da foto 2.8, destacando a forte alteração dos clastos de paragneisses e rochas básicas e a matriz arenosa feldspática.



Foto 2.8: Areeiro de Atalaia, sequências S3B e S4B (fig.2.29); litofácies Gh, Sh, Sp e Fm, organizadas em sequências básicas positivas.



A sequência 3B é constituída por um empilhamento de estruturas arqueadas, em forma de pequenos canais, entrecortando-se (foto 2.7). As fácies Gt (NB9) são mais abundantes do que as fácies St. Os conglomerados são constituídos por clastos de menores dimensões relativamente às restantes unidades conglomeráticas. Alguns leitos areno-argilosos denunciam estruturas do tipo planar, com fina estratificação horizontal (NB10). Todo este conjunto revela um fluxo organizado.

A sequência 4B é constituída por um conglomerado de litofácies Gh (fotos 2.8 e 2.9), semelhante às sequências 1 e 2, com clastos que atingem 35 cm de dimensão. É cortado por um canal de preenchimento silto-argiloso (NB 11), cortada pela superfície topográfica, limitando-a a uma reduzida espessura.

Atalaia 2 (amostras NB12 e NB 13)

Este corte, com uma exposição vertical de cerca de 3 metros, expõe os sedimentos situados próximos do topo da mancha de Atalaia (fig. 2.29 e 2.30). A cor destes sedimentos é acentuadamente vermelha e os clastos encontram-se bastante fragilizados, pelo que é possível que o aumento da frequência de quartzo resulte deste facto. As litologias dos clastos presentes são as mesmas descritas no corte anterior e a sua maior fragilização poderá dever-se à situação superficial destes níveis.

Na base revelou a existência de corpos canalizados, com litofácies Gp, Gt e St predominantes e alguns preenchimentos do tipo Gh. Para o topo evolui para um nível lutítico vermelho (NB 12). Embora exista uma certa dispersão no sentido das paleocorrentes medidas nas várias estruturas sobrepostas, observa-se uma tendência no sentido de SSE. Um fluxo de maior energia, caracterizado por litofácies Gh, sobrepõe-se ao enchimento anterior. No topo os clastos, do tipo subrolado, atingem uma dimensão máxima de 30 cm.

Atalaia 3 (NB 14 e NB 15)

Este corte revela a presença de um nível lutítico vermelho ou branco quando lixiviado, com 3 metros de espessura. Este nível é cortado por um conglomerado constituído essencialmente por calhaus de quartzo e alguns quartzoliditos e quartzitos, subangulosos a subrolados, numa matriz semelhante ao nível inferior. Estes sedimentos diferenciam-se claramente dos anteriores, admitindo-se a sua relação com os depósitos situados mais a norte (Formação de Aveleda).

A SW de Bragança, mancha de v.g. Castro:

Na mancha de Castro foram estudados dois perfis principais: □ primeiro tem cerca de 60 metros de extensão e 13 metros de altura e situa-se na exploração da cerâmica. O segundo com 30 metros de extensão tem uma altura máxima de 8 metros, situa-se na estrada para Vinhais, próximo do limite do depósito a oeste. Estes cortes permitem observar e amostrar essencialmente os níveis inferiores (fig. 2.31). Por cima destes ocorrem níveis essencialmente conglomeráticos, cuja amostragem se efectuou em três cortes próximos do vértice geodésico CASTRO.

Cerâmica de Campo Redondo (Formação de Bragança, amostras CT1 a CT9) (fig. 2.31)

Nos corte da exploração, junto à fábrica, está representado o Membro de Castro da Formação de Bragança. A base é constituída por argilas de cor esverdeada, com nódulos de carbonatos e cortadas por uma rede de fracturas

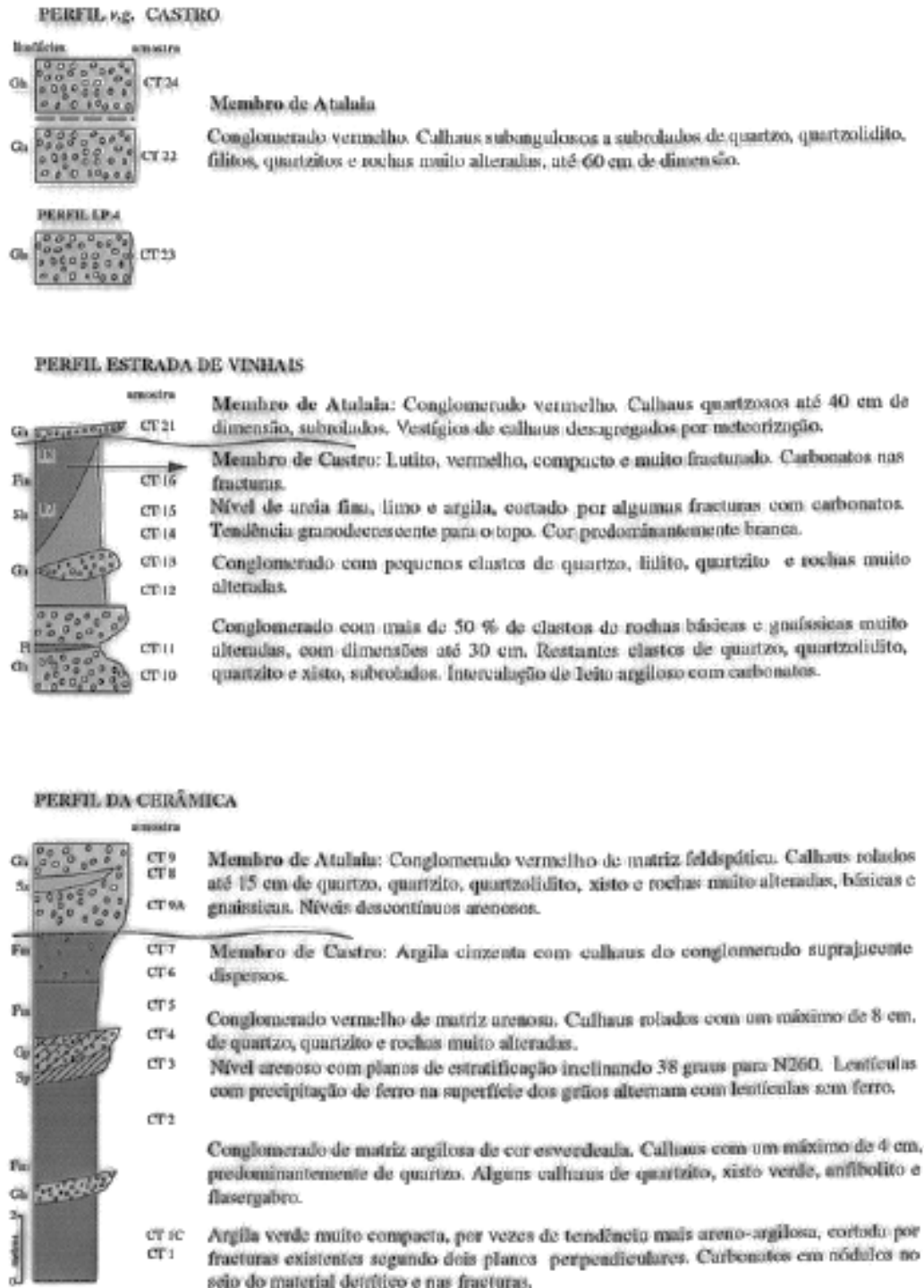


Fig. 2.31: Perfis estratigráficos e caracterização sucinta dos níveis sedimentares amostrados nos depósitos cenozóicos de Castro, Bragança (Formação de Bragança).

cujas superfícies estão também preenchidas por carbonatos. A espessura observável deste nível de argilas é variável e atinge um máximo aflorante na ordem dos 8 metros. Nas argilas intercalam-se níveis arenosos e conglomeráticos, geralmente de cor vermelha muito acentuada. São níveis descontínuos, geralmente com estratificação muito incipiente.

No topo, o conglomerado de cor vermelha que ravina os níveis inferiores deverá representar o Membro de Atalaia da Formação de Bragança. Tem matriz feldspática e clastos de quartzo, quartzolidito, filitos e de rochas muito alteradas, gnaíssicas e algumas básicas. São características comuns aos níveis grosseiros da base, excepto no que respeita à rubefacção mais acentuada dos níveis de topo.

Embora junto à falha que põe em contacto o depósito com os metaperidotitos a leste, se observe a elevada inclinação dos níveis argilosos para oeste (entre 30 e 50 graus), os restantes cortes observados revelam uma inclinação constante de cerca de 15° para leste.

Estrada de Vinhais (Formação de Bragança, amostras CT10 a CT21) (fig. 2.31)

O Membro de Castro está representado, na base, por um nível conglomerático com 2.5 metros de espessura, caracteriza-se pela presença de cerca de 50% de clastos muito alterados, de paragneisses e possivelmente de rochas básicas e dimensão máxima de 30 cm. Sobrepõe-se um nível lutítico esbranquiçado com carbonatos em fracturas; uma intercalação conglomerática de pequenos calhaus de natureza semelhante ao nível inferior, ocorre de forma descontínua no seio do nível lutítico.

A sequência anterior é cortada abruptamente por um preenchimento argiloso vermelho, também cortado por fracturas preenchidas por carbonatos. Sobrepõe-se um estreito leito conglomerático com cerca de 50 cm de espessura e com rubefacção; é de constituição semelhante ao nível inferior, embora neste caso os clastos menos resistentes dificilmente se distingam da matriz.

v.g. CASTRO (Formação de Bragança, amostras CT22 a CT24) (fig. 2.31)

A amostragem é muito superficial, com cortes estreitos que revelam um nível conglomerático com rubefacção e clastos até 60 cm de dimensão, de constituição semelhante aos níveis descritos nos cortes anteriores, embora na maioria dos casos os clastos mais frágeis não sejam identificados.

Um corte mais recente efectuado perto do topo, revela sob o nível conglomerático rubefacto, o nível argiloso identificado nos cortes da cerâmica. Admite-se a representação dos dois membros da Formação de Bragança. Confirma-se o deslocamento tectónico de todo o conjunto sedimentar cenozóico, com basculamento para leste.

3.2.2. Caracterização sedimentológica

3.2.2.1. Formação de Vale Álvaro

A origem dos depósitos da Formação de Vale Álvaro está essencialmente confinada à zona de ocorrência de rochas máficas e ultramáficas do Maciço de Bragança, litologias que constituem não só a fracção grosseira do depósito, mas também a principal fonte alimentadora das fracções mais finas e da componente de precipitação. Para além da ocorrência dessas rochas máficas na fracção grosseira, é rara a presença de quartzo. Os clastos, em geral do tipo subanguloso, têm uma dimensão máxima de 60 cm.

Na fracção arenosa, também são predominantes os fragmentos de rochas máficas, aos quais se junta a presença reduzida de quartzo e feldspatos. Na fracção de minerais pesados são predominantes a hornblenda e as granadas. Ramalhal (1984) mostrou, para a Formação de Vale Álvaro, a existência de muito boas correlações entre a frequência dos principais minerais pesados e a percentagem de fracção arenosa; as correlações, negativa para epidoto, esfena e granada e positiva para a hornblenda, são interpretadas como devidas ao aumento da frequência dos minerais mais estáveis com a diminuição do índice de maturidade química dos sedimentos.

Assinalamos ainda a ocorrência pouco abundante de andaluzite e turmalina em dois níveis sedimentares (Quadro 2.6).

Quadro 2.6: Frequência de minerais pesados dos depósitos de Vale Álvaro.

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
VA17			54			3	11		32								4	8
VA14		2	27			3			60					2			11	10
VA13		6	60						32					2			9	21
VA3			67			4	8		21								4	34

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
VA17			54			3	11		32								4	8
VA14		2	27			3			60					2			11	10
VA13		6	60						32					2			9	21
VA3			67			4	8		21								4	34

Com base no estudo da fracção fina ($<37\mu\text{m}$) da Formação de Vale Álvaro, Ramalhal (1968) salientou os seguintes factos:

- Nas rochas conglomeráticas com cimento argilo-ferruginoso e nas rochas gresosas observa-se um predomínio de esmectite sobre a paligorskite, frequentemente acompanhadas por pequenas quantidades de clorite;
- Nas rochas calcárias gresosas e conglomeráticas de cimento calcário gresoso não é tão nítido esse predomínio, com tendência para o equilíbrio entre a esmectite e a paligorskite, que se acentua nas rochas margosas;
- Nas rochas calcárias brancas apenas existe paligorskite.

A semiquantificação da mineralogia da fracção < 2 μ m de algumas amostras, salientou a associação da paligorskite às fácies carbonatadas, bem como o largo predomínio de esmectite ao longo da formação (fig. 2.28). A presença de caulinite em amostras colhidas em níveis em desagregação junto da superfície, traduz um efeito posterior de alteração superficial que é também responsável pela degradação da paligorskite.

Depósitos carbonatados, semelhantes aos que aqui se descrevem, foram igualmente assinalados na região de Limãos (Macedo de Cavaleiros), na base no Maciço de Morais, embora com ocorrência superficial. Estão presentes um nível calcário branco maciço e um estreito nível conglomerático muito alterado, que se sobrepõe ou corta o nível calcário. O nível conglomerático é, como em Bragança, constituído por restos de rochas básicas e ultrabásicas, numa matriz areno-argilosa com vestígios de carbonatos. Sobrepõem-se em discordância depósitos conglomeráticos siliciclásticos.

3.2.2.2. Formações de Bragança e de Aveleda

Os Quadros 2.7 e 2.8 sintetizam os dados sedimentológicos obtidos, respectivamente nas manchas sedimentares de norte de Bragança e de Castro, salientando as diferenças entre as duas formações.

Quadro 2.7: Síntese das características sedimentológicas dos depósitos situados a norte de Bragança.

PERFIL		FORMAÇÕES	MEMBROS	SEQUÊNCIAS	AMOSTRAS	LITOFÁCIES	GRANULOM.	ARGILAS	% FELDSPATOS	MINERAIS PESADOS	CLASTOS		
											ÍNDICE DE DESGASTE	LITOLOGIAS	
At 3	Aveleda (Av)	AVELEDA	S5C	NB21	Gh	mG	KI	0 < 1 < 1 0	And g z t esf		41	Quartzo Quartzoliditos Filitos Quartzitos	
				NB20	Gmm	mG					32		
				NB19	Fm	gM							
				NB18	Gh	mG					95		
			S4C	NB17	Gmm	mG	Ike	0	G R Z And Ep an t	12			
			S3C	NB16	Gmm	mG	KIv	0	Z T Ep and	52			
			S2C	NB15	Gh	mG	KIe	0	And R D Z	111			
			S1C	NB14	Fm	(g)sM	IKE	0	And Z T r				
At 2	Atalaia 1 (At 1)	BRAGANÇA	ATALAIA	S7B	NB13	Gh	msG	Kei	4	And d est z	110	Quartzo Gnaisses Quartzoliditos Filitos Quartzitos	
				S6B	NB12	Fm	(g)sM	Kei	1	And Z t an			
				S5B	NB11	Fm	sZ	Eki	15	And D Z t est	142		
						Gh							
				S4B	NB10	Sh	ms						
						NB9	Gl						msG
				S3B	NB8	Sp	gmS						
						NB7	Gh				msG		144
					NB6	Sp	(g)mS						
				S2B	NB5	Sp	gmS	EKi	3	And d z	162 152		
						NB4	Gl						msG
						NB3	Gh						msG
				S1B	NB2	St	msG	Eki	5	And est d t			
				Ctr	S1A	NB1	Fm	(g)sM	Eki	5	And Z d t		

Quadro 2.8: Síntese das características sedimentológicas dos depósitos de Castro, Bragança.

PERFIL	FORMAÇÕES	MEMBROS	SEQUÊNCIAS	AMOSTRAS	LITOFÁCIES	GRANULOM.	ARGILAS	% FELDSPATOS	MINERAIS PESADOS	CLASTOS	
										ÍNDICE DE DESGASTE	LITOLOGIAS
Estrada Vinhais	BRAGANÇA	ATALAIA	S1B	CT24	Gh					117	Quartzo Quartzoliditos R. Básicas Quartzitos Paragneisses
				CT23	Gh	msG	KI	0	And Ep d r g	72	
				CT22	Gh	msG	KIe	10	And Z D R t est	147	
				CT21	Gh	msG	Kie	5		118	
		CASTRO	S3A	CT18	Fm	sM	KIe	15	D And r z t est		Paragneisses Quartzo Quartzoliditos Quartzitos Filitos
				CT17	Fm	sM	Kie	15			
			S2A	CT16	Sh	mS	Kie		And t z		
				CT15	Sh	mS	IEKv	5			
				CT14	Sh	mS					
				CT13	Gh	msG	IEK			98	
			S1A	CT12	Fm	sM		10	D And r t		
				CT11	Fm	sM	Eki	10	And Ep Z r d e s f g t	110	
				CT10	Gh	msG	Eki				
Cerâmica	BRAGANÇA	ATALAIA	S1B	CT9	Gh	msG			And Ep z t r e s And T Ep r e s t z	140	
				CT8	Sh	gmS	Keig	10			
		CASTRO	S3A	CT7	Fm	M	Eik		Ep And T Anf z		
				CT6	Fm	sM					
				CT5	Fm	sM	Eicl				
			S2A	CT4	Gh	msG	EIKg	10			
				CT3	Sp	gmS	Ekg	<1			
				CT2	Fm	sM	Eikg	1.5			
			S1A	CT1a	Fm	sM	Eikel	1.5			
				CT1	Fm	sM					

Granulometria (fig. 2.32 e 2.33)

O Membro de Castro da Formação de Bragança caracteriza-se pelo predomínio de sedimentos finos, lutitos e areias finas, muito fracamente calibrados a fracamente calibrados. Os níveis conglomeráticos neles intercalados, apresentam uma matriz predominantemente arenosa (msG), muito fracamente calibrada. Os valores da acuidade revelam curvas de distribuições granulométricas essencialmente do tipo mesocúrtica nos níveis mais finos.

Os conglomerados do Membro de Atalaia, amostrados na mancha de Castro, revelam uma matriz essencialmente lutítica (mG). Os sedimentos são extremamente mal calibrados, com curvas de distribuição de frequência do tipo platicúrtica. O aumento da fracção lutítica nestes níveis poderá resultar da desagregação dos clastos mais alteráveis, como parece evidenciar a diferença assinalada nas amostras CT9 e CT9A que representam o mesmo nível a diferente distância do topo (fig. 2.32).

Os valores de M.P.S. obtidos nos afloramentos situados a Norte de Bragança, encontram-se projectados na fig. 2.23; revelam, na Formação de Aveleda, um decréscimo do seu valor para jusante (origem A, fig. 2.30). Pequenos corpos independentes (origem B) caracterizam-se por

menores valores. A Formação de Bragança revela um valor, medido nas litofácies Gh, que decresce ligeiramente para o topo e para jusante (SSE).

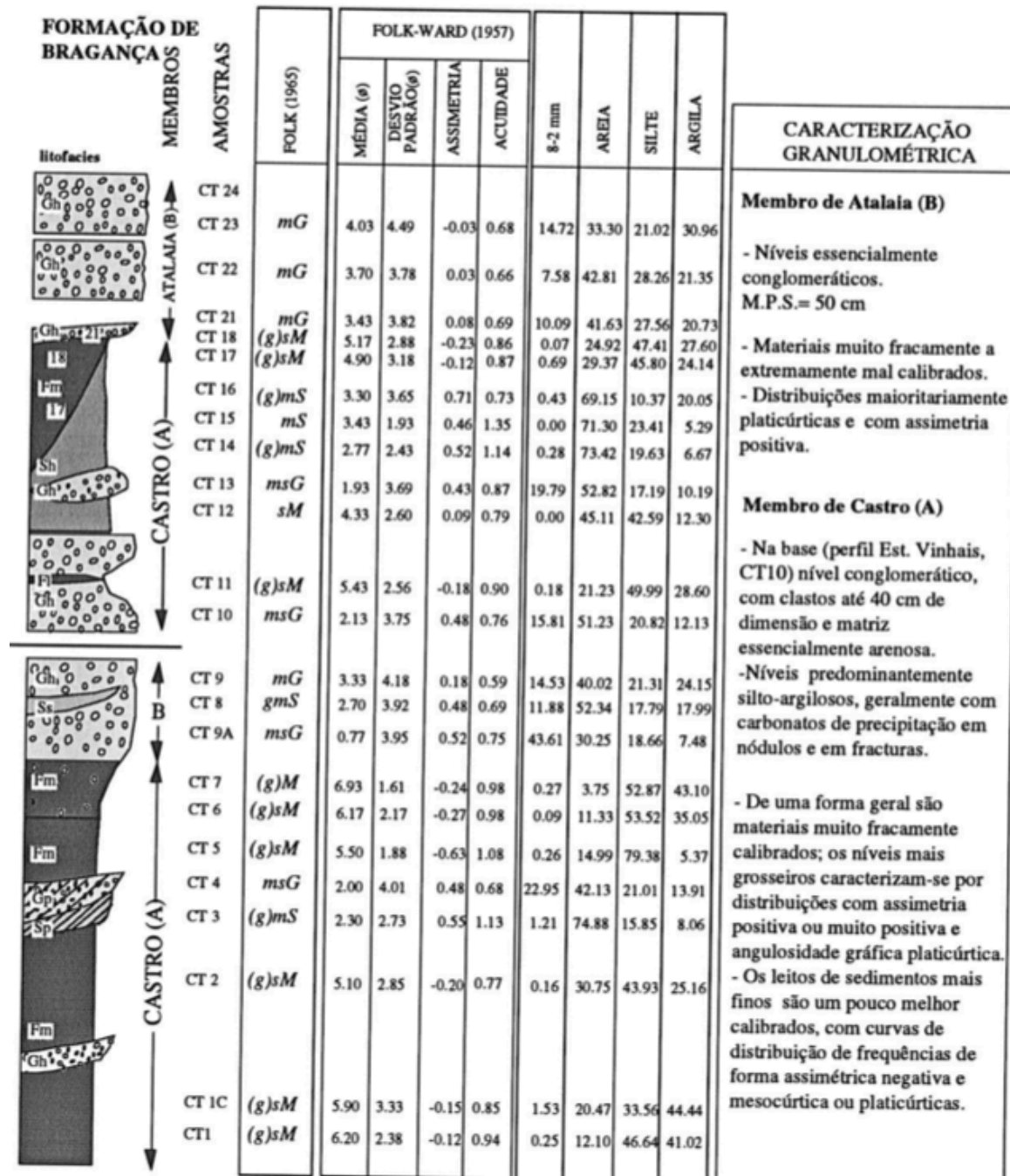


Fig. 2.32: Caracterização granulométrica dos depósitos de Castro (F. Bragança). Valores dos estatísticos de FolkWard (1957) e terminologia de acordo com as percentagens relativas das diversas fraccões (Folk, 1965).

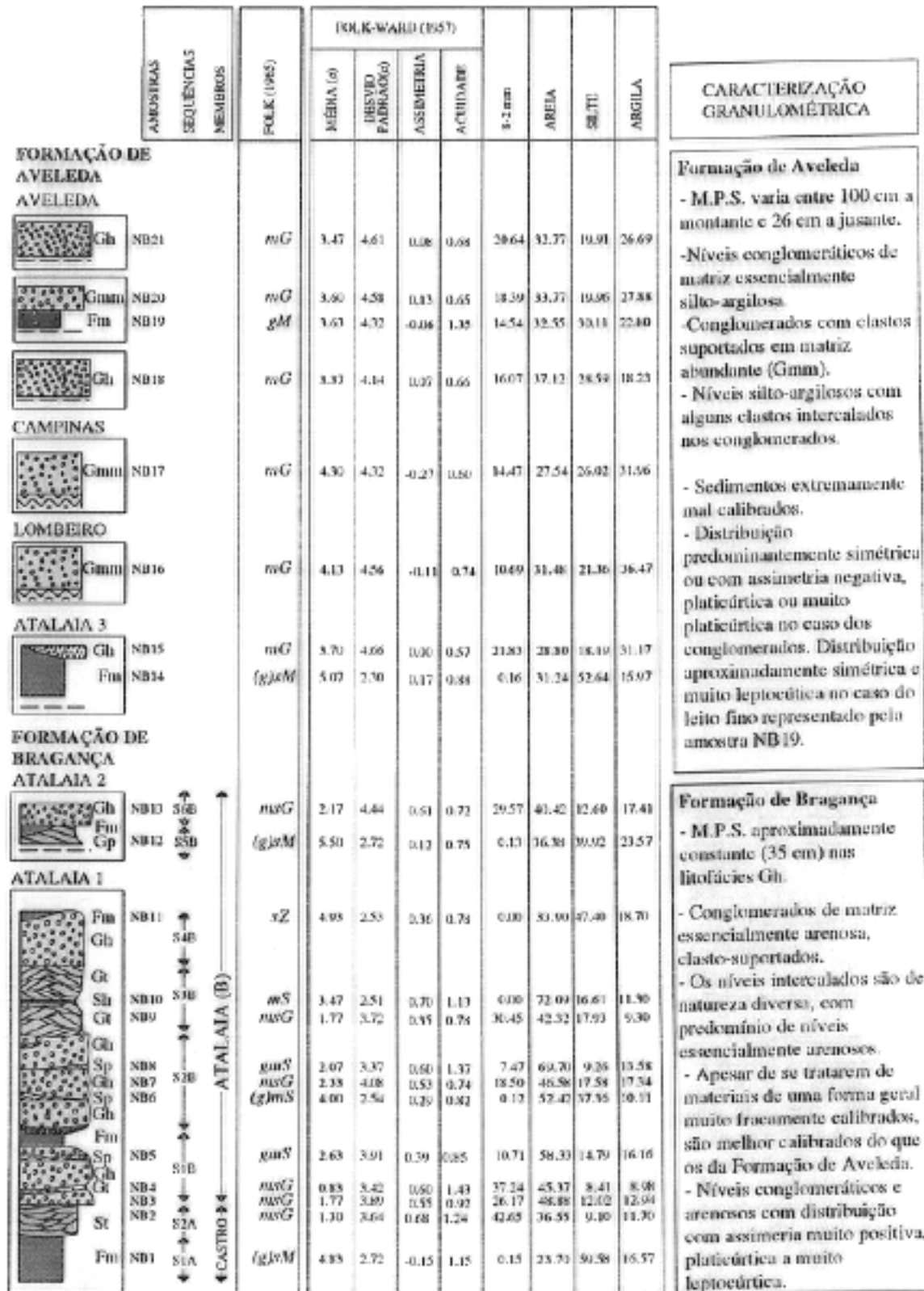


Fig.2.33: Caracterização granulométrica dos depósitos situados a norte de Bragança. Valores dos estatísticos de Folk-Ward (1957) e classificação com base nas percentagens relativas das diversas fracções (Folk, 1965).

Os dados obtidos na análise granulométrica dos depósitos situados a Norte de Bragança, encontram-se expressos na fig. 2.33. A projecção em diagrama de Folk (1965) revela um predomínio da fracção arenosa sobre a fracção lutítica na matriz dos conglomerados que constituem a Formação de Bragança (*ms G*); em situação oposta, a Formação de Aveleda caracteriza-se pelo predomínio da fracção lutítica na matriz dos conglomerados (*mG*). De uma forma geral os leitos mais finos são constituídos por sedimentos muito fracamente calibrados. As litofácies Gh apresentam-se extremamente mal calibradas em ambas as unidades. As litofácies conglomeráticas organizadas revelam-se ligeiramente melhor calibradas.

3.2.2.2.2. Composição e morfometria da fracção >16mm (fig. 2.34 e 2.35)

A norte de Bragança, a Formação de Bragança caracteriza-se pela presença de rochas muito alteradas, incluindo paragneisses, cuja identificação é em geral difícil, devido à alteração. Estes clastos têm textura granular e foliação, apresentando concentrações de minerais ferromagnesianos orientados. Coexistem com clastos de quartzo, liditos, filitos e quartzitos (fig. 2.34).

A Formação de Aveleda caracteriza-se pela presença de clastos de quartzo, liditos e quartzoliditos (fig. 2.34). A diferença observada entre as duas unidades indica uma variação de litologias na área fonte. No caso da Formação de Bragança admite-se a mistura de clastos provenientes de locais diferentes (origens A, B e C, fig. 2.30).

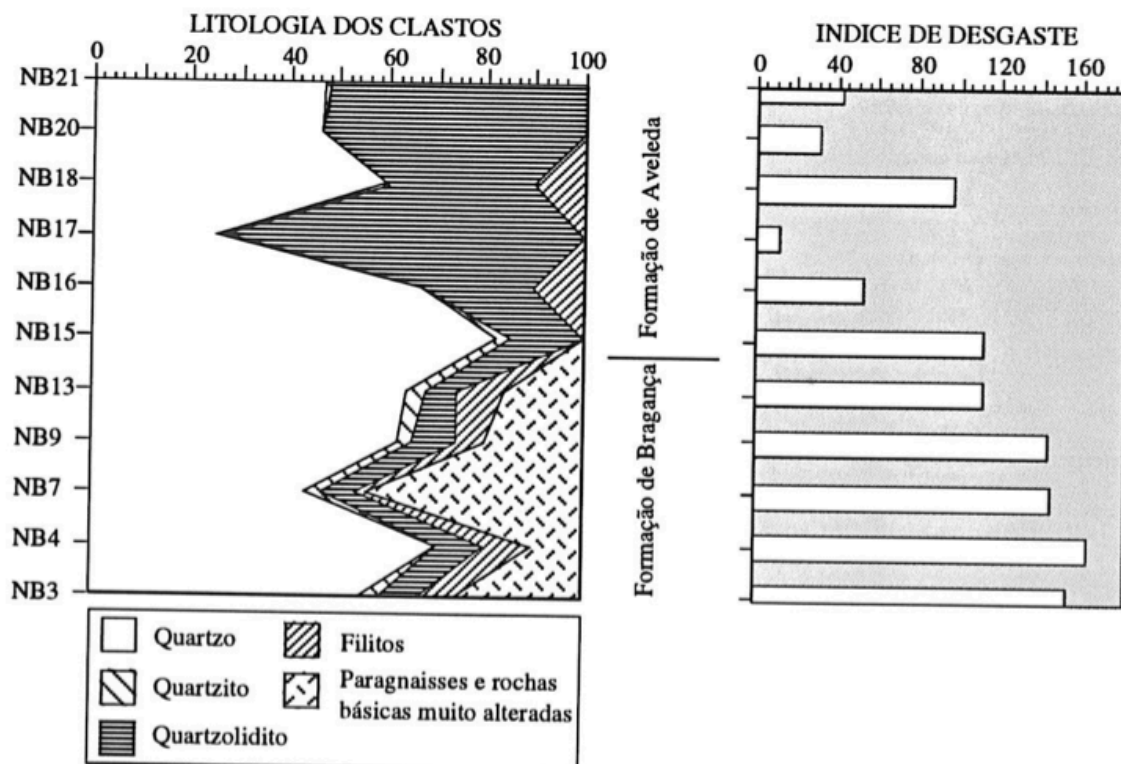


Fig. 2.34: Gráficos de variação da litologia dos clastos e do índice de desgaste dos depósitos sedimentares situados a norte de Bragança.

A quantificação do índice de desgaste dos seixos de quartzo revela maiores valores para a Formação de Bragança (fig.2.34). A variação deste índice nas amostras da Formação de Aveleda indica um aumento para jusante, a partir de valores baixos indicativos de transporte reduzido. Uma origem distinta a leste é confirmada pelos valores de NB17 e NB16 (fig. 2.30). A Formação de Bragança caracteriza-se pela ligeira tendência para a diminuição do desgaste das partículas no sentido do topo.

Na mancha sedimentar de Castro, os depósitos, quando observados em cortes superficiais, revelam o desaparecimento dos clastos mais alterados devido à sua total desagregação por efeito meteórico (fig. 2.35). Também se conclui, pela análise dos diagramas de variação vertical da composição em minerais de argila, que para o topo resulta, provavelmente pelo mesmo efeito, um enriquecimento em caulinite e uma diminuição dos teores de esmectite (fig. 2.37).

Os clastos atingem maiores dimensões nos níveis do topo (Membro de Atalaia), com valor máximo de 60 cm, enquanto que nos níveis grosseiros intercalados nos lutitos do Membro de Castro atingem o valor máximo de 30 cm. No que diz respeito à litologia dos clastos verifica-se uma grande variedade, com a presença regular de quartzo, quartzito, liditos e quartzoliditos, oitos com estado de alteração variável e rochas muito alteradas, quer gneisses quer de natureza máfica. Esta variedade indica a contribuição de materiais provenientes quer do substrato paleozóico quer do Maciço de Bragança. Observa-se alguma variação das percentagens relativas nos diversos leitos, o que deverá significar variações nas áreas fonte. De uma forma geral as litologias associadas ao Maciço de Bragança correspondem a cerca de 40% do espectro litológico (fig. 2.30).

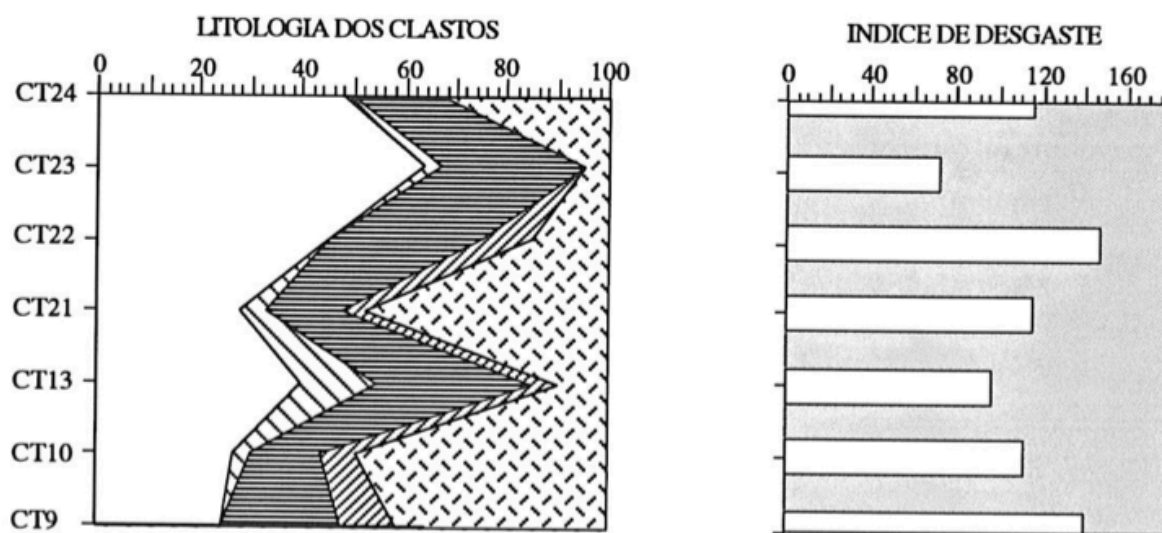


Fig.2.35: Gráficos de variação da litologia dos clastos e do índice de desgaste dos depósitos de Castro.

O valor médio do índice de desgaste dos seixos de quartzo é de 115, valor muito semelhante ao obtido nos depósitos situados a norte de Bragança. Os valores inferior (72) e superior (147) foram obtidos em leitos conglomeráticos próximos do topo do depósito com rubefacção acentuada. Estes valores são indicadores de distâncias de transporte variáveis.

Composição e morfoscopia da fracção arenosa

A fracção arenosa dos depósitos estudados é constituída predominantemente por grãos de quartzo, cuja superfície à lupa binocular se apresenta quase sempre de aspecto baço e com arestas arredondadas. A forma dos grãos varia entre subanguloso e subarredondado, aspecto comum a todas as amostras, com excepção das NB16 e NB17 nas quais dominam os grãos angulosos e brilhantes. Por outro lado verifica-se que nos níveis predominantemente silto-argilosos as areias de quartzo são maioritariamente constituídas por grãos não desgastados e brilhantes. Na mancha de Castro, a fracção arenosa apresenta características iguais às referidas para os depósitos situados a Norte de Bragança. Grãos de quartzo predominantes, geralmente subarredondados a subangulosos e com superfície "mate", denunciam ataque mecânico ou químico.

Os grãos de fragmentos de rocha, geralmente quartzíticos e outros metasedimentos com xistosidade, apresentam-se mais desgastados do que os grãos de quartzo, por vezes com aspecto redondo.

Quanto à frequência de feldspatos, verifica-se uma variação entre valores inferiores a 1% e cerca de 15% (fig. 2.36 e 2.37). Na mancha de Castro, os níveis conglomeráticos do Membro de Atalaia, revelam uma variação entre 0% (CT23) e 10% (CT22).

A difracção de RX sobre a amostra total revela, para além do quartzo, moscovite e ilite, a presença dos feldspatos nas amostras da Formação de Bragança, sendo a microclina mais abundante do que as plagioclases.

Minerais pesados

Na subfracção de minerais pesados destaca-se o predomínio de andaluzite em ambas as formações. A origem, pelo menos parcial, dos sedimentos que constituem a Formação de Bragança, no Maciço de Bragança é confirmada pela ocorrência significativa de distena, com origem essencialmente nos paragneisses. O zircão, ocorrendo na forma de grãos de pequena dimensão é por esse motivo mais abundante nos níveis lutíticos. É pouco significativa a presença de turmalina, estauroilite, granadas, epídoto, esfenas e silimanite. Os minerais de titânio, em geral medianamente representados, revelam, com o seu aumento significativo, área-fonte muito limitada a litologias específicas. A origem distinta dos depósitos das manchas de Campina (NB17) e Lombeiro (NB16), relativamente aos depósitos da mancha de Aveleda, é traduzida pelo significativo aumento de zircão, granadas, rútilo e epídoto (fig. 2.30; Quadro 2.9).

Quadro 2.9: Frequência de minerais pesados dos depósitos das Formações de Bragança e de Aveleda, situados a norte de Bragança.

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
Formação de Aveleda																		
NB20		85			1		2								5	6	5	26
NB19		78					5		4			1		1	5	4	7	13
NB18	1	79					3		13			1		2		1	4	42
NB17	6	13	3			7			26			2		5	15		8	53
NB16	3	6	2	3	1	8			2	2		3		29	41			64
NB15	1	73			7							10		3	6			41
NB14	2	61		1		1	2	1				3		12	17		1	36
Formação de Bragança																		
NB13		84		1	5		1	4				1			4			40
NB12	4	61			1		2					1		4	27			46
NB8	2	51		2	22	1	2			3	1	3		7	6		1	28
NB7	2	55		3	20	1						1		9	9			29
NB6	2	55	1		15			6						11	9		1	34
NB5	2	67	1		12		1	2		2		3	1	3	6			47
NB4	1	67			8			3	3					3	14			35
NB3		75			6	2	3	6					2	5	1		3	25
NB1	4	44		4	6		1	3	1	1		1		5	29		1	59

O cortejo de minerais pesados não evidencia qualquer variação vertical nos depósitos da mancha de Castro indicativa da presença de unidades distintas (Quadro 2.10). Nos cortes da Cerâmica a associação andaluzite + epidoto + turmalina é comum ao longo de todo o perfil. No perfil da estrada de Vinhais, a substituição do epidoto pela distena não é acompanhada por qualquer descontinuidade.

Quadro 2.10: Frequência de minerais pesados nos depósitos de Castro (Formação de Bragança).

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Put	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
Perfil v.g. Castro																		
CT23		62	1		6	19	1		3			5		1	2			32
CT22	1	49	1		11			5	1			10		6	15		3	55
Perfil da Estrada de Vinhais																		
CT21	1	45	1		36			3				6	1	3	4			38
CT18		37		1	45		2	2				4			5			22
CT17		30			43	6	1	2				1		7	11			52
CT20	2	48			23							4		18	5			28
CT19		71			8	2		3				3		7	5		3	46
CT15		71				1	2					2		14	9			46
CT11		26			60	1		1				6		4	2			37
CT10		45			6	14	6		5			7		5	11			37
Perfil da Cerâmica																		
CT9		47			1	33		3	1			3	2	4	5		5	44
CT8		64				10		4				4		16	2			41
CT4		29	11		1	31		1	1			1		18	5		3	50

Para o topo também se revelam fontes de alimentação distintas, traduzidas essencialmente pela presença ou ausência de epídoto. À presença de distena corresponde o aumento da frequência de feldspatos, revelando uma contribuição significativa dos paragneisses.

Fracção < 2 μ m (fig. 2.36 e 2.37)

A difracção de RX efectuada sobre lâminas orientadas de material de dimensão inferior a 2 μ m, indicou existir uma variação acentuada na constituição mineralógica desta fracção (fig. 2.36 e 2.37)

De uma forma geral é destacada a abundante presença de esmectite na Formação de Bragança, com claro predomínio sobre a filite e a caulinite; a clorite e a vermiculite são minerais pouco abundantes. A goethite é particularmente abundante nos níveis grosseiros vermelhos intercalados.

Nos níveis superficiais rubefactos observa-se um aumento significativo da frequência de caulinite, tornando-se as esmectites pouco abundantes ou ausentes. Admite-se que a substituição da esmectite por caulinite nos níveis superiores se possa dever a um efeito meteórico e não a uma característica que diferencie formações distintas. Tal facto assenta na observação quase sistemática desta substituição gradual no sentido do topo e no facto de esta variação não se fazer acompanhar por outras que denunciem variações no modelo deposicional ou por descontinuidade visível.

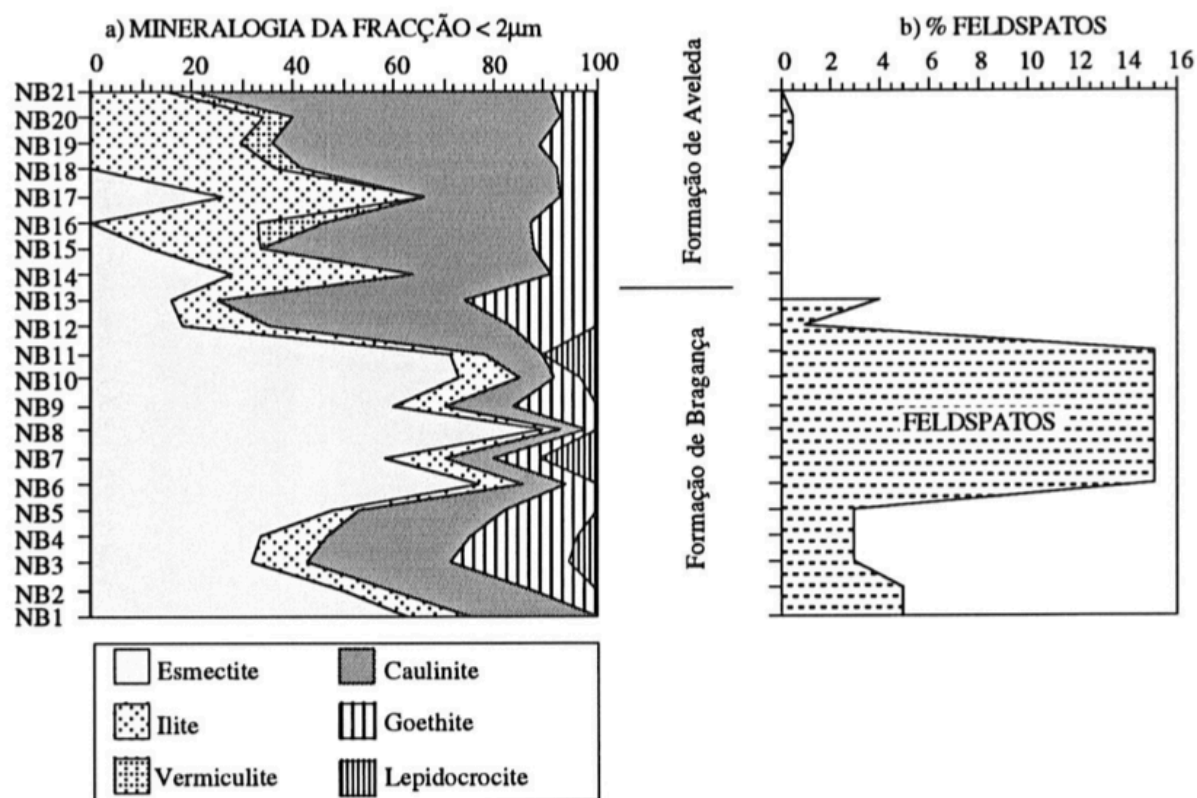


Fig.2.36: Gráficos de variação da composição mineralógica da fracção <2 μ m (a) e da frequência de feldspatos (b), na fracção arenosa dos depósitos sedimentares situados a norte de Bragança.

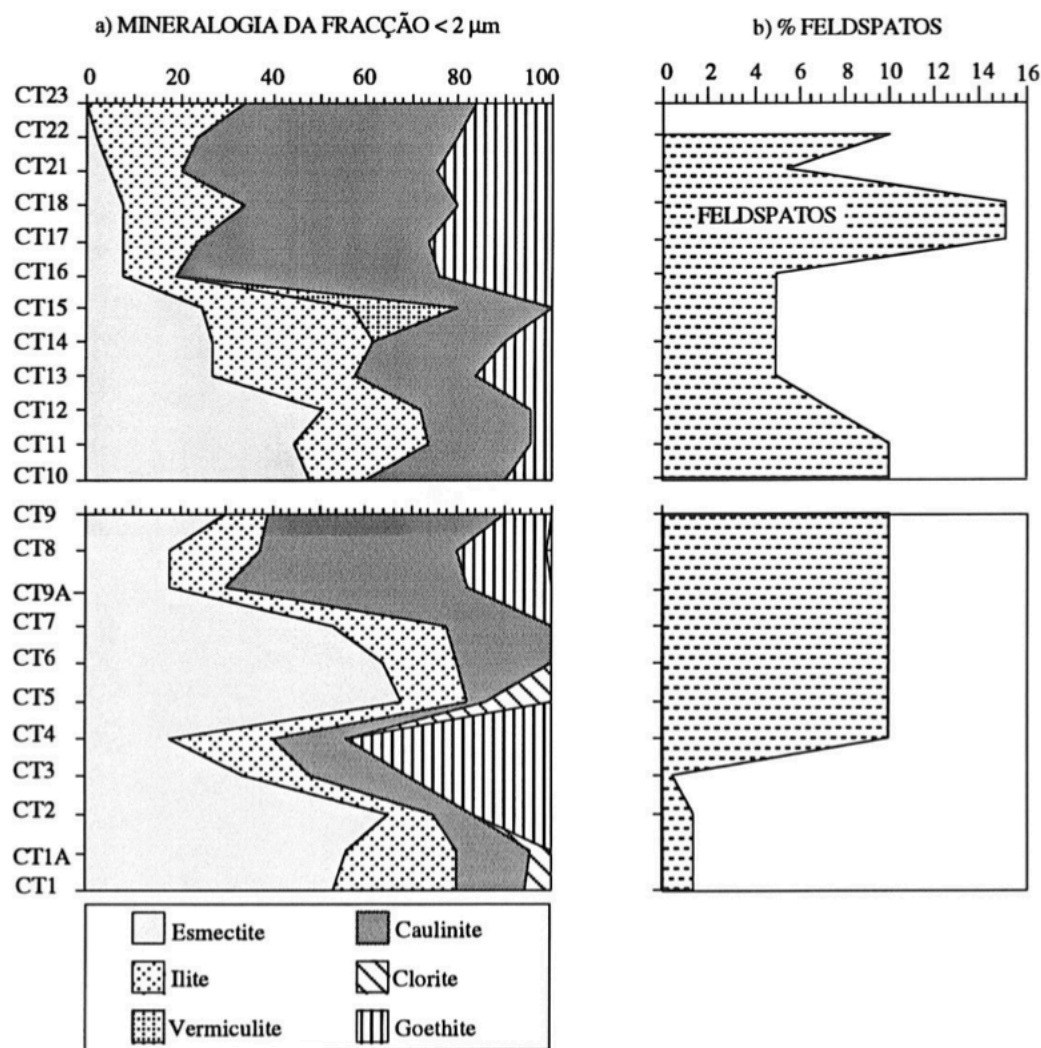


Fig.2.37: Gráficos de variação da composição mineralógica da fracção < 2µm (a) e da frequência de feldspatos (b), na fracção arenosa dos depósitos de Castro.

Na Formação de Aveleda a esmectite é pouco abundante, estando ausente nas fácies mais proximais; estas caracterizam-se por um predomínio de caulinite + ilite, com reduzida frequência de vermiculite e interestratificados ilite-vermiculite.

A goethite é o óxido de ferro mais abundante e está presente em quase todas as amostras. A lepidocrocite ocorre como mineral vestigial em algumas amostras da Formação de Bragança.

A maior abundância relativa de óxidos de ferro é assinalada nos níveis mais grosseiros, aspecto que se associa à sua maior permeabilidade. Para além dos leitos arenosos e conglomeráticos, a rubefacção atinge e penetra o topo dos leitos argilosos que contactam com os níveis mais permeáveis.

3.3. OS DEPÓSITOS SITUADOS ENTRE PALÁCIOS E QUINTANILHA

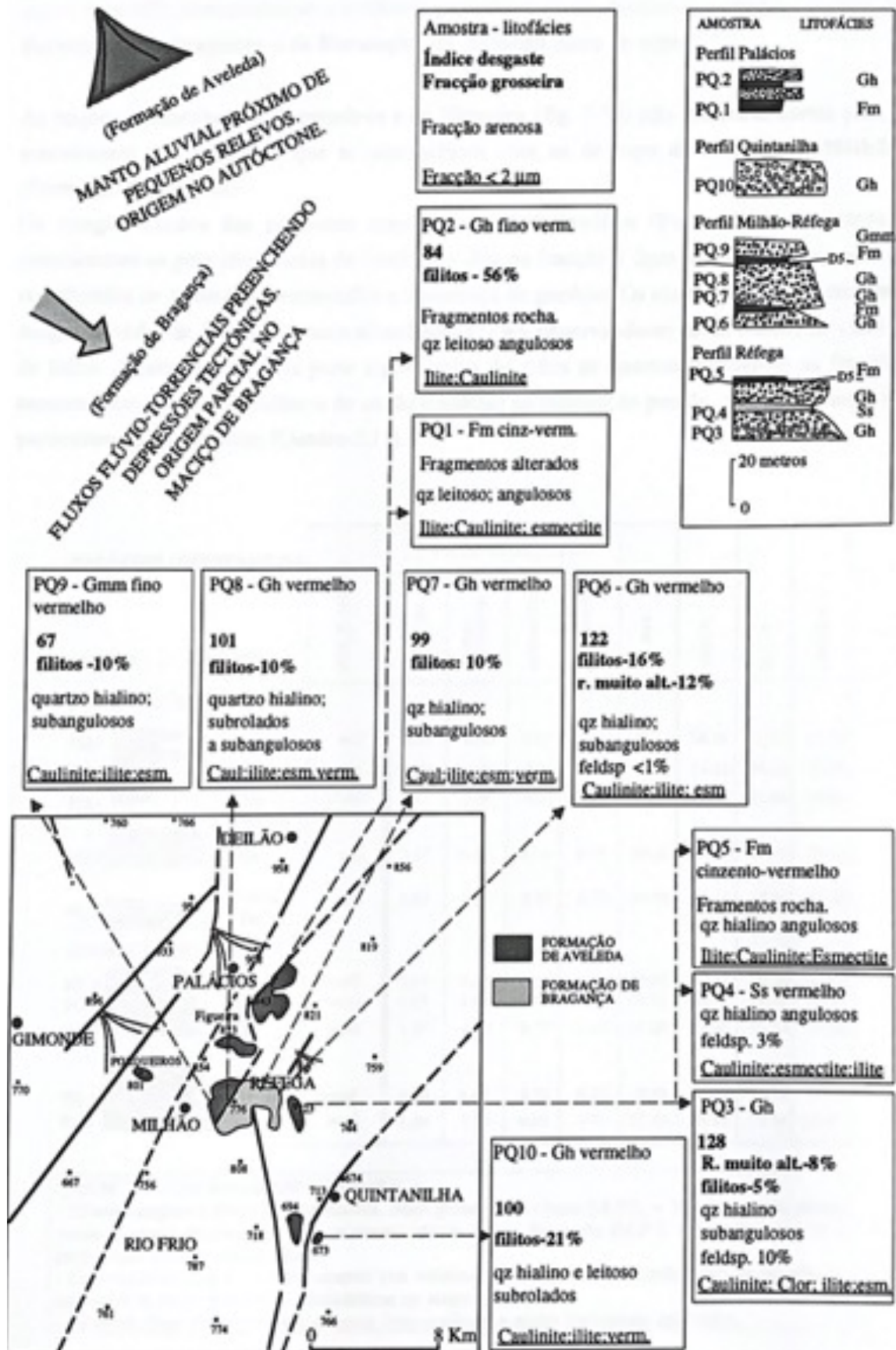
A aproximadamente 12 Km a leste de Bragança e a pouca distância da fronteira estabelecida pelo rio Maças, localizam-se algumas manchas constituídas por sedimentos predominantemente vermelhos e cuja situação geomorfológica os distingue daqueles que foram descritos em relação com o acidente de Bragança (fig. 2.21). Não é tão clara a posição dos sedimentos preenchendo depressões ou desníveis topográficos acentuados, indicativos de actividade tectónica mais ou menos recente. Contudo, na mancha sedimentar situada entre Milhão e Réfega, uma parte significativa do depósito ocupa uma depressão topográfica; a sua posição geomorfológica e características sedimentológicas, permitem admitir tratar-se da Formação de Bragança, separada por uma descontinuidade do depósito mais superficial, supostamente da Formação de Aveleda (fig. 2.25). Admite-se que, ao contrário do que acontece no domínio do acidente de Bragança, uma situação de maior estabilidade tectónica quaternária justifique a tendência para o aplanamento desta região.

Estudaram-se 4 perfis: Palácios, Quintanilha, Milhão-Réfega e Réfega (fig. 2.38). Admite-se uma organização vertical dos depósitos como se indica na fig. 2.39.

3.3.1. Descrição e caracterização sedimentológica

Os depósitos que se situam entre Milhão e Réfega estão melhor expostos nas proximidades desta última povoação, onde a ribeira de Escuredo corta os depósitos e permite a sua exposição junto da base (PQ3 e PQ 4). Sobre os xistos do substrato assentam conglomerados com blocos de grandes dimensões (cerca de 1 metro). A granulometria dos sedimentos diminui para o topo e observam-se níveis finos, areno-siltosos, intercalados (fig. 2.39). Os clastos são predominantemente de quartzo subrolado. Ocorrem ainda liditos, xistos e rochas muito alteradas de cor castanha ou esbranquiçada, neste caso de natureza gneissica (fig. 2.40), cuja origem parece situar-se no Maciço de Bragança, hipótese sustentada também pela presença de distena na subfracção pesada (Quadro 2.11). Os conglomerados, constituindo litofácies Gh, têm uma matriz essencialmente arenosa constituída por grãos de quartzo hialino geralmente subangulosos e superfície variando entre um aspecto brilhante e um aspecto mate. Na fracção < 21µm a caulinite é dominante (fig. 2.41).

Para oeste, em direcção a Milhão, os níveis são igualmente conglomeráticos (PQ6 a PQ9), embora com acentuada diminuição do tamanho dos clastos e tendência para litofácies do tipo Gmm. No topo, os conglomerados são constituídos por calhaus de pequena dimensão (M.P.S.= 8 cm), predominantemente subangulosos de quartzo (84%) e com percentagens reduzidas de xistos e liditos, dispersos numa matriz de natureza predominantemente siltoargilosa (fig.2.39). Deixam de ser visíveis os clastos mais alterados dos níveis inferiores (fig.2.40). As areias são essencialmente de quartzo hialino variando entre aspectos subroladomate e subanguloso-brilhante. Caulinite e ilite são os minerais de argila dominantes, sendo registada a ocorrência limitada de esmectite. O índice de desgaste é decrescente da base (128) para o topo (67), acompanhando a tendência granodecrescente. Admite-se a presença na base da Formação de Bragança e da Formação de Aveleda junto ao topo.



As pequenas manchas de Porqueiros e de Figueira (fig. 2.38) não fornecem cortes para a amostragem dos materiais que se assemelham com os de topo da mancha de Milhão (Formação de Aveleda).

Os conglomerados das pequenas manchas de Quintanilha (Formação de Aveleda), caracterizam-se pela abundância de caulinite e ilite na fracção < 41m, com frequência pouco significativa de esmectite e vermiculite e a presença de goethite. Os clastos de quartzo com um desgaste médio de 100 são os mais abundantes (71 %), observando-se ainda clastos de xisto e de lidito. A presença de uma parte significativa de grãos de quartzo subrolados na fracção arenosa, bem como a abundância de zircão e anátase na subfracção pesada, constituem aspecto particulares deste depósito (Quadro 2.11).

PALÁCIOS - QUINTANILHA		FOLK (1965)	FOLK-WARD (1957)				8-2 mm	AREIA	SILTE	ARGILA
AMOSTRA	LITOFACIES		MÉDIA (φ)	DESVIO PADRÃO (φ)	ASSIMETRIA	ACUIDADE				
FORMAÇÃO DE AVELEDA										
PQ.2	Gh	mG	2.23	4.66	0.53	0.53	37.61	24.54	12.20	25.65
PQ.1	Fm	(g)sM	6.30	2.58	-0.36	1.06	1.46	11.40	39.24	47.89
PQ.5	Fm	(g)sM	5.37	2.35	-0.21	1.25	1.89	17.16	61.66	19.28
PQ10	Gh	mG	3.57	4.38	-0.14	0.62	20.40	25.70	30.76	23.13
PQ.9	Gmm Fm	mG	3.60	4.89	0.00	0.57	24.06	27.12	17.34	31.47
FORMAÇÃO DE BRAGANÇA										
PQ.8	Gh	msG	2.57	4.25	0.55	0.56	19.65	40.64	17.10	22.61
PQ.7	Gh	msG	1.53	4.48	0.57	0.71	39.53	30.42	13.58	16.48
PQ.6	Fm Gh	msG	1.97	4.09	0.57	0.65	31.08	37.98	16.10	14.85
PQ.4	Gh	(g)sM	4.50	2.67	0.25	0.88	0.18	45.00	38.90	15.92
PQ3	Gh	msG	1.20	3.70	0.63	0.94	37.70	39.65	12.18	10.47

Fig. 2.39: Caracterização granulométrica das amostras dos depósitos sedimentares situados entre S. Julião de Palácios e Quintanilha.

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA

- Níveis conglomeráticos predominantes. Mais grosseiros na base (M.P.S. = 100 cm) e com matriz essencialmente arenosa. No topo os clastos são de menor dimensão (M.P.S. = 8 cm) e a matriz é predominantemente silto-argilosa.
- Os conglomerados são extremamente mal calibrados, em geral com distribuições de frequência assimétricas muito positivas e platicúrticas ou muito platicúrticas.
- Os níveis finos são predominantemente limo-argilosos e muito fracamente calibrados.

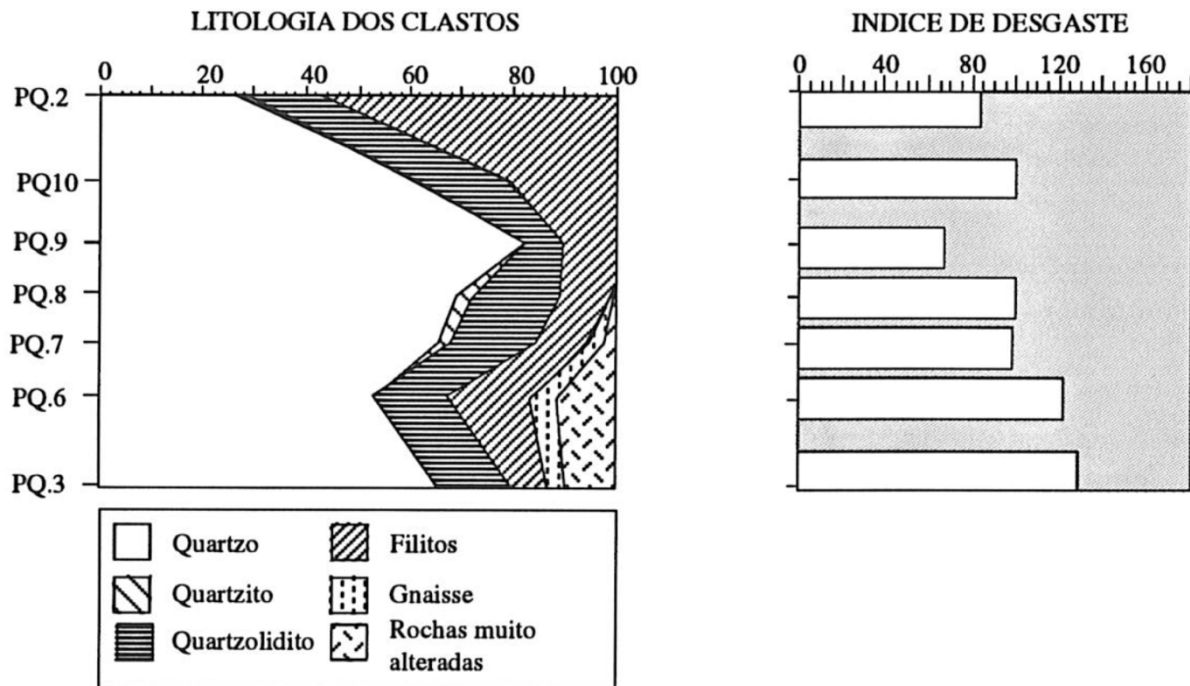


Fig. 2.40: Gráficos de variação da litologia dos clastos e do índice de desgaste dos depósitos cenozoicos situados entre S. Julião de Palácios e Quintanilha.

A mancha sedimentar situada mais a norte (Palácios) tem escassa espessura, limitando-se a uma estreita cobertura (PQ1 e PQ2). Caracteriza-se pela predominância de lutitos vermelhos, com diferenciação de lenticulas centimétricas de cor alternando entre vermelho e cinzento. Níveis conglomeráticos pouco espessos, com pequenos calhaus e de matriz predominantemente argilosa, têm reduzida representação e uma origem próxima (fig. 2.38). Cerca de metade dos clastos são de xisto, correspondendo a outra metade a quartzo, liditos e quartzitos. O índice de desgaste médio dos seixos de quartzo é de 84. A fracção arenosa é constituída por fragmentos de xisto e grãos de quartzo leitoso geralmente angulosos e brilhantes. Na fracção <2 jím, ilite e caulinite são predominantes sobre a esmectite (fig. 2.41).

Esta cobertura de sedimentos predominantemente finos da Formação de Aveleda, assenta discordantemente nas imediações de Réfega, sobre os depósitos da Formação de Bragança (fig. 2.25).

Quadro 2.11: Frequência de minerais pesados nos depósitos de Palácios-Quintanilha.

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
PQ10	28	28						1				8			35			42
PQ9	1	64			11			1				4		7	13			36
PQ7		88						2				1		6	3			25
PQ4	1	77	1			1	1	1				2	1	9	7			25
PQ3		71	1		5	8	1	2	4			3		3	2		6	32

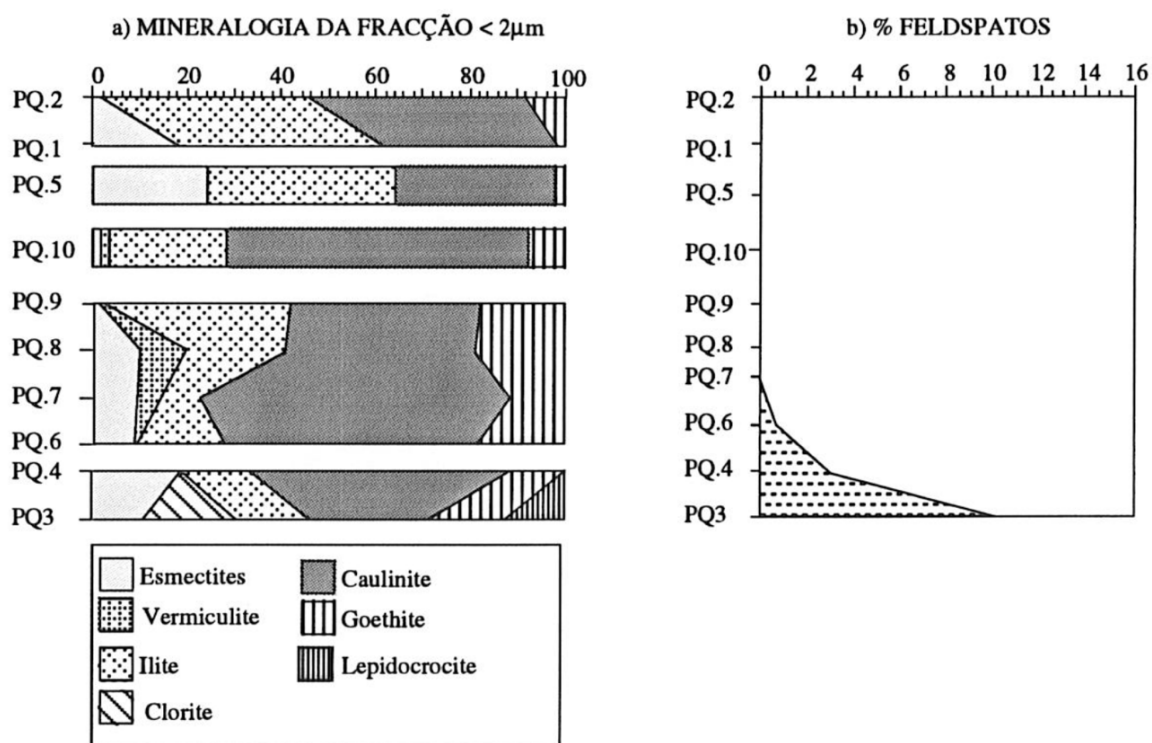


Fig. 2.41: Gráficos de variação da composição mineralógica da fração < 21µm (a) e da frequência de feldspatos na fração arenosa (b) dos depósitos situados entre S. Julião de Palácios e Quintanilha

3.4. OS DEPÓSITOS SITUADOS ENTRE MÓS E SORTES (SUL DE BRAGANÇA)

Um pouco a sul de Bragança, na região entre Sortes e Mós, podem observar-se nos cortes recentes da 1P4 alguns níveis sedimentares cenozóicos. Situam-se na base do flanco leste da serra da Nogueira e no caso dos que se situam mais próximos de Sortes, estabelecem mesmo a passagem do flanco da Serra ao fundo da depressão (fig. 2.42).

Distinguem-se três manchas que se designam, de norte para sul, de Mós, Sortes 1 e Sortes 2. Os sedimentos da mancha de Mós apresentam uma cor vermelha, típica da maior parte dos depósitos que têm vindo a ser descritos, aspecto que os distingue dos sedimentos situados mais a sul, na região de Sortes, com cor esbranquiçada, acastanhada ou avermelhada. As observações no terreno indicam também uma diferença na constituição dos depósitos.

3.4.1. Descrição e caracterização sedimentológica

Nas manchas de Sortes evidencia-se a presença de calhaus de granito, geralmente muito alterados, num conjunto onde predominam quartzo, filitos quartzosos e quartzitos. A matriz, com feldspatos frescos abundantes, micas e fragmentos de rochas microgranulares e metamórficas, é também resultante de uma origem em granitos e em rochas metamórficas. Na base, este corpo sedimentar é constituído unicamente por sedimentos resultantes da meteorização dos granitos e filões de quartzo e assenta sobre o próprio granito. O transporte destes materiais foi curto, aspecto traduzido pelo reduzido desgaste e calibragem dos sedimentos.

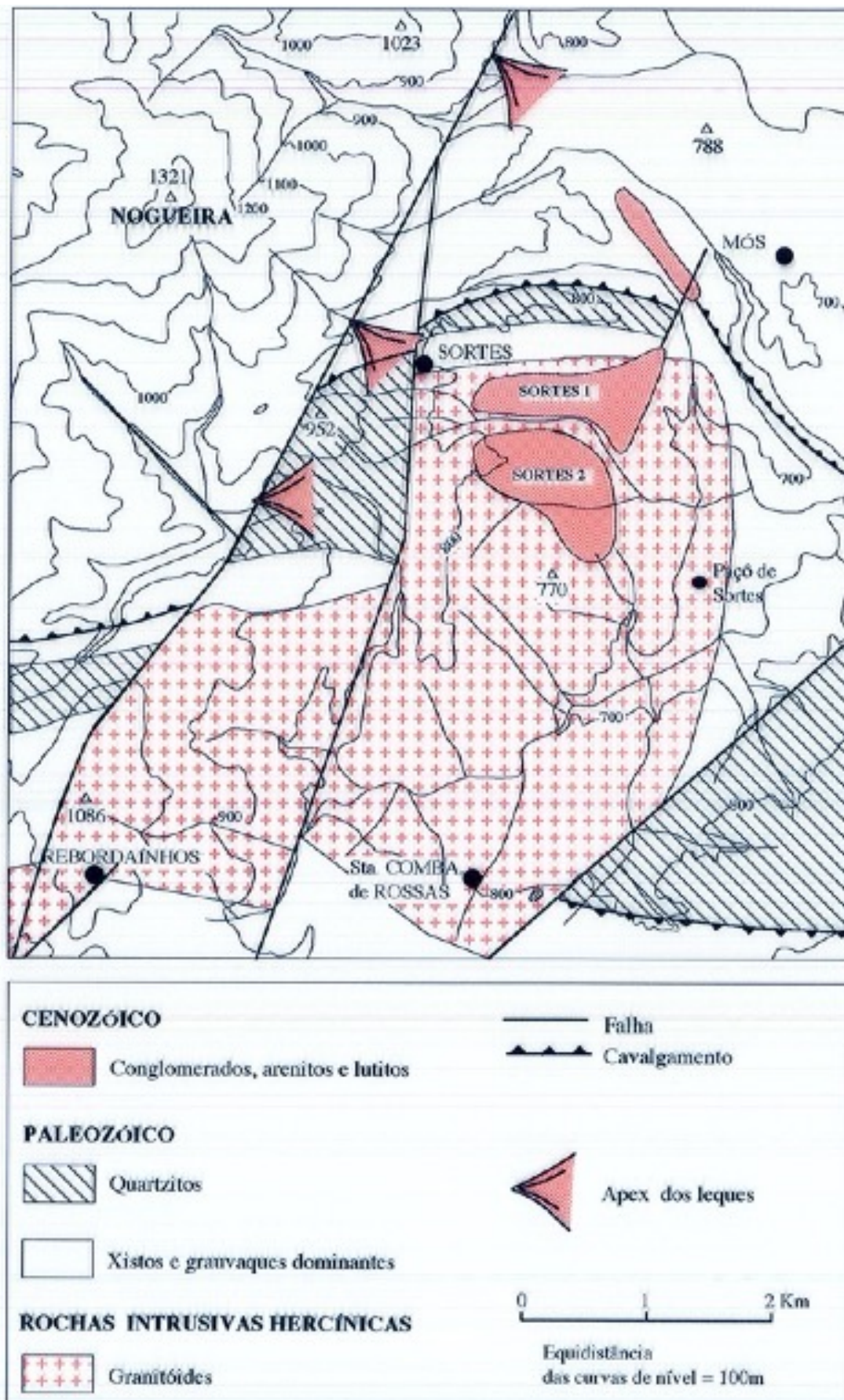


Fig. 2.42: Mapa geológico esquemático da região de Mós-Sortes, situada no flanco leste da Serra da Nogueira.

No limite leste da mancha sedimentar de Sortes 1, observa-se a base do depósito, constituída por um estreito leito lutítico cinzento (ST.2.1), com pequenos seixos dispersos e com uma espessura média de 60 cm (fig. 2.43). A fracção arenosa é constituída por grãos de quartzo hialino semi-anguloso e de feldspato pouco alterado, com uma frequência que varia entre 15% em grãos de 1 a 2 mm e 60% em grãos de 0.500 a 0.250 mm. A este leito sobrepõe-se um conglomerado com 2 metros de espessura, constituído por calhaus de quartzo, filitos quartzosos, quartzitos e granitos (ST.2.2). Salienta-se a grande quantidade de calhaus bastonados de filitos quartzosos, o desgaste moderado da generalidade dos clastos e o carácter grosseiro do depósito, traduzido pelo grande número de clastos de dimensão compreendida entre 20 e 30 cm. A matriz é de constituição semelhante ao leito inferior descrito, a que se juntam alguns fragmentos de rocha.

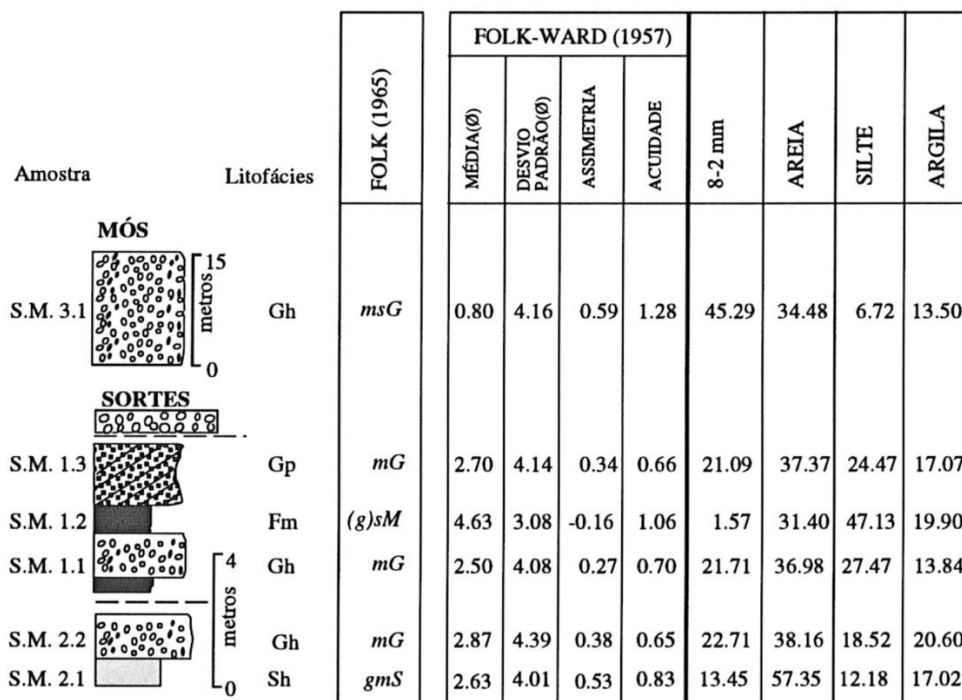


Fig. 2.43: Representação dos níveis amostrados dos depósitos de Sortes e Mós e sua caracterização granulométrica.

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA

MÓS

Conglomerado com calhaus até 23 cm de dimensão em matriz arena-lutítica. Extremamente mal calibrado, com curva de frequências de assimetria muito positiva e muito leptocúrtica.

SORTES

À superfície os calhaus atingem 50 cm de dimensão na mancha Sortes1 e 150 cm na mancha Sortes2. Os pequenos cortes revelam predomínio de níveis conglomeráticos com clastos até 25 cm de dimensão em matriz essencialmente lutítica.

Os sedimentos são extremamente mal calibrados; as curvas de distribuição de frequências tem em geral forma assimétrica positiva e platicúrtica nos conglomerados.

Na mancha Sortes 2 é por vezes visível uma estratificação incipiente do depósito, inclinando cerca de 100 para norte que, em conjunto com a maior frequência de feldspatos e granitos, traduz uma maior contribuição do quadrante sul (fig. 2.42). Nesta mancha a dimensão máxima dos clastos é de 10 cm, com maiores dimensões à superfície, atingindo 55 cm (ST.1.1 a ST.1.3). O desgaste dos calhaus diminui também da base (135 em ST.2.2) para o topo (92 em ST.1.3), acompanhando a diminuição da granulometria (fig. 2.44).

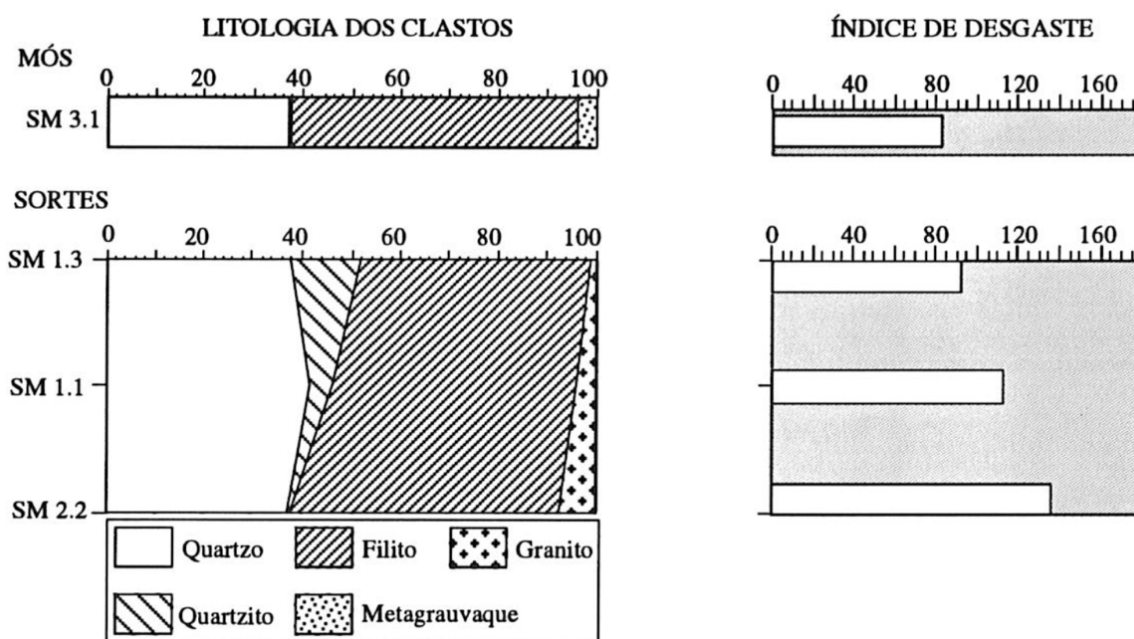


Fig. 2.44: Gráficos de variação da litologia dos clastos e do índice de desgaste dos depósitos sedimentares de Sortes e Mós.

Os níveis superiores, unicamente aflorantes à superfície, revelam o aumento da dimensão dos clastos. Nas proximidades de Sortes ocorrem abundantes blocos com dimensão igual ou superior a 1 metro (M.P.S.=150 cm). Estes blocos de rochas quartzosas e graníticas estendem-se pela superfície inclinada, diminuindo o seu número para leste, onde os clastos, raramente de granitos, passam a estar dispersos numa abundante matriz silto-argilosa. A geometria do corpo sedimentar e as características descritas indicam para estes sedimentos dos níveis superiores uma origem a oeste. Parece ser admissível que os níveis inferiores e eventualmente outros intercalados tenham origem a SSW, como sugere a maior contribuição dos granitos.

O depósito de Mós tem uma origem diferente. Embutido num relevo formado pelas rochas do substrato, no contacto do Parautóctone com o Alóctone Inferior, a mancha sedimentar, com uma forma alongada, orienta-se segundo NW-SE (fig. 2.21) e observa-se no terreno um perfil acentuadamente convexo. O corte mais extenso tem uma espessura de cerca de 12 metros e revela o empilhamento de níveis conglomeráticos vermelhos, de litofácies Gh, de grande homogeneidade, com calhaus que atingem um máximo de 70 cm, essencialmente de filitos alterados, mais ou menos quartzosos, quartzo, quartzoliditos, quartzitos, xistos verdes e metagrauvaques. Obteve-se um valor de 82 para o índice de desgaste dos calhaus de quartzo (fig. 2.44). A fracção arenosa é constituída por grãos ferruginizados, geralmente subangulosos e ligeiramente baços de quartzo hialino e fragmentos xistosos.

A ferruginização dos clastos constitui um aspecto significativo que a par da ausência de granitos, distingue os depósitos de Mós dos de Sortes.

A caracterização granulométrica revela sedimentos extremamente mal calibrados, mais grosseiros em Mós, onde o conglomerado possui uma matriz essencialmente arenosa, contrastando com os níveis conglomeráticos de Sortes com matriz predominantemente lutítica (fig. 2.43).

A fracção arenosa é de constituição diferente nos depósitos de Sortes e de Mós. Nos primeiros os feldspatos, de aspecto fresco, estão presentes em todos os níveis observados, diminuindo a sua frequência da base para o topo (fig. 2.45). Os grãos de quartzo são, em geral, subangulosos. Ocorrem ainda alguns fragmentos de rochas com foliação e microgranulares (5 a 10%). Na mancha de Mós, os fragmentos metasedimentares correspondem a cerca de 50% da fracção arenosa. Não existem feldspatos e os grãos de quartzo apresentam desgaste muito reduzido, geralmente de aspecto anguloso ou subanguloso.

Quadro 2.12: Frequência de minerais pesados nos depósitos de Sortes-Mós.

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
MÓS	3	23				50	6		2					1	15		6	46
ST.1.1	1	10				1	1			3		4	1	59	19			49
ST.2.2	3	3				1	1		4			5		74	8		3	61

O cortejo de minerais pesados traduz também as diferenças assinaladas entre os depósitos de Mós e de Sortes (Quadro 2.12). No caso de Mós, a elevada frequência de epidoto revela uma alimentação muito particular em fácies supostamente de xistos verdes, com contribuição menor de outros metasedimentos.

No caso de Sortes a larga predominância de turmalina + zircão + minerais de titânio (TiO₂), revela uma maior contribuição de granitóides.

A fracção < 2 μ m é a única em que se assinala uma constituição semelhante, não se observando diferenças significativas entre os materiais de Sortes e de Mós. Esta fracção é essencialmente constituída por caulinite, o mineral dominante e ilite. A esmectite é geralmente menos abundante, excepto no nível lutítico ST.1.2; neste nível, a fracção < 2 μ m é constituída por uma mistura em proporções aproximadas de caulinite, ilite e esmectite. É assinalável a presença de goethite no depósito de Mós (fig. 2.45).

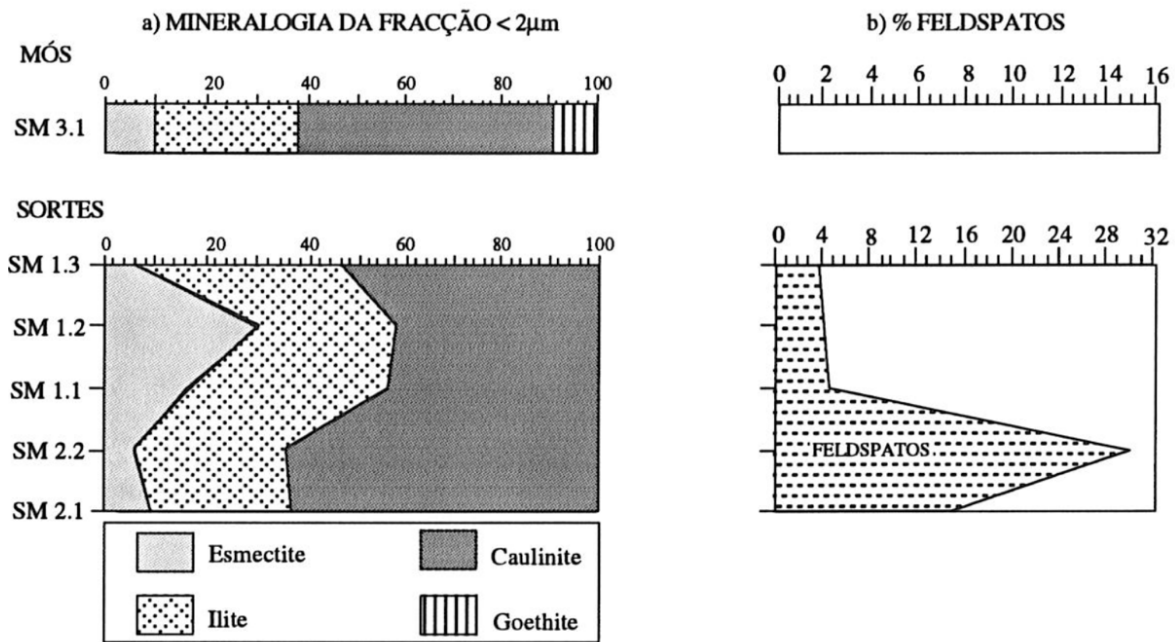


Fig. 2.45: Gráficos de variação da composição mineralógica da fracção < 2µm (a) e da frequência de feldspatos na fracção arenosa (b) dos depósitos sedimentares de Sortes e Mós.

3.5. AS MANCHAS SEDIMENTARES DE RIO DE ONOR E DE PINELA

O rio Maças (fig. 2.21), no seu troço superior orientado para SE, constitui a fronteira e separa as serras de Barreiras Brancas e de La Culebra. Inflecte posteriormente para SSW, tal como o rio de Onor que um pouco a oeste nasce na mesma serra. Acentua-se na actual rede de drenagem desta região, uma orientação aproximada de norte para sul, cortando a estrutura geológica que se orienta normalmente segundo NW-SE. Os dois pequenos retalhos sedimentares de Rio de Onor, com cerca de 0.5 Km², situam-se no interflúvio destes dois rios (fig. 2.21). Culminam a uma cota de 920 metros, nas proximidades da povoação de Rio de Onor e constituem reduzidos vestígios da Formação de Aveleda dispostos sobre uma superfície retalhada pela actual rede de drenagem. Estes depósitos apresentam uma posição topográfica dominante e de acordo com o relevo actual devem ter tido origem no maciço montanhoso situado a leste e NE, serras da Barreira Branca e da Culebra (Espanha).

Na cartografia geológica foi atribuída a estes depósitos uma idade provável pliocénica (Medeiros, 1975).

O manto aluvial pouco espesso preservado nas imediações de Pinela (Formação de Aveleda), parece ter-se depositado sobre uma superfície quase aplanada em xistos, da qual sobressaem ainda as cristas quartzíticas que alimentaram estes depósitos aluviais (fig. 2.27).

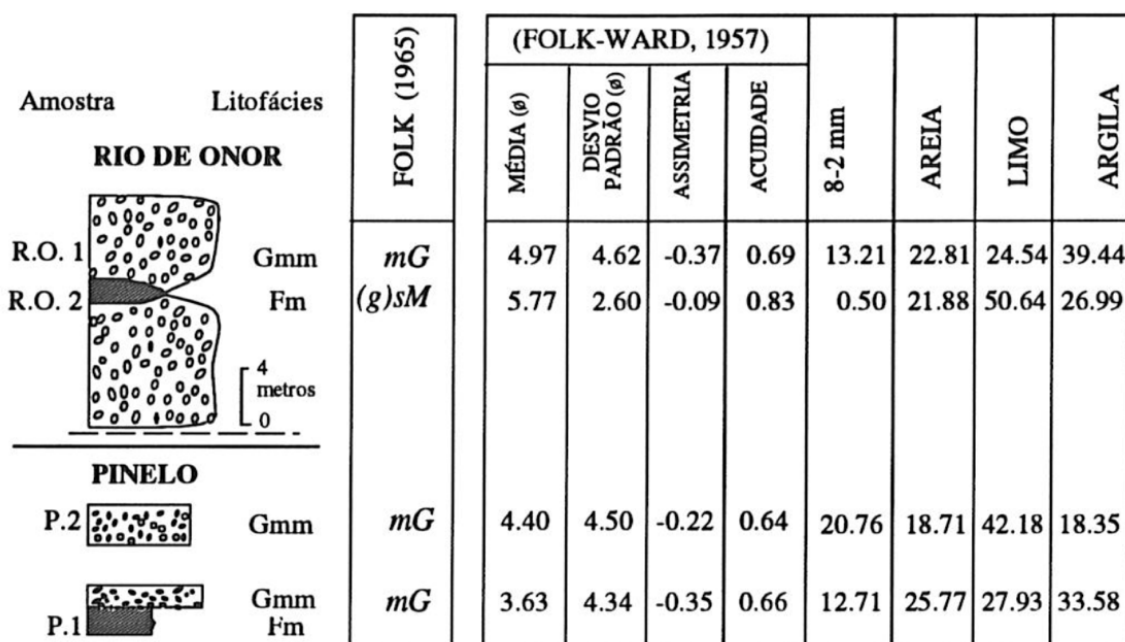


Fig. 2.46: Representação e caracterização granulométrica dos depósitos da Formação de Aveleda situados em Rio de Onor e Pinela.

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA

RIO DE ONOR E PINELA

Conglomerados com larga predominância de matriz lutítica e em particular da fracção silte também nos níveis mais finos.

Conglomerados extremamente mal calibrados e lutitos muito fracamente calibrados; curvas de distribuição de frequências com assimetria negativa, platicúrticas (Rio de Onor) ou muito platicúrticas (Pinela).

3.5.1. Descrição e caracterização sedimentológica

Embora se observe a presença de um nível predominantemente siltoso nas proximidades do v.g. Serro 20 (Rio de Onor), o material é predominantemente conglomerático e tem uma espessura de aproximadamente 20 metros (fig. 2.46). Os clastos, de quartzo e quartzito, variando entre subangulosos e angulosos e com um tamanho máximo de 40 cm, estão dispostos numa matriz de cor vermelha intensa, onde é dominante a fracção lutítica (fig. 2.46 e 2.47a). Salienta-se a presença de alguns seixos de siderite, explicável pela ocorrência deste carbonato de ferro em massas associadas às cristas quartzíticas ordovícicas das serras de Barreiras Brancas e de ia Culebra e que constituem o jazigo de ferro de Guadramil.

As duas pequenas manchas de Pinela são constituídas por um depósito predominantemente conglomerático fino (areão), com 80% de calhaus de quartzo e 20% de rochas metamórficas alteradas (essencialmente quartzíticas), dispostos numa matriz essencialmente lutítica abundante e marcadamente vermelha (fig. 2.46 e 2.47a); embora assente sobre fácies xistosas paleozóicas, a sua origem encantar-se fundamentalmente nas fácies quartzíticas envolventes que constituem pequenas cristas (fig. 2.27).

Um pouco a norte, nas proximidades do v.g. Pica Porcos encontram-se também vestígios de depósito sedimentar, num retalho muito mal definido. Junto à superfície ocorrem seixos e blocos de quartzo e quartzito pouco rolados com uma dimensão máxima de 40 cm, bem como um nível areno-lutítico.

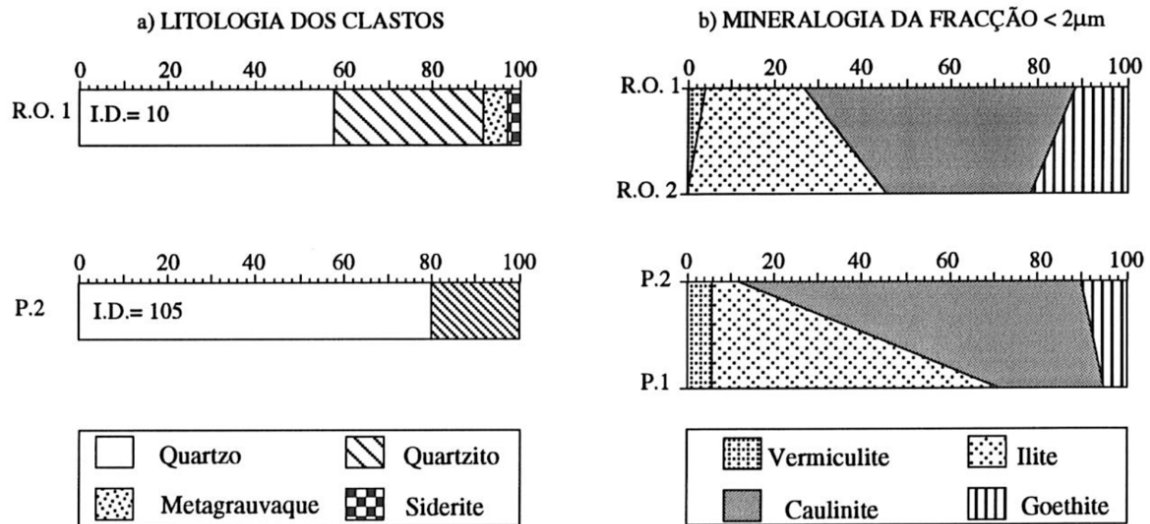


Fig. 2.47: Gráficos de variação da composição litológica dos clastos (a) e da mineralogia da fracção < 2µm (b), dos depósitos de Rio de Onor e de Pinela (Formação de Aveleda).

As amostras estudadas de Rio de Onor e Pinela caracterizam-se ainda pelo predomínio de grãos de quartzo angulosos de superfície ferruginizada e alguns fragmentos xistosos muito alterados na fracção arenosa. O limitado cortejo de minerais pesados dos depósitos de Rio de Onor, revela uma alimentação muito pouco variada, provavelmente muito local (Quadro 2.13).

Quadro 2.13: Frequência de minerais pesados nos depósitos de Rio de Onor e Pinela.

	Ana	And	Anf	Bro	Dis	Epi	Esf	Est	Gra	Mon	Pir	Rut	Sil	Tur	Zir	Zoi	Alt	Op
RO.1	66											3		2	29		3	42
RO.2												8		17	75		5	99
P2	8	26						2		2		5		29	28		3	79
P1	4	14	1			2						1		22	54			50

Na fracção <2µm (fig. 2.47b) os depósitos de Rio de Onor e de Pinela caracterizam-se pela total ausência de esmectite; são predominantes a caulinite e a illite, com frequência pouco significativa ou nula de vermiculite e interestratificados illite-vermiculite. A goethite ocorre de forma significativa.

3.6. INTERPRETAÇÃO DOS DEPÓSITOS

As formações cenozóicas da depressão de Bragança e regiões envolventes, diferenciam-se com base nas suas características sedimentológicas e geomorfológicas.

A Formação de Vale Álvaro, constituída pelo empilhamento de várias sequências básicas positivas, com conglomerados grosseiros e muito heterométricos na base, sugere uma sucessão de derrames do tipo debris-flow, aos quais se seguiu uma sedimentação mais fina, arenosa ou areno-lutítica. Os sedimentos têm origem exclusiva no Maciço de Bragança, facto indicador de um estreito confinamento dos derrames aluviais. O contexto tectónico em que se insere esta unidade, o contacto abrupto entre o depósito e o substrato e a morfologia irregular deste, sugerem que a sedimentação se efectuou num pequeno graben aberto na sequência da reactivação de falhas hercínicas NNE-SSW e NE-SW. Admitem-se assim condições tectónicas activas que levantaram o Maciço de Bragança e fluxos espasmódicos de grande energia relacionados com leques aluviais.

A presença de calcite é predominante nos níveis finos do topo das sequências, podendo a sua precipitação atingir ocasionalmente o nível conglomerático subjacente. Aos níveis carbonatados associa-se a neoformação de paligorskite, a cujo aumento corresponde um decréscimo da esmectite. A espessura reduzida dos níveis carbonatados, a sua continuidade lateral e o facto de a carbonatação se desenvolver nos níveis de granulometria mais fina do topo das sequências básicas, só ocasionalmente atingindo os níveis mais grosseiros e permeáveis da base, favorece a interpretação de uma origem pedogénica para a presença dos carbonatos (Armenteros et al., 1995; Pimentel et al., 1996).

A organização sedimentar e a constituição mineralógica e petrográfica descritas, apontam para um modelo do tipo leque aluvial em clima semi-árido favorável à desagregação, transporte e deposição de clastos de rochas máficas. Pausas na sedimentação permitiram o desenvolvimento de uma pedogénese carbonatada e a neoformação de paligorskite.

A maior antiguidade da Formação de Vale Álvaro relativamente à Formação de Bragança, documenta-se em Bragança, onde se observa a sobreposição em discordância. Ramalhal (1968) descreve um gastrópode do género *Planorbis*, característico de fácies continentais. Na falta de elementos de datação biostratigráfica ou radiométrica, considera-se como credível a atribuição do Paleogénico à Formação de Vale Álvaro (Ramalhal, 1968; Pereira & Azevêdo, 1991); esta hipótese tem por base as características sedimentológicas, comparáveis nomeadamente com o Complexo de Benfica (Carvalho, 1968; Antunes, 1979; Azeredo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991; Reis et al. 1991; Dias, 1993) e com o Paleogénico da Bacia do Douro (Martin-Serrano, 1988a; Santisteban et al., 1991a).

A deposição da Formação de Bragança foi desencadeada por uma fase tectónica, com a movimentação relativa dos blocos de Vale Álvaro, Castro e Atalaia, supostamente com soerguimento do primeiro e subsidência dos segundos, bem com a formação de pequenas depressões como a de Milhão-Réfiga. O nível da base do Membro de Castro, não sendo observado na região de Bragança, é observado na região de Milhão-Réfiga, com características particularmente grosseiras e com materiais que têm origem parcial no Maciço de Bragança. A sedimentação fina característica do Membro de Castro é evidenciada na mancha de Castro, onde as características sedimentológicas definem condições propícias à formação de depósitos de

decantação, após um transporte ao longo de alguns quilómetros, como sugerem os sedimentos com origem exterior ao Maciço de Bragança e o desgaste das partículas. Assim, admite-se que, após uma resposta sedimentar a um impulso tectónico, se seguiriam condições de estabilidade tectónica e sedimentação fina.

A caracterização sedimentológica dos depósitos do Membro de Atalaia da Formação de Bragança, indica essencialmente as mesmas origens definidas nos níveis subjacentes; revela-se um aumento na dinâmica do meio, com formação de fluxos de características fluviais de alta energia, com origens diversas que drenam para as depressões de Castro e Atalaia. As estruturas observadas indicam uma alternância no estilo arquitectural. Fases de transporte de materiais grosseiros em fluxos não canalizados, com deposição por perda de energia, alternam com fases de fluxo canalizado responsáveis pelo empilhamento de estruturas de canal entrecortadas. No seu conjunto as estruturas revelam uma dispersão das paleocorrentes, com predomínio de orientação do fluxo segundo a direcção NW-SE. Estes, revelam essencialmente um ordenamento espacial distinto, com predomínio de elementos GB e intercalação de litofácies arenosas.

Para o topo, os sedimentos do Membro de Atalaia, revelam uma rubefacção semelhante à da Formação de Aveleda.

Na mancha de Castro, os dois membros da Formação de Bragança estão basculados em conjunto para leste, admitindo-se que a fase tectónica a ele associada tenha levantado este sector da depressão, expondo os sedimentos e inibindo a sobreposição das unidades posteriores cenozóicas individualizadas noutros locais (Formação de Mirandela e Formação de Aveleda). Esta movimentação tectónica terá eventualmente afectado o sector a norte de Bragança, em particular os depósitos da mancha de Atalaia, com múltiplas falhas de rejeito decimétrico e contactos bruscos nos bordos. A plataforma situada mais a norte terá então basculado para SSE e suportado a deposição posterior da Formação de Aveleda.

As características sedimentológicas da Formação de Aveleda e o seu enquadramento morfotectónico parecem ilustrar um modelo sedimentar do tipo leque aluvial. São particularmente característicos, na mancha de Aveleda, o acentuado gradiente do perfil longitudinal e as características correspondentes a fluxo do tipo debris-flow, com rápido decréscimo da dimensão e aumento do desgaste dos clastos para jusante. Admite-se que o ápice deste cone se tenha situado a norte, na zona de Portelo, orientado para SSE, perpendicularmente à escarpa de falha. A partir daí, a disposição do corpo terá sido condicionada pela orientação da depressão, inflectindo para sul (fig. 2.29). A reduzida espessura de sedimentos, particularmente a montante, é justificada pelo seu enquadramento num contexto de falhamento não permanente da margem da bacia, originando uma acumulação tabular em situação de graben (Belt, 1968; Miall, 1970; Cunha, 1987).

Foi também identificado com base na sua caracterização sedimentológica, um fluxo com origem distinta daquele, situada a leste da depressão. São vestígios deste fluxo, o depósito que ocorre sobre a Formação de Bragança, na mancha de Atalaia (fig. 2.30).

A natureza grosseira dos depósitos que preenchem a pequena depressão de Milhão-Réfega (Formação de Bragança), situada na região entre Palácios e Quintanilha, sugere um contexto morfotectónico activo. Estes sedimentos revelam uma origem parcial no Maciço de Bragança,

aspecto também indicado pelo cortejo de minerais pesados (Quadro 2.11). Têm origem em fluxos tractivos de alta energia que preenchem aquela pequena depressão tectónica (fig. 2.25). Os sedimentos superficiais situados nesta região são mais finos e menos rolados relativamente aos que preenchem a depressão, observando-se também a substituição dos constituintes mineralógicos e petrográficos de origem mais longínqua por partículas de origem próxima; na fracção < 2mm a associação ilite-caulinite torna-se largamente predominante, devido ao aumento da frequência de ilite relativamente aos depósitos da base. Interpreta-se assim uma descontinuidade regional entre os sedimentos do topo, da Formação de Aveleda e os da Formação de Bragança que preenchem o fundo da depressão (fig. 2.25). Os dados da Formação de Aveleda sugerem fluxos de origem mais próxima, sobrepostos ao enchimento das depressões. Evidenciam-se, para esta formação, fluxos do tipo mud-flow e debris-flow, com origem em pequenos leques aluviais, nomeadamente (fig. 2.38):

um fluxo responsável pelos sedimentos situados entre o v.g. Porqueiros e Milhão, com origem a NNW, drenando a zona entre Babe e o maciço de Bragança; em v.g. Porqueiro observa-se um conglomerado com características próximas;

- a norte, a mancha de Palácios representa provavelmente o resto de um pequeno cone com origem nos relevos pouco diferenciados situados entre Deilão e Palácios;

- no caso dos dois pequenos retalhos de Quintanilha admite-se uma alimentação situada a oeste, com mistura de alguma contribuição proveniente de norte.

Em Rio de Onor e em Pinela, os depósitos da Formação de Aveleda resultam de leques aluviais, alimentados por estruturas paleozóicas mais salientes. Admite-se um quadro geomorfológico condicionado pela resistência diferencial das rochas e pelas macroestruturas, acentuando-se as cristas quartzíticas orientadas nesta região segundo NW-SE. Os depósitos conglomeráticos que em pequenas manchas ocorrem a sul de Pinela, como é o caso dos de Serro, nas proximidades de Coelhoso, parecem também relacionar-se com pequenas cristas localizadas a NW (fig. 1.1). A observação das litologias e desgaste dos clastos indica variações sensíveis que correspondem a variações das fontes alimentadoras. É ainda particularmente notório o desnível entre as plataformas em que se situam respectivamente os depósitos de Pinela e os de Serro (Coelhoso), admitindo-se por esse facto um acentuar dos desníveis por acção tectónica (fig. 2.27). Todas as manchas desde Pinela, passando por Serro, v.g. Cortes, v.g. Coroa e v.g. Seixigal, correspondem a depósitos instalados sobre superfícies aproximadamente planas, de cota decrescente para sul e para leste, e bordejadas por pequenas cristas.

Os depósitos da Formação de Aveleda situados fora da depressão de Bragança e acima mencionados, caracterizam-se por um carácter mais fino relativamente aos da mancha de Aveleda, situada mais a norte, no contexto da zona de fractura. Os primeiros parecem ter-se formados em relação com condições climáticas que favoreceram a erosão dos relevos residuais essencialmente quartzíticos, tal como foi descrito no Planalto Mirandês. No caso da depressão de Bragança, admite-se que os relevos que alimentaram a mancha de Aveleda se relacionem com condições de reactivação da falha B-V-M neste sector. Esta hipótese é sustentada pelo carácter mais grosseiro dos sedimentos, pela sua posição deprimida no interior do graben e pelo acentuado gradiente da superfície. São características semelhantes às descritas para os depósitos de Sucções, no contexto da depressão de Mirandela.

As características sedimentológicas dos depósitos situados na região de Mós-Sortes não facilitam o seu enquadramento estratigráfico em qualquer uma das unidades até ao momento consideradas, embora apresentem maiores afinidades com a Formação de Aveleda. Situam-se no contexto do acidente B-V-M e parecem relacionar-se com uma fase de soerguimento da serra da Nogueira.

Os materiais das manchas de Sortes têm origem principalmente no maciço granítico de Rebordainhos e nas fácies quartzíticas envolventes da serra da Nogueira, tendo-se depositado após um percurso curto, na ordem dos 2 km de extensão (fig. 2.42). Representam a deposição na base da serra, com grandes blocos em situação proximal e decréscimo da dimensão para leste, acompanhado por variação na composição e organização sedimentar.

Os sedimentos que constituem os depósitos da mancha de Mós, confirmam uma origem distinta relativamente aos anteriores, situada no sector NE da serra da Nogueira (fig. 2.42). Os dados sugerem um corpo torrencial, com leito encaixado no substrato, estreito e relativamente espesso.

4. A REGIÃO DE MACEDO DE CAVALEIROS

4.1. GEOMORFOLOGIA

A depressão de Macedo de Cavaleiros, situada entre Valbenfeito e o Alto da Carrasqueira, está limitada por falhas NNE-SSW e E-W, no contexto do acidente tectónico Bragança-Vilariça-Manteigas (fig.2.48). No seu interior, situam-se depósitos cenozóicos das Formações de Bragança e de Aveleda, tendo sido assinalados diversos casos em que se evidencia a acção tectónica sobre esses depósitos, referidos anteriormente quer como do tipo rara (Grijó de Valbenfeito e Alto da Carrasqueira), quer como do Quaternário médio a superior (Pendão e NE de v.g. Corda) (Cabral, 1985; 1995; Cabral et al., 1985).

A serra de Bornes, que culmina a 1200 metros, situa-se a sul de Macedo de Cavaleiros, com uma orientação NE-SW. A sua assimetria traduz-se pela forma abrupta da vertente NW, correspondente a uma escarpa de falha, em contraste com a inclinação suave para sul e sudeste (Cabral, 1985). É interpretada como um "demi-horst" formado em compressão, constituindo uma estrutura do tipo "push-up", associada à inflexão da falha Bragança-Vilariça para NE (Cabral et al., 1985).

A norte de Macedo de Cavaleiros, eleva-se a serra da Nogueira. Este relevo consiste, tal como a Serra de Bornes, num bloco de soco elevado em monoclinal segundo uma direcção NNE-SSW, mas inclinando para Oeste enquanto o bloco de Bornes inclina para Leste (Cabral et al., 1983). No sopé da escarpa de falha que limita a Serra da Nogueira a leste, foram descritos os depósitos de Sortes (§ 11.3.4).

A NE de Macedo de Cavaleiros, a falha de Sendas desloca uma superfície aplanada com depósitos da Formação de Aveleda, situados entre Quintela de Lampças e Feteira. Em situação distinta, a Formação de Bragança está representada num flanco da pequena depressão de Sendas (fig. 2.48 a 2.50).

Alguns quilómetros a leste de Macedo, destaca-se uma pequena plataforma aplanada a cerca de 750 metros de altitude, limitada no seu flanco sul pela falha de Moraes (fig. 2.48). Este nível de aplanamento - Monte de Moraes - define-se sobre as rochas ultrabásicas, essencialmente peridotitos e flasergabros do Maciço de Moraes. Estas rochas originaram aí um relevo de resistência com drenagem aproximadamente radial. A falha de Moraes, com uma extensão de 20 Km, orientada segundo ENE-WSW e inclinada 70° para sul, corta este maciço, tendo sido interpretado o abatimento relativo do bloco norte, em consequência da sua provável movimentação inversa (Cabral et al., 1985; Cabral, 1985). Para além da referência à existência de evidências de uma escarpa bem conservada na zona de Chacim, a definição do tipo de movimento da falha assentou na presença dos depósitos cenozóicos a norte, supostamente no bloco abatido (ibid., 1985).

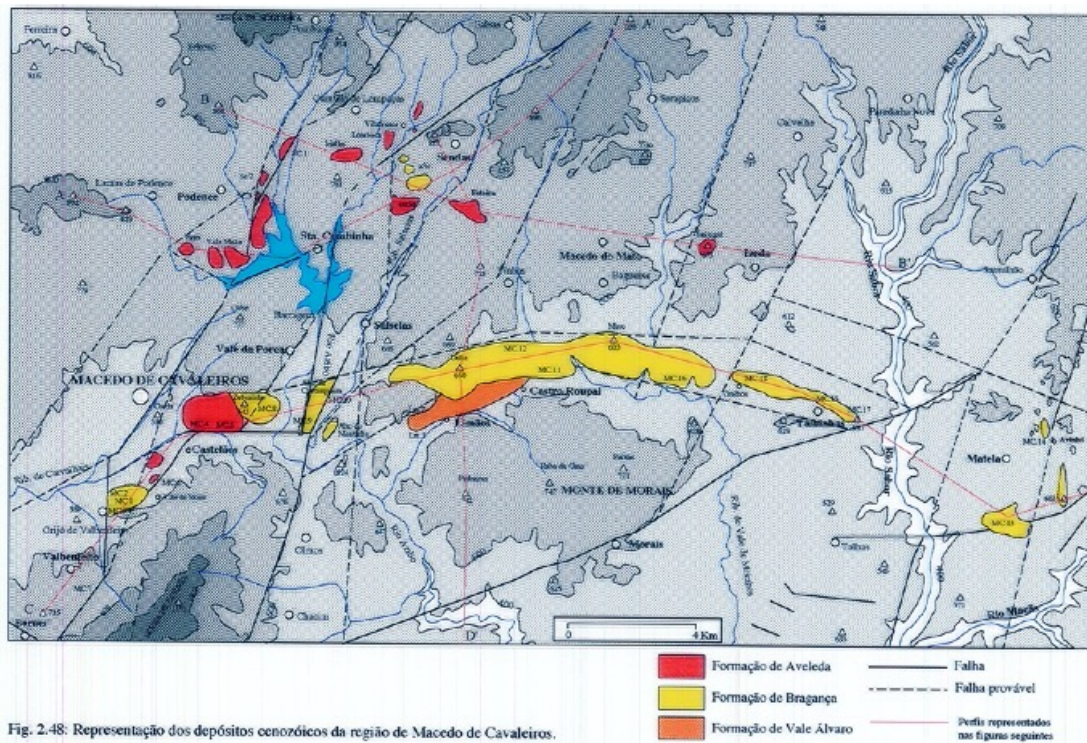


Fig. 2.48: Representação dos depósitos cenozóicos da região de Macedo de Cavaleiros.

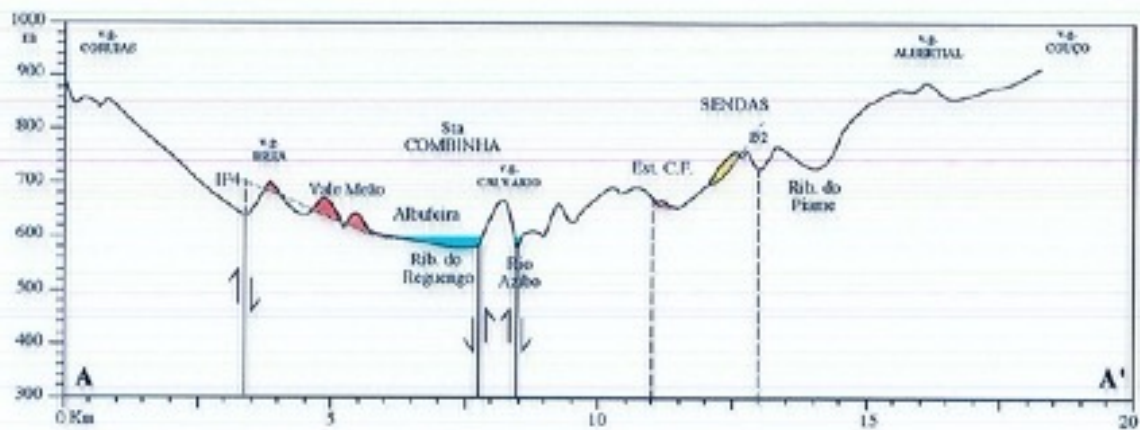


Fig. 2-49: Representação dos depósitos cenozóicos situados nas depressões de Sta. Combina e Sendra

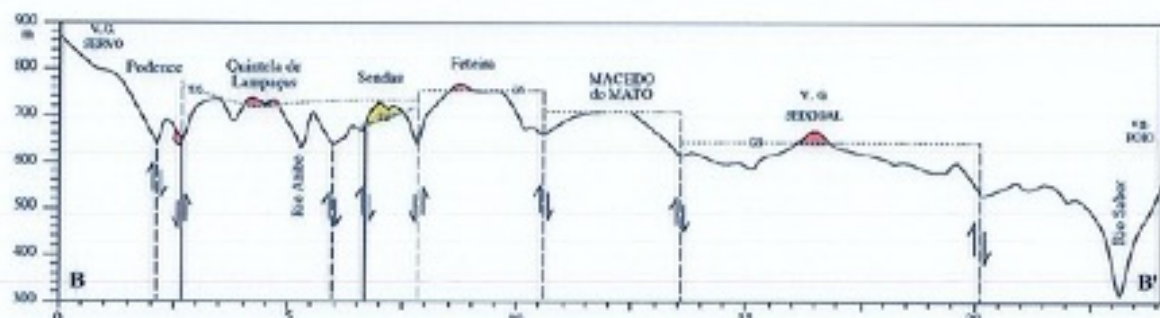


Fig. 2.50 Perfil realizado entre o flanco sul da serra da Nogueira e o rio Sabor. Evidencia-se a diferença no posicionamento dos depósitos: a Formação de Bragança preenche a depressão de Sendas, a Formação de Aveluda, dispõe-se sobre uma superfície de aplanamento posterior.

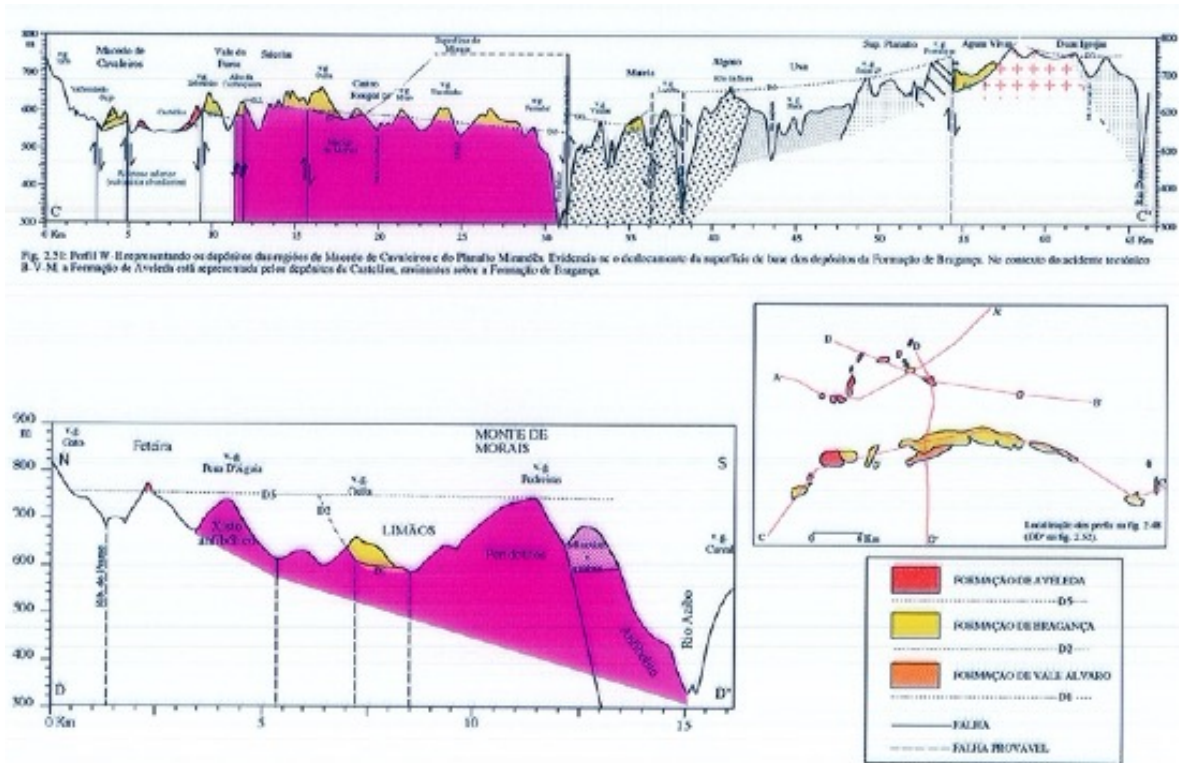


Fig. 2.52: Perfil norte-sul (DD' na fig. 2.48), evidenciando a posição das Formações de Vale Álvaro, de Bragança e de Aveleda, no segmento E-W da depressão de Macedo de Cavaleiros. A mesma legenda das figuras anteriores.

Os dados que se apresentam sugerem que os depósitos cenozóicos se situam na continuação para leste da Bacia de Macedo de Cavaleiros, numa depressão E-W, orientada na base da elevação do Monte de Morais e definida em xistos anfibólicos, com alteração muito mais avançada relativamente às litologias compactas situadas a sul, essencialmente anfibolitos e peridotitos (fig. 2.48 e 2.52). Nesta depressão, entre Salselas e Talhinhas, define-se um paleoeixo de drenagem que se prolonga até Matela, onde ocorrem depósitos semelhantes aos que preenchem a depressão (Formação de Bragança). A base desta depressão tem um pendor de 0.34% para leste e em Matela, a superfície que suporta os depósitos situa-se 100 metros abaixo da mesma superfície definida no Planalto Mirandês (fig. 2.51).

Alguns depósitos que preenchem a depressão de Macedo diferenciam-se da Formação de Bragança. No sector SW, entre Valbenfeito e Castelãos, a depressão recebeu sedimentos com características proximais, provenientes do flanco norte de Borres (fig. 2.51). Com base na caracterização sedimentológica e na relação geométrica entre os depósitos, admite-se que um conjunto limitado de depósitos que aí se situam, possa ser mais recente (Depósitos de Castelãos - Formação de Aveleda provável).

Como foi evidenciado por Cabral (1985), neste sector de Macedo de Cavaleiros os depósitos cenozóicos estão cortados por falhas de rejeito em geral decimétrico e por vezes evidenciam um basculamento claramente tectónico. Este efeito tectónico é observado nos cortes de Zebraínhos e do Alto da Carrasqueira, onde a Formação de Bragança está afectada por múltiplas falhas e por um basculamento generalizado (fig. 2.51). O basculamento tectónico (400 para SW) é também visível em Grijó de Valbenfeito (Cabral, 1985). Contudo, o efeito tectónico é ainda particularmente evidente um pouco a sul, no flanco NW de Bornes, onde uma pequena

ocorrência de sedimentos contacta por falha inversa com os granitos em que têm origem - depósitos de Pendão (Cabral, 1985) (fotos 2.10 e 2.11). As suas características (Quadro 2.16) e a sua posição na base da limitada exposição dos granitos, sugerem um depósito do tipo debris-flow com transporte reduzido. A sua ocorrência restrita e isolada, não permite relacioná-los com os restantes depósitos, admitindo-se como possível a idade quaternária indicada por Cabral (1985).

Também o preenchimento com sedimentos detríticos xistentos, de um bloco com cerca de 80 metros de largura, situado um pouco a leste de Macedo (NE de v.g. Corda), constitui uma outra evidência da última fase de movimentos tectónicos, provavelmente no Quaternário médio a superior, na bacia de Macedo de Cavaleiros (*ibidem*, 1985).

Neste trabalho, a depressão de Macedo será entendida como o sector deprimido situado entre Valbenfeito e Matela, no qual ocorre a maior parte dos depósitos cenozóicos cartografados nesta região. Define-se independentemente daquela, a depressão de Sta. Combinha, com sedimentos supostamente da Formação de Aveleda (fig.2.48 e 2.49).



Foto 2.10: Pendão, Macedo de Cavaleiros; conglomerado constituído por seixos de xisto e granito muito alterado e matriz arcósica, em contacto de elevado ângulo com o substrato.



Foto 2.11: Falha inversa afectando o depósito de Pendão, nas proximidades de Bornes (Cabral, 1985).

4.2. SEDIMENTOLOGIA

Em face dos dados obtidos consideraram-se representadas três formações na região de Macedo de Cavaleiros.

Formação de Vale Álvaro

Os dados que se dispõem relativamente à zona de Limãos indicam a deposição de sedimentos na base da depressão (fig. 2.51 e 2.52), cujas características permitem considerar representada a Formação de Vale Álvaro (Paleogénico provável), definida anteriormente em Bragança.

Na base, pequenos canais definidos no substrato, foram preenchidos por conglomerados de elementos máficos, facto que indica a sua origem a sul, no Maciço de Morais. Este conglomerado, com um cimento carbonatado, está escassamente representado; na bordadura norte da depressão (v.g. Oulia - Limãos) transita para um nível calcário (fig.2.48). Quer a componente detrítica quer a componente de precipitação têm origem no processo de drenagem do Maciço de Morais, situado a sul. O substrato foi afectado por um processo de substituição carbonatada, com formação de um dolocreto (fotos 2.12 e 2.13).

A reduzida exposição de sedimentos, bem como a extrema alteração superficial, não permitem reconstituir o sistema sedimentar. Contudo, tanto a sua disposição como a sua caracterização, apoiam o modelo definido em Bragança para os depósitos de Vale Álvaro.

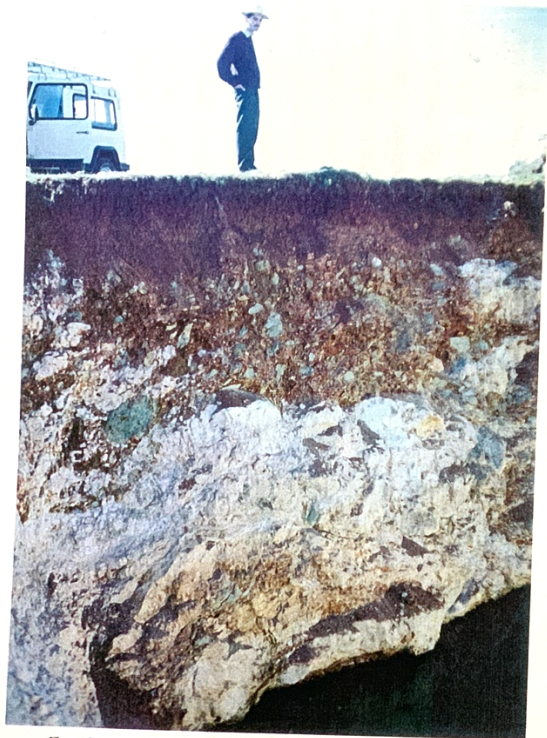


Foto 2.12: Formação de Vale Álvaro em Limãos, Macedo de Cavaleiros (Lm1), com clastos do dolocreto da base.



Foto 2.13: Pormenor do dolocreto observado na foto anterior; núcleo de xisto anfibólico resistente ao processo de substituição carbonatada.

Formação de Bragança

A maior parte dos sedimentos cenozóicos da região de Macedo de Cavaleiros situam-se entre Vale da Porca e Talhinhãs, numa depressão orientada segundo E-W e definida principalmente sobre xistos anfibólicos do Maciço de Morais (fig. 2.51). O enquadramento geomorfológico dos depósitos, bem como as características sedimentológicas, sugerem a existência ao longo desta depressão, de um eixo de drenagem W-E que foi recebendo a contribuição de uma alimentação lateral. A continuidade das manchas sedimentares está actualmente cortada pelo encaixe da rede de drenagem, mais profundamente pelo rio Azibo, ribeira de Salcelas e rio Sabor (fig. 2.48).

Esta unidade também deverá estar representada em Grijó de Valbenfeito, um pouco a sul de Macedo de Cavaleiros, no contexto do acidente NNE-SSW, bem como na depressão de Sendas (fig. 2.50), em ambos os casos com características mais proximais relativamente aos anteriores. Os depósitos estão deslocados por posterior reactivação tectónica, deslocamento que de acordo com a posição do muro da unidade, deverá atingir cerca de 70 metros no sector entre Grijó de Valbenfeito e Salselas (fig. 2.51).

Com uma espessura de cerca de 60 metros, os sedimentos apresentam uma rubefacção por vezes acentuada junto à superfície, em especial nos níveis conglomeráticos do Membro de Atalaia. No seu conjunto a formação é predominantemente areno-conglomerática, com quartzo e feldspato na fracção arenosa e esmectite ou caulinite claramente dominantes relativamente à ilite na fracção < 2p.m. Ao longo de vários perfis com mais de 15 metros de espessura, evidencia-se o predomínio de um modelo fluvial de alta energia.

Depósitos de Sta. Combinha e Castelãos (Formação de Aveleda)

Os depósitos de Sta. Combinha e de Castelãos encontram-se na dependência do acidente Bragança-Vilariça (fig. 2.48 a 2.51).

São materiais predominantemente conglomeráticos, com níveis lutíticos descontínuos, em geral de cor vermelha. As fracções grosseira e arenosa são constituídas por abundantes fragmentos de rochas e quase ausência de feldspatos; a fracção < 2 µm é essencialmente constituída por ilite; a caulinite, dominante com a ilite na Formação de Aveleda, é aqui pouco abundante, evidenciando-se a maior frequência de esmectite, supostamente relacionada com a evolução destes depósitos em depressão. O desgaste reduzido das partículas e a sua organização, revelam sempre um curto transporte em mantos do tipo debris-flow. O estado de reduzida alteração dos clastos e a relação geomorfológica que evidenciam com as formas de relevo actual, são os únicos critérios que sugerem uma idade mais recente destes sedimentos relativamente à Formação de Bragança.

A mancha sedimentar de Feteira evidencia claras semelhanças com a Formação de Aveleda descrita anteriormente.

4.2.1. Descrição

4.2.1.1. Depressão de Sta. Combinha (Formação de Aveleda) (Quadro 2.14)

Descrevem-se em seguida os depósitos que no contexto do acidente tectónico Bragança-Vilariça, estão situados entre Vila Franca (a leste de Quintela de Lapaças) e Sta. Combinha. Representam vestígios de três pequenos corpos sedimentares com origens distintas, formados a partir de uma drenagem para a pequena depressão de Sta. Combinha (fig. 2.48 e 2.49; Quadro 2.14).

Azibeiro, Podence - Sta. Combinha (SC.1): A mancha sedimentar encontra-se no flanco de uma estreita depressão ocupada pela ribeira do Faval, a leste do lugar de Azibeiro, entre Podence e Quintela de Lapaças.

Um corte com cerca de 4 m de altura (Km 211.3 da E.N. 15) evidencia o contacto subvertical do Cenozóico com o substrato, segundo uma falha de direcção N34°.

O depósito é essencialmente conglomerático, de cor castanha, com abundantes clastos subangulosos de filitos, vulcanitos e quartzo, cuja dimensão máxima é de 30 cm. Ocorre um nível lutítico com uma espessura uniforme de 35 cm, intercalado no conglomerado. Os planos de estratificação definem uma inclinação de 12 graus para sul. No contacto com o substrato observa-se o esmagamento dos grãos e a verticalização dos clastos maiores.

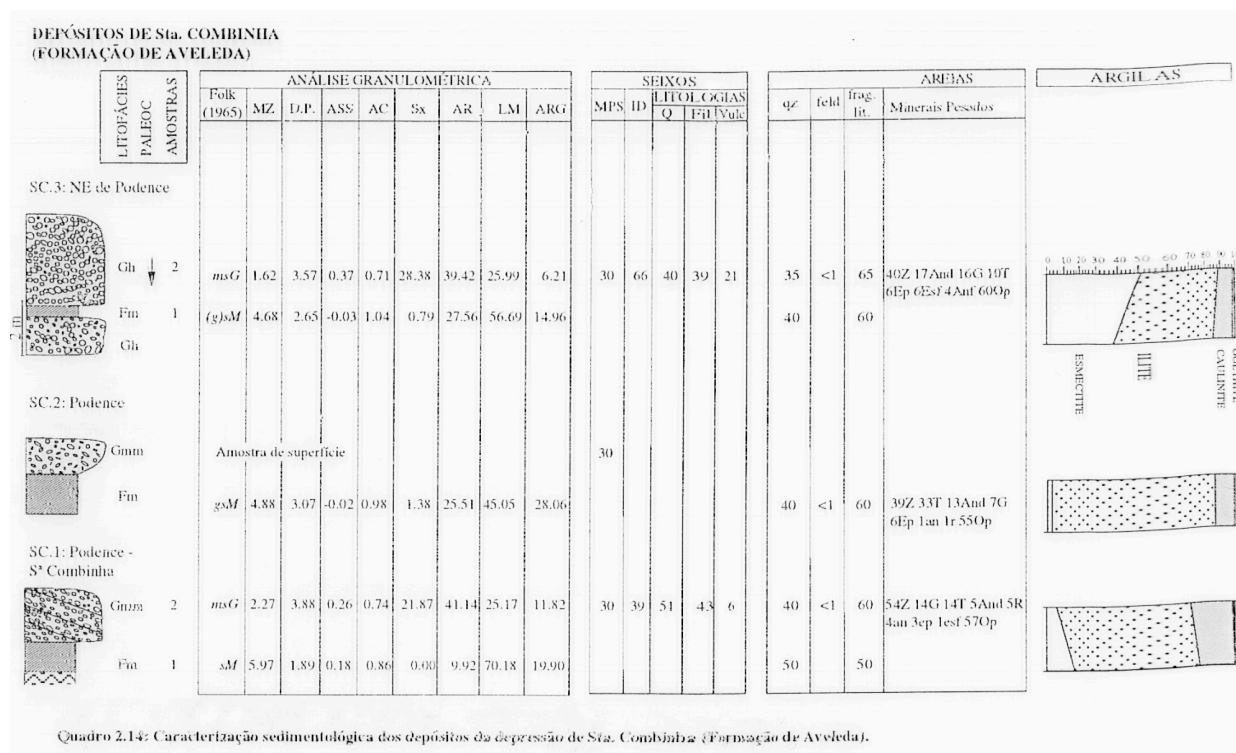
Pequenos afloramentos do mesmo material são observados para NNE, em direcção a Veigas. O depósito, com clastos xistentos e angulosos, ocupa os flancos da mesma depressão em que se encaixa a ribeira.

Azibeiro, Podence (SC.2): O corte com 3 m de espessura (Km 210.5 da E.N. 15), situado a 700 metros para SSW do anterior, evidencia na base um nível lutítico e junto à superfície um conglomerado com clastos de quartzo e filitos suportados em matriz lutítica. Os sedimentos, situados a meia encosta e erodido pelo encaixe da ribeira do Azibeiro, têm cor castanha e características semelhantes às descritas no corte CS.1.

Freixeda, NE Podence (SC.3): Na nova estrada de ligação da I.P.4 a Sta. Combinha observa-se ao longo de 45 metros, sedimentos cenozóicos com cerca de 3.5m de espessura aflorante, encaixados de ambos os lados no substrato. Junto ao contacto, os clastos estão verticalizados e é acentuada a inclinação dos níveis conglomeráticos intercalados num depósito predominantemente lutítico.

O contacto abrupto com o substrato, a verticalização dos seixos e dos níveis sedimentares, são interpretados como resultantes de posterior movimentação tectónica, com preenchimento de caixa de falha de direcção aproximada N-S.

Define-se na base um nível de matriz argilosa com pequenos elementos xistosos e aspecto brechóide. O depósito grosseiro apresenta uma cor castanha e os níveis limo-argilosos são vermelhos. Todo o depósito está cortado por fracturas com endurecimento e preenchimento por carbonatos. Para o topo os níveis lutíticos e conglomeráticos dispõem-se de forma desordenada, com penetração de clastos nos níveis mais finos. Os seixos de quartzo, vulcanitos e xisto têm uma dimensão máxima de 30 cm e apresentam um desgaste reduzido.



Nas margem da albufeira de Sta Combinha observam-se superficialmente conglomerados com níveis intercalados mais finos. Os clastos, de quartzo e quartzolidito, atingem 70 cm de dimensão máxima. Admite-se uma alimentação distinta para estes sedimentos, provavelmente relacionados com os que se descrevem em seguida.

Brea - Vale Meio: Esta mancha sedimentar situada a sul de Podence, ocupa os topos de uma superfície que inclinada 2.9% para leste e está cortada por algumas linhas de água.

Com uma espessura de cerca de 20 metros, os sedimentos são essencialmente quartzosos, com clastos subangulosos de quartzo, quartzito e raros filitos, até 80 cm de dimensão.

Vila Franca: Esta pequena mancha sedimentar situada no limite norte da povoação de Vila Franca, é constituída por um nível essencialmente conglomerático, vermelho, de elementos angulosos de quartzo, quartzito e raros meta-sedimentos.

Os sedimentos encontram-se encaixados no substrato, a meia encosta, admitindo-se tratar-se de um vestígio do enchimento de pequena depressão ou leito, em zona próxima da origem. O depósito encontra-se encaixado cerca de 30 metros, relativamente ao topo actual.

Os clastos angulosos de quartzo, quartzito e quartzolidito atingem uma dimensão máxima de 20 cm.

Lombada: Pequena mancha sedimentar localizada a SE de Quintela de Lampças. O depósito encontra-se encaixado no substrato, com o topo no Alto da Forca, 35 metros acima do contacto. Admite-se pois que este material preencha a depressão de um relevo não aplanado.

Da avaliação dos materiais salienta-se a presença de blocos subrolados de grande dimensão, que atingem 90 cm e são essencialmente de quartzolidito.

Malho: A mancha situada um pouco a sul de Quintela de Lapaças, é constituída por uma espessura reduzida de sedimentos, dispersos numa superfície aproximadamente aplanada e ligeiramente abatida. Esta superfície está situada entre duas estreitas depressões tectónicas, associadas à falha Bragança-Vilariça e a uma derivação desta para NE - falha de Sendas.

A mancha está separada da anterior (Lombada) pelo encaixe do rio Azibo. À superfície ocorrem grandes blocos subrolados de quartzolidito com dimensão até 105 cm, mais abundantes que os de quartzo.

4.2.1.2. Depressão de Sendas (Formações de Castro e A veleda) (Quadro 2.15) Areeiro de Sendas (aSd) (Formação de Bragança)

Desta forma serão designadas as manchas que estão individualizadas pela dissecação das linhas de água, situadas a SW de Sendas e que correspondem a um único corpo original. O corte descrito situa-se entre os kms 97.3 e 98.5 do caminho de ferro e na estrada que liga a Estação C.F. a Sendas (fig. 2.48).

Trata-se de um conjunto de sedimentos predominantemente grosseiros com estreitos níveis arenosos e lutíticos intercalados, dispostos ao longo de 28 metros de espessura, parcialmente representados na fig. 2.53. Têm cor vermelha no topo, em particular nos últimos 1.5 a 2 metros. Os níveis inferiores têm cor variável, com leitos brancos, castanhos e vermelhos.

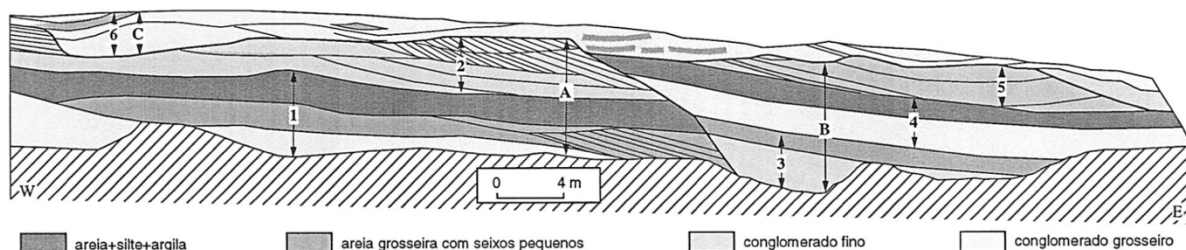


Fig.2.53: Representação esquemática de corte do areeiro de Sendas (Formação de Bragança), com base em painel fotográfico e posição relativa das unidades de sedimentação (1 a 6) e seqüências (A, B e C). Interpreta-se o sentido geral do fluxo perpendicular ao corte (sentido aproximado N-S) e migração para leste. Contacto erosivo entre as três seqüências básicas, com embutimento da B na A.

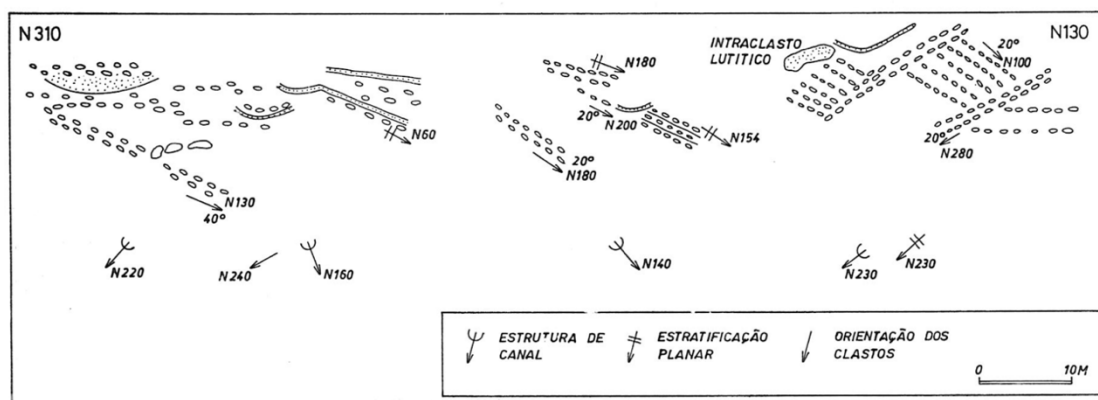


Fig. 2.54: Paleocorrentes medidas em corte do areeiro de Sendas.

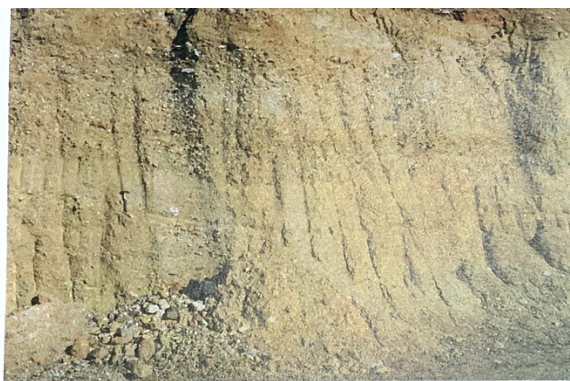


Foto 2.14: Areeiro de Sendas; sucessão de níveis conglomeráticos e arenosos, com estratificação planar.



Foto 2.16: Pormenor da foto 2.14; nível arenoso grosseiro com pequenos seixos, feldspático; os clastos de maior dimensão são mobilizados da esquerda para a direita (para SSE), do nível conglomerático inferior (foto 2.14).

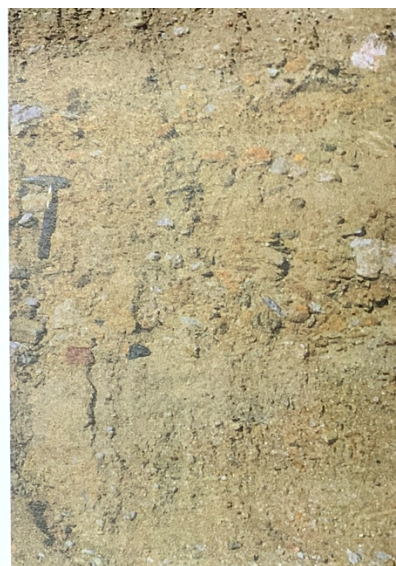


Foto 2.15: Areeiro de Sendas; a estratificação planar é mascarada pelo carácter grosseiro dos sedimentos, mas visível no nível inferior areno-conglomerático. No nível conglomerático é observada a alteração de alguns seixos.

No local em que se pode observar, a discordância com o substrato é inclinada fortemente para SW (cerca de 30 graus).

São predominantes os conglomerados clasto-suportados com estratificação incipiente (Gh) ou com estruturas planares (Gp) (fotos 2.14 e 2.15). Este tipo de enchimento é mais espesso na base, mas observa-se a sua repetição sistemática no seio de macrosequências básicas, fortemente ravinadas pelas sequências posteriores; as macro-sequências, três completas, revelam uma maior estruturação para o topo, a que corresponde uma tendência granodecrescente (fig. 2.53; Quadro 2.15).

As estruturas sedimentares definem alguma dispersão das paleocorrentes, com sentidos que variam entre N140° e N240° (fig. 2.54).

Os clastos, subrolados, são predominantemente de quartzo. Existe uma frequência significativa de clastos de vulcanitos ácidos e básicos alterados, filitos e ainda alguns de quartzito e quartzolidito. Os blocos atingem uma dimensão máxima de 55 cm.

A matriz dos conglomerados é predominantemente arenosa e feldspática. Os níveis arenosos são também predominantemente quartzo-feldspáticos (foto 2.16). Os grãos de feldspatos, brancos e pouco alterados atingem por vezes dimensões superiores a 2 mm.

A posição morfológica do depósito e o conjunto de dados sedimentológicos permite admitir que esteja representada a sedimentação no flanco de um canal orientado aproximadamente de norte para sul (fig. 2.49).

Estação de Sendas (estSd) (Formação de Aveleda)

Mancha situada junto à Estação C.F. de Sendas, preenchendo a base da depressão de Sendas (fig. 2.49).

Os sedimentos são essencialmente grosseiros, com clastos subangulosos até 20 cm. São frequentes os clastos de xistos negros alterados que transmitem ao depósito uma cor particularmente escura, para além do quartzo, filitos e alguns vulcanitos muito alterados. Intercalado no conglomerado, diferencia-se um nível arenoso grosseiro essencialmente constituído por pequenos clastos de xisto e um nível lutítico cuja cor escura advém da alteração dos xistos negros.

A estratificação planar define uma inclinação de 10 graus para N280°. A morfologia do corpo sedimentar e a sua estrutura apoiam uma origem a NE. O depósito, medianamente compactado, encontra-se cortado por fracturas de direcção N50°, suparalelas à falha de Sendas.

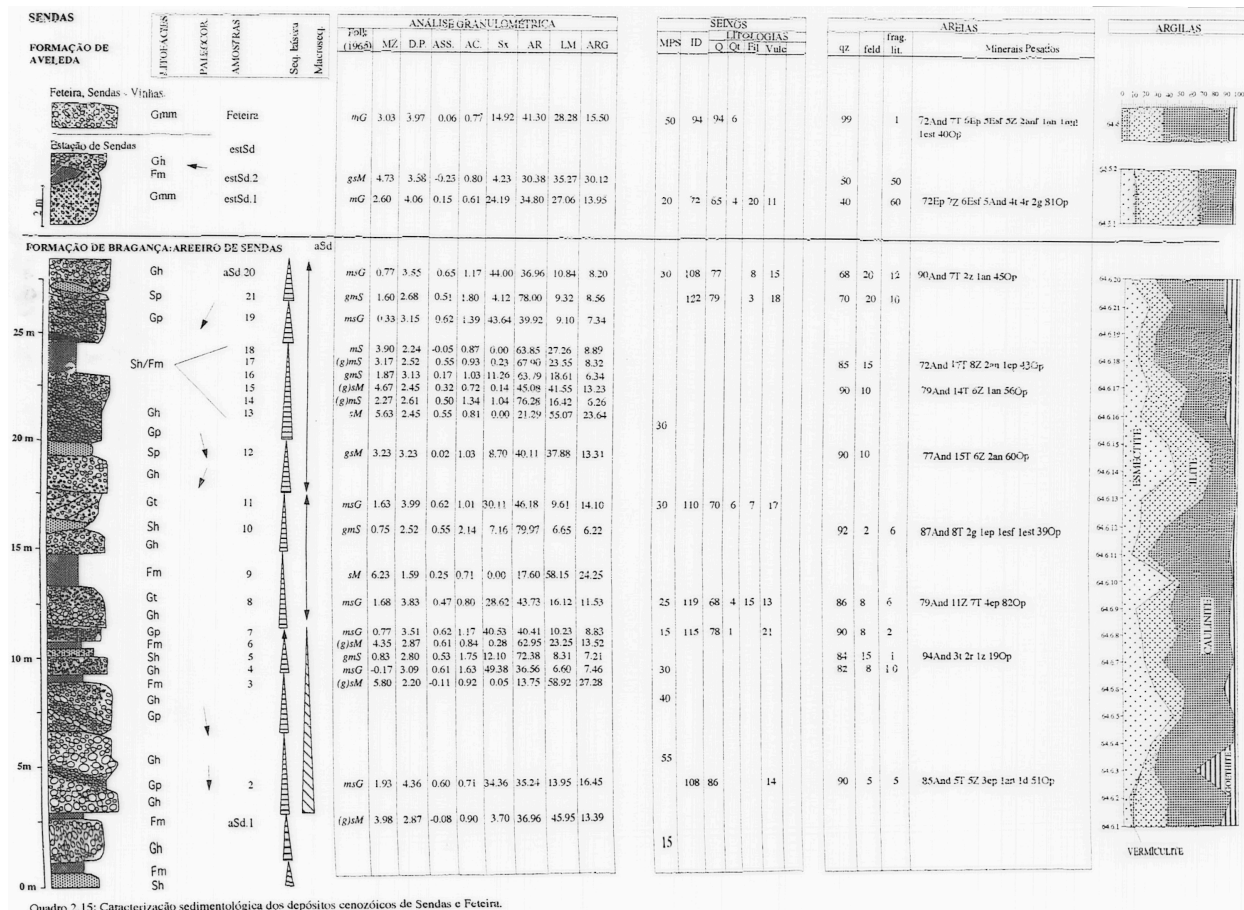
Estes corpo sedimentar da Formação de Aveleda está encaixado na superfície que suporta os depósitos do areeiro (Formação de Bragança) e é constituído por sedimentos que definem, pela sua natureza, uma origem distinta.

4.2.1.3. Depósitos de Feteira-Seixigal (Formação de Aveleda) (Quadro 2.15)

Feteira (Ft)

Esta mancha situa-se entre Sendas e Vinhas. Na base, o depósito é constituído por uma matriz abundante,

predominantemente lutítica, suportando clastos subrolados, essencialmente de quartzo, com alguns quartzoliditos e quartzitos. Os blocos de maior dimensão, que atingem 50 cm, situam-se a NW, diminuindo o seu tamanho para SW. Este facto indica uma origem provável a NW, hipótese apoiada pela forma como esses blocos preenchem um entalhe no substrato, aspecto que confere à mancha sedimentar uma forma em V, de vértice dirigido para a origem, pelo que se admite tratar-se de um pequeno cone aluvial.



Seixigal (Izeda)

Esta pequena mancha, situa-se 8 Km a ESE da anterior, entre Macedo do Mato e Izeda. Os sedimentos ocupam uma pequena elevação com o topo a 673 metros (fig. 2.48).

A avaliação dos materiais à superfície permite unicamente distinguir grande quantidade de quartzo subanguloso (I.D. = 79) e alguns clastos de quartzolito e provavelmente xistos anfibólicos alterados.

4.2.1.4. Depressão de Macedo (Formações de Vale Álvaro, Bragança e Aveleda) (Quadros 2.16 a 2.18)

No flanco oeste de Bornes, a sul de Macedo, Cabral (1985) fez referência à falha inversa que afecta o depósito de Pendão (fotos 2.10 e 2.11; Quadro 2.16). Os sedimentos, de cor castanha-avermelhada, são constituídos por calhaus de xisto de desgaste diverso, alguns dos quais medianamente rolados, calhaus de granito muito alterado e de quartzo anguloso. A matriz é areno-argilosa, com partículas resultantes da desagregação de granitos e xistos. O tipo de depósito e a natureza do contacto, sugerem a sua formação durante o soerguimento de Borres. São sedimentos com origem muito próxima, como é sugerido pela angulosidade dos clastos de quartzo. A sua localização sobre o contacto por falha que limita os granitos na escarpa, sugere igualmente a sua formação em ligação com este movimento. Ao longo da falha o granito revela uma alteração vermelha. Estes aspectos da alteração do granito e do filão quartzoso ao longo

da falha tem vindo a ser observado desde o maciço de Rebordáinhos. A concentração de clastos quartzosos numa matriz areno-argilosa, foi igualmente assinalada junto à falha de S. Comba de Rossas bem como na exploração de uma "saibreira" também associada à falha, junto a esta povoação.

Vilar do Monte (MC.6) (FA) (Quadro 2.16):

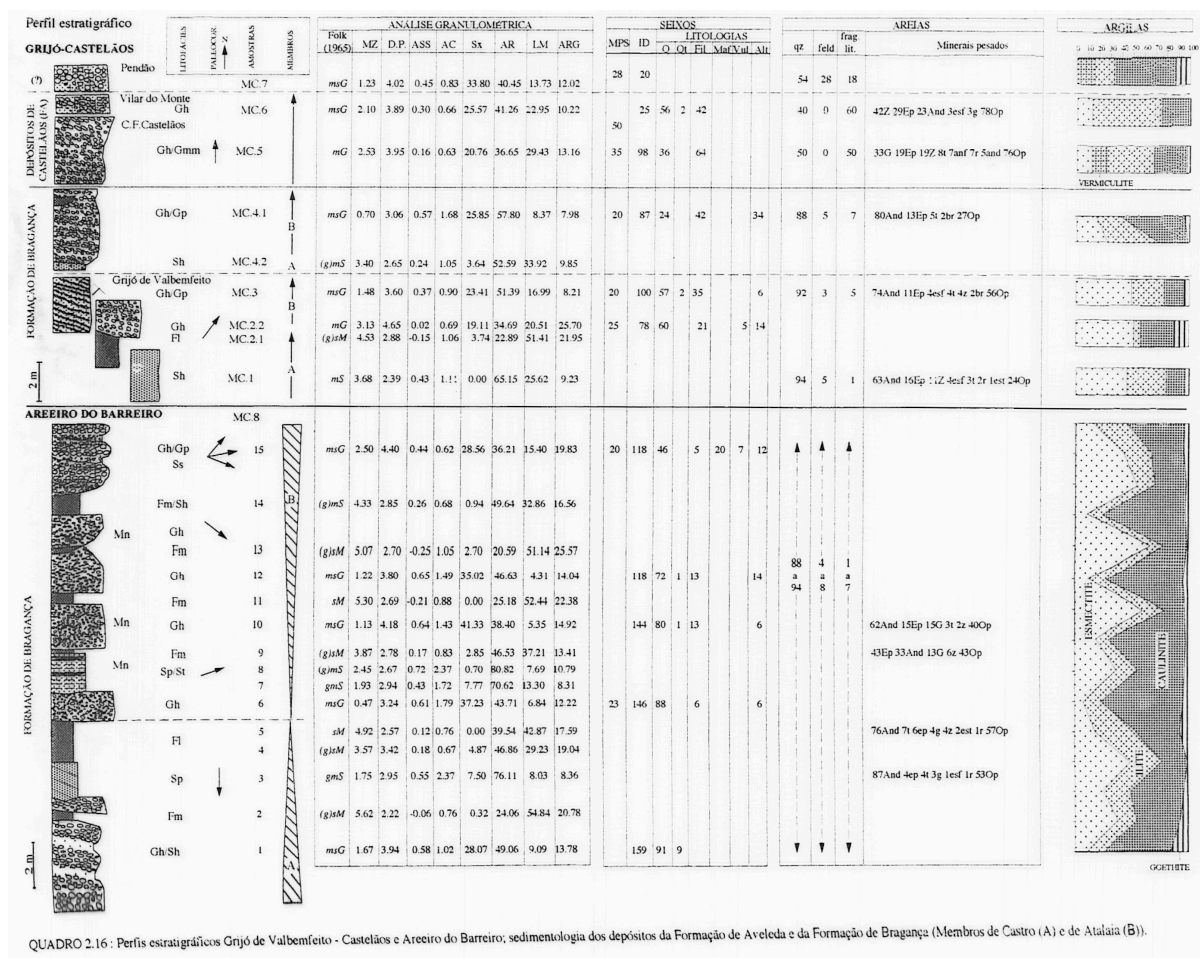
Um corte com cerca de 2 metros de espessura e localizado na ligação de Vilar do Monte para Castelãos, revela um depósito conglomerático de cor castanha e negra, com reduzida frequência de quartzo. Não apresenta qualquer tipo de estruturas e os clastos têm um tamanho máximo de 20 cm. Em face das suas características define-se como um depósito caótico, de extensão muito limitada, sem selecção e com desgaste reduzido, com origem em derrames a partir de relevos adjacentes, com predomínio de xistos negros. Tal como em Vilar do Monte, outras ocorrências de pequena extensão e com aspecto semelhante estão assinaladas entre as povoações de Bornes e Castelãos. Refletem as litologias do substrato nas imediações do depósito, uma reduzida concentração de quartzo e desgaste muito reduzido. O seu carácter superficial e as suas características sedimentológicas sugerem o seu enquadramento na Formação de Aveleda.

Grijó (F. Bragança) (Quadro 2.16):

Em Grijó de Valbenfeito define-se uma mancha constituída essencialmente por conglomerados de cor vermelha ou avermelhada, com níveis mais finos intercalados. Os cortes observados revelam a possibilidade de uma variação das características dos sedimentos e consequentemente da sua origem.

No corte MC.2, com 3 metros de espessura, o material da base é essencialmente silto-argiloso com pequenos elementos xistosos, castanho, com concentrações de manganês e bastante compacto, sendo cortado por um canal de preenchimento conglomerático e orientado no sentido de N30°. A rubefacção desenvolve-se até cerca de 80 cm de profundidade. Identificam-se clastos de quartzo, vulcanitos, xistos e rochas muito alteradas de cor escura.

O corte MC.1, com cerca de 3 metros de espessura, mostra um material essencialmente arenoso de cor castanha. Acima deste corte, existem cerca de 40 metros de espessura de depósito, sem cortes disponíveis. Na vertente e no topo (610 metros de cota) observam-se clastos de quartzo e de xisto, com uma dimensão máxima de 40 cm, numa matriz avermelhada.



No limite sul (MC.3, Grijó, Km 11.8), o depósito de cor predominantemente castanha, está embutido no paleorelevo. Ao contrário das limitadas ocorrências de Pendão e Vilar do Monte, estes materiais parecem ter tido uma origem mais longínqua. Estão limitados por falhas e basculados por acção tectónica (Cabral, 1985) (fig. 2.48 e 2.51). Os calhaus de xisto e quartzo com uma dimensão máxima de 20 cm, apresentam um desgaste médio e a matriz é essencialmente arenosa.

Nas proximidades de Macedo de Cavaleiros, a estreita superfície do v.g. Corda (580m), no interflúvio das ribeiras de Macedo e de Carvalhais, apresenta vestígios de depósitos sedimentares vermelhos, embutidos no substrato (Cabral, 1985), em contacto abrupto, presumivelmente segundo uma falha N-S.

Um pouco a leste, o muro dos depósitos de Castelãos (Formação de Aveleda) situa-se 30 metros abaixo da superfície vermelha do v.g. Corda. Estão encaixados naquela superfície e atingem a oeste uma cota máxima próxima de 600 metros. São conglomeráticos, avermelhados, xistentos e ocasionalmente com níveis mais quartzosos. À superfície os blocos de quartzo atingem 60 cm de dimensão máxima.

O corte do caminho de ferro, junto ao apeadeiro de Castelãos (MC.5) revela na base um nível de clastos de xisto e quartzo de desgaste reduzido, atingindo uma dimensão máxima de 35 cm. Sobre põe-se material menos quartzoso, em que os calhaus de quartzo atingem uma dimensão de 50 cm. Os clastos de meta-sedimentos, com fácies variadas, entre os quais xistos grafitosos,

são de dimensão bastante inferior e a matriz confere alguma compactação. A imbricação dos clastos sugere origem na serra de Bornes, mas a inclinação acentuada (até 20°) dos leitos poderá ter origem tectónica.

Um nível inferior (MC.4,) relativamente ao anterior, revela clastos meta-sedimentares bastante alterados e clastos quartzosos, com uma dimensão máxima de 20 cm, numa matriz areno-argilosa com vestígios de carbonatos. Na base observa-se um leito predominantemente arenoso e junto ao topo um leito descontínuo margas°. Estes níveis estão afectados pela movimentação da falha principal que sofre nesta zona uma forte inflexão para leste, encontrando-se registada na verticalização "anormal" dos clastos e na elevada inclinação das lâminas, com valores superiores a 30 graus para N210°.

A leste de Castelões, a mancha de Zebraínhos é constituída por sedimentos predominantemente vermelhos, com características que revelam um transporte mais longo que os descritos anteriormente. As paleocorrentes sugerem a localização da área-mãe entre os quadrantes norte e oeste. São depósitos da Formação de Bragança, com continuidade para leste até Matela.

A primeira descrição dos materiais e das estruturas corresponde a dados obtidos nos cortes do areeiro de Barreiro (MC.8) (Quadro 2.16), situado 50 metros abaixo do topo do enchimento.

Fundamentalmente reconhecem-se clastos de quartzo e quartzito e um conjunto de rochas muito alteradas, de entre as quais se identificam vulcanitos ácidos e básicos.

A instabilidade tectónica é reconhecida particularmente num dos cortes do areeiro de Barreiro, com contactos irregulares e verticalizados em alguns locais. O basculamento tectónico dificulta a medição das paleocorrentes, pelo que se confere mais confiança aos dados relativos à orientação do eixo dos canais. Os casos observados indicam sentidos entre N40° e N180°. Evidenciam-se canais com dimensões médias de 10 metros de largura e 1 metro de altura e preenchimento essencialmente arenoso e concentrações manganésíferas, cortando sequências formadas por uma alternância de conglomerados e lutitos.

Junto à superfície, o efeito de hidromorfismo afecta os níveis conglomeráticos, acompanhado da desagregação dos clastos mais alteráveis e dificulta a identificação das estruturas deposicionais originais.

Um corte recente permite a observação junto ao topo actual do enchimento (300 metros a leste de Zebraínhos, cota 643 m). Na base do corte identifica-se um conglomerado de abundante matriz arenosa, com leitos variando entre areia fina e grosseira, suportando os seixos. É um nível com frequência elevada de feldspatos e de cor cinzenta clara. O topo, é formado por aproximadamente 1.5 metros de conglomerado com grande quantidade de clastos alterados e de matriz vermelha silto-argilosa. Os clastos têm uma dimensão máxima de 20 cm e as paleocorrentes mantêm a tendência observada nos cortes inferiores.

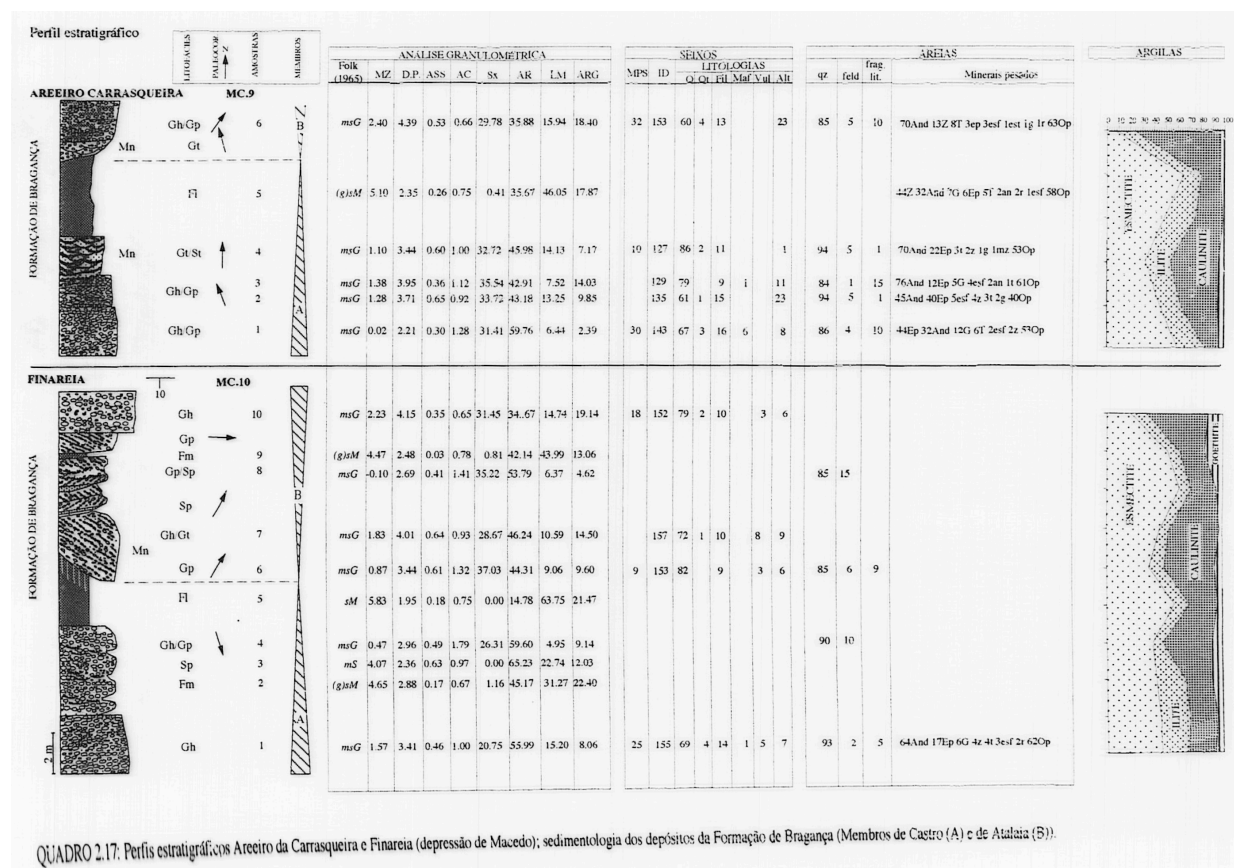
Na mancha do Alto da Carrasqueira o contacto a leste, entre o depósito e o substrato estabelece-se por uma falha de orientação NNE-SSW. Este contacto é observado no limite sul da mancha (MC.9), onde uma espessura de cerca de 20 metros do Cenozóico, contacta abruptamente com o substrato. Um pouco a norte, o limite por falha é sugerido pela espessura dos depósitos junto ao contacto com o Paleozóico; a informação de uma sondagem efectuada no areeiro da Finareia (MC.10), próximo do contacto, a uma cota aproximada de 570 metros,

indica pelo menos mais 40 metros de espessura abaixo daquele nível, não tendo atingido o muro da formação, situando-se portanto a sua base a uma cota inferior a 530 metros.

Nos afloramento do Alto da Carrasqueira (MC.9 e MC.10) observa-se o Membro de Castro constituído por materiais conglomeráticos vermelhos na base e um nível lutítico com cerca de 5 metros de espessura, ravinado pelo Membro de Atalaia constituído por conglomerados vermelhos (Quadro 2.17).

Na mancha do Alto da Carrasqueira caracterizaram-se dois perfis estratigráficos (Quadro 2.17):

- Areeiro Carrasqueira (MC.9): Nestes cortes situados a sul, obtém-se uma exposição vertical de 13 metros, observando-se na base uma sequência granodécrescente, terminando num nível lutítico cinzento espesso, que se supõe corresponder ao topo do Membro de Castro (foto 2.17 e 2.18). Sob o nível lutítico, um leito predominantemente arenoso descontínuo, com estruturas sedimentares particularmente evidentes, apresentando



pequenos canais de amplitude métrica; concentrações de Mn destacam as estruturas e os pequenos rejeitos observados em falhas que cortam o depósito (foto 2.19). No topo, um estreito nível conglomerático evidencia forte alteração superficial (Membro de Atalaia) (foto 2.17).

As falhas subverticais com direcção próxima de N-S, oscilam entre N350° e N30°, com rejeito postos em evidência por leitos lutíticos pouco espessos (foto 2.19). Falhas de maior expressão e de atitude semelhante, são observadas em corte com 9 metros de espessura, afectando níveis

sedimentares distintos e modificando a sua posição. Em alguns locais observam-se os leitos com inclinações superiores a 20 graus.

O registo da sequência sedimentar em vários pontos salienta a hipótese de uma extensa movimentação vertical ao longo de falhas NNE/SSW, admitindo-se também, previamente, um amplo controlo tectónico do enchimento da depressão. As paleocorrentes sugerem uma alimentação fundamentalmente do quadrante sul.

- **Finareia (MC.10):** Na mesma mancha do Alto da Carrasqueira e a norte do perfil anterior. Identificam-se:

- O membro de Castro (A), com 8 a 10 metros de exposição, que é constituída na base por um nível conglomerático a que se sobrepõe um nível predominantemente arenoso, caracterizado pelo empilhamento de feixes arqueados de base grosseira e topo lutítico. Esta unidade termina com um nível areno-argiloso branco, com extensa continuidade lateral. A sequência está basculada para sul, com valores que atingem 30 graus. A sua base não foi observada. Apresenta algumas estruturas de canal e estratificação planar, com paleocorrentes predominantes para sul.

- O Membro de Atalaia (B) que ravina o anterior; a superfície erosiva está definida numa parte dos cortes como subhorizontal e noutras pontos por grandes estruturas de canal com 10 a 20 metros de amplitude, sendo particularmente evidentes dois canais; as paleocorrentes indicam predomínio de sentidos entre Este e NE. O enchimento é predominantemente arenoso e conglomerático fino; no topo um nível com litofácies Gh, de cor vermelha com hidromorfismo (fig. 2.55).

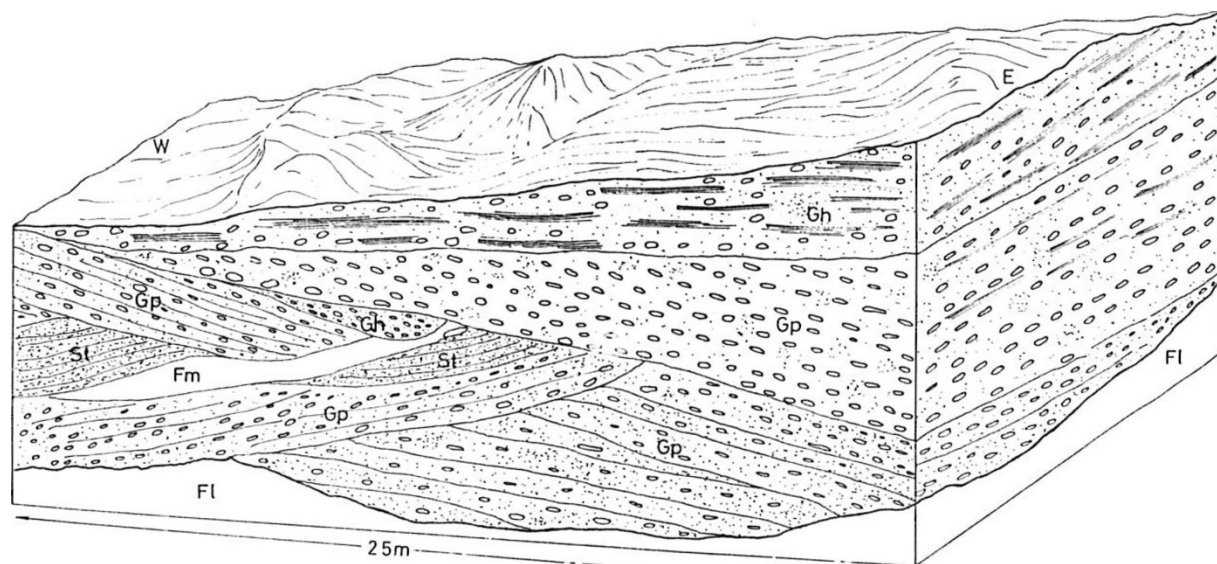


Fig. 2.55: Corte no areeiro da Finareia, Salselas, Macedo de Cavaleiros.

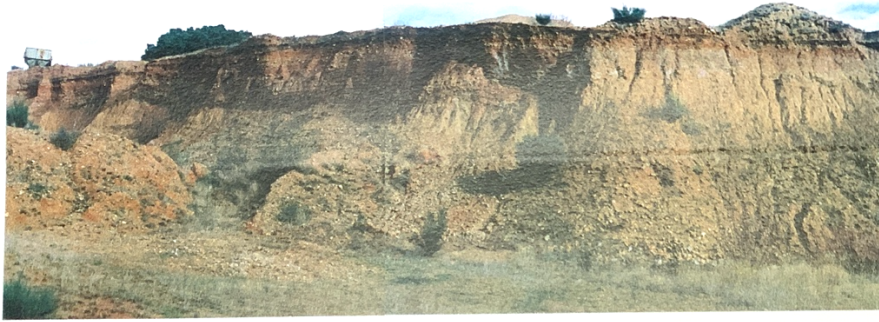


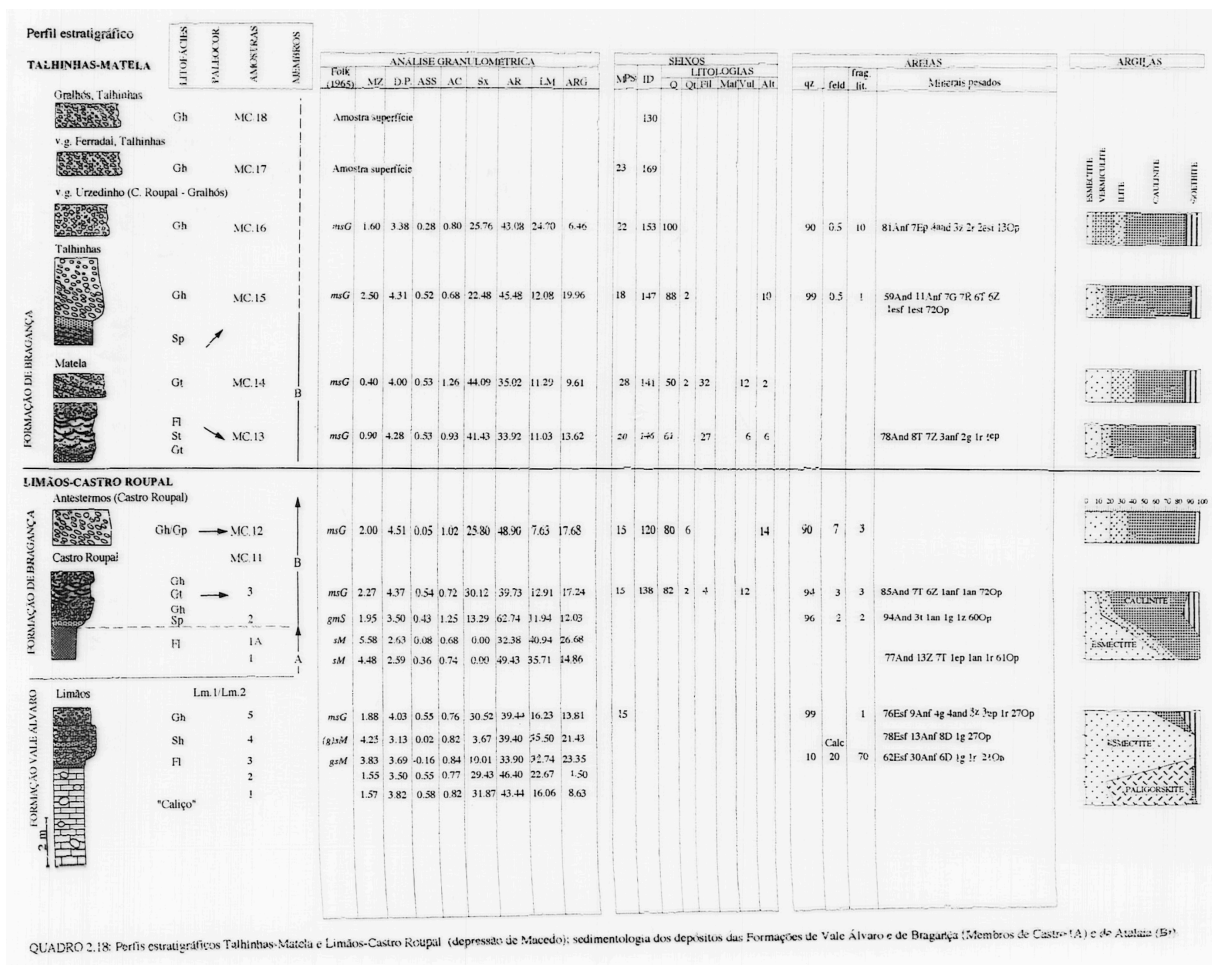
Foto 2.17: Alto da Carrasqueira, Macedo de Cavaleiros (MC.9); o Membro de Castro, argiloso no topo (à direita), é cortado por uma estrutura de canal, correspondente à base do Membro de Atalaia.



Foto 2.18: Discordância entre os dois membros da Formação de Bragança assinalada na foto anterior.



Foto 2.19: Falha normal de pequeno rejeito, afectando litofácies St e Gt, com concentrações de Mn (Membro de Castro, Alto da Carrasqueira, MC.9).



A mancha sedimentar do **Alto da Carrasqueira** teria no passado continuidade para leste (Alto do Montinho), onde um pequeno corte de pesquisa de areias expõe sedimentos de natureza semelhante aos da sequência de topo do perfil anterior. A ribeira de Salselas separa o Alto da Carrasqueira da mancha de maior extensão, situada a leste, designada por mancha de Castro Roupal. Este conjunto de sedimentos da Formação de Bragança, tem continuação mais para oriente na mancha de Talhinhos, definindo-se um paleovale ao longo de 15.5 Kms.

Na região entre Limãos e Castro Roupal, a Formação de Bragança assenta sobre uma formação conglomerática (fig. 2.48 e 2.51), de elementos detríticos de natureza máfica, compactados por um cimento margoso (Formação de Vale Álvaro) (Quadro 2.18). Sob os conglomerados, o substrato de xisto anfibólico foi sujeito a um processo de substituição por carbonatos, dando origem a um dolocreto. A Formação de Vale Álvaro é observada em pequenos cortes, como os do cemitério de Limãos ou de Portela (Castro Roupal).

Limãos (Lm.1): Sanja para exploração de água, com 4 metros de altura, expondo um nível de conglomerado sobre dolocreto. O dolocreto, na base do corte, é dificilmente observado, pelo que se descreve no corte seguinte. O conglomerado vermelho é constituído por calhaus máficos completamente alterados e com dimensão máxima de 15 cm e raros calhaus de quartzo. As partículas de maior dimensão encontravam-se consolidadas por uma matriz margosa, actualmente em desagregação devido à dissolução da componente carbonatada. Intercalado neste conglomerado, um leito descontínuo essencialmente lutítico. À superfície, calhaus de quartzo com dimensão até 12 cm, encontram-se dispersos num solo areno-argiloso vermelho. Resultam do processo de dissolução dos carbonatos e da decomposição dos elementos detríticos máficos, com concentração das partículas quartzosas.

Limãos (Lm.2): Sanja semelhante à anterior para captação de água, com 3.5 metros de altura. Observa-se um canal orientado para N320°, talhado em xistos anfibólicos e preenchido por conglomerado de elementos máficos (xistos anfibólicos e anfibólitos). O processo de epigenia carbonatada manifesta-se pela substituição quase total do xisto anfibólico, permanecendo alguns vestígios no seio do calcário (foto 2.12 e 2.13). Apresentam-se ainda visíveis a constituição e a xistosidade original (N88°/subvert).

O conglomerado está desagregado por efeito meteórico. Para além dos elementos máficos, tem clastos de quartzo até 6 cm de dimensão, pouco abundantes, mas concentrados à superfície. Observam-se também intraclastos de calcário, facto indicativo da anterioridade do processo de calcificação do substrato. A continuidade deste processo após a deposição dos sedimentos, é indicada pela carbonatação dos leitos sedimentares, com a manutenção da estratificação aproximadamente horizontal, contrastante com o aspecto ora compacto ora muito fracturado do substrato afectado pela substituição carbonatada.

Entre Castro Roupal e Talhinhos, os cortes efectuados na Formação de Bragança têm reduzida exposição; descrevem-se aqueles em que se efectuou amostragem (Quadro 2.18).

Antesterms (MC.12): um pequeno corte de 1.5 metros de depósito vermelho, conglomerático e de matriz feldspática. Os clastos, medianamente rolados e essencialmente quartzosos, têm dimensão máxima de 15 cm. Ocorrem alguns clastos alterados, parte dos quais são provavelmente de xistos anfibólicos.

Definem-se estreitos níveis areno-conglomeráticos e concentrações de manganês. Uma estrutura planar incipiente e pouco nítida inclina para oeste.

Castro Roupal (MC.11): Corte com 3 metros de altura situado na estrada de Castro Roupal para Bagueixe. Na base do corte ocorre um nível argiloso cinzento com urna espessura superior a 1 metro (observação em corte próximo, abaixo do nível da estrada). Sobre põe-se nível arenoso estreito em contacto progressivo com o conglomerado que se lhe sobrepõe, com clastos rolados até 15 cm de dimensão, essencialmente quartzosos em matriz arenosa de cor castanho avermelhada e endurecida. No seio do nível conglomerático intercala-se um nível mais fino, arena-conglomerático, que apresenta pequenas estruturas de canal sobrepostas e definem uma paleocorrente para leste.

Navalhas (MC.16): Estreito corte com cerca de um metro de espessura, na base do depósito da região de Urzedinho. Material muito superficial, sem compactação, possivelmente remobilizado na vertente. Conglomerado de matriz predominantemente arenosa, com clastos rolados de quartzo até 22 cm de dimensão.

Gralhós (MC.18): Neste local efectuou-se uma colheita superficial de calhaus, com vista à caracterização da fracção grosseira, devido à ausência de cortes nas proximidades (Quadro 2.18).

Talhinhas (MC.15): Corte com 4 metros de espessura, em depósito conglomerático vermelho. Na base do corte, nível arenoso com pequenos seixos, com estratificação planar, definindo inclinação de 10 graus para N30. Sobre põe-se nível de conglomerado de clastos rolados de quartzo e quartzito suportados numa matriz essencialmente arenosa.

Ferradal (MC.17) - Colheita de superfície no v.g. Ferradal. Seixos rolados essencialmente de quartzo, alguns quartzitos e poucos xistos, com uma dimensão máxima de 23 cm.

As pequenas manchas sedimentares de **Matela** (Quadro 2.18), encontram-se separadas das ocorrências anteriormente descritas, devido à erosão promovida pelo encaixe do rio Sabor. Os materiais vermelhos e conglomeráticos, de características semelhantes aos anteriores, localizam-se em três manchas: Avinhá, Lombo e Escadavada. Sobre os materiais das manchas de Avinhó e Escadavada (Formação de Bragança), ocorrem clastos angulosos de quartzo, também observáveis nas superfícies próximas dos 600 metros a NW de Avinhó. São materiais locais (Formação de Aveleda?), transportados em derrames esporádicos para zonas mais baixas, com origem num processo de desmantelamento dos filões salientes da superfície geral. Estes elementos ocorrem muito raramente misturados nos sedimentos da unidade inferior. Descrevem-se em seguida os cortes estudados.

Avinhó (MC.14): Na localidade com este nome, observa-se, próximo da estrada para Matela, um corte com 3 metros de depósito vermelho. Este corte situa-se perto da base da formação sedimentar, cujos materiais constituem mancha de forma alongada para sul. Nos elementos detríticos destacam-se abundantes clastos de xisto de desgaste elevado, bem como clastos rolados de quartzo, quartzito e provavelmente vulcanitos muito alterados. A matriz é de cor vermelha, com manchas brancas. Este material foi erodido pela encaixe da ribeira de Vilares, situando-se a meia encosta o seu contacto a oeste. À superfície dominam os clastos angulosos de quartzo.

Lombo: Depósito vermelho semelhante ao anterior. Esta mancha, com cerca de 20 metros de espessura, situa-se em superfície culminante e tem forma alongada N-S. Duas linhas de água erodiram o depósito a leste e a oeste, constituindo-se uma situação bem clara de inversão do relevo. Admite-se a sua ligação com a mancha de Avinhó, também de forma alongada, constituindo ambas os restos de um enchimento de depressão N-S, associado a uma provável falha NNE-SSW (fig. 2.48 e 2.51). Os depósitos poderiam ter constituído o preenchimento de um vale fluvial orientado para sul.

Escadavada (MC.13): O depósito é de cor vermelha, essencialmente arenoso e feldspático. Ocorrem níveis conglomeráticos intercalados com seixos até 20 cm de dimensão e leitos silto-argilosos. Os clastos são essencialmente de filitos e de quartzo. Alguns elementos de quartzo anguloso indicam origem nas superfícies próximas. O corte observado revela uma grande estrutura de canal com cerca de 120 x 3 metros; no centro desta estrutura, pequenos feixes arqueados de dimensão métrica, definem sentido de drenagem para N120°. A norte, os elementos angulosos de quartzo já referidos, sobrepõem-se aos depósitos vermelhos.

Os depósitos que se situam para leste (região de Atenor), foram descritos no conjunto de depósitos do Planalto Mirandês.

4.2.2. Caracterização sedimentológica (Quadros 2.14 a 2.18)

Granulometria

Os sedimentos da Formação de Aveleda caracterizam-se pelo predomínio de conglomerados muito fracamente calibrados, com matriz areno-lutítica (Sta. Combinha) ou essencialmente lutítica (Feteira, est. Sendas, Castelãos). As curvas de distribuição de frequências apresentam tendência para forma com assimetria positiva e platicúrtica (Quadros 2.14 a 2.18).

Nos níveis não conglomeráticos é predominante a fracção siltosa. Os sedimentos são fracamente calibrados a muito fracamente calibrados, com uma distribuição aproximadamente simétrica e platicúrtica ou mesocúrtica.

O nível fino amostrado na Estação de Sendas (Est.S.2) é muito fracamente calibrado. A distribuição tem forma variável entre assimetria positiva e negativa e platicúrtica ou mesocúrtica (Quadro 2.15).

Os conglomerados do areeiro de Sendas (Formação de Bragança) apresentam matriz predominantemente arenosa, muito fracamente ou extremamente mal calibrada (Quadro 2.15). A distribuição tem forma assimétrica muito positiva. O valor da acuidade indica, para as amostras de matriz mais grosseira (<10), uma distribuição muito leptocúrtica e para as mais finas uma distribuição mesocúrtica ou platicúrtica. Estes sedimentos são particularmente arenosos (msG), em comparação com os que constituem a Formação de Aveleda (mG predominante).

Os níveis mais finos, pouco frequentes, variam entre os tipos sM e g mS (Folk, 1965), correspondentes a situações variadas, de misturas ora predominantemente lutíticas ora predominantemente arenosas com pequenos seixos. Os sedimentos são geralmente muito

fracamente calibrados. A curva de distribuição tende para forma simétrica e platicúrtica nos lutitos e simetria muito positiva e muito leptocúrtica nos níveis arenosos.

Na depressão a leste de Macedo diferenciam-se os dois membros da Formação de Bragança (Quadros 2.16 a 2.18).

O Membro de Castro (A), com níveis conglomeráticos predominantes na base, de matriz predominantemente arenosa (msG), muito fracamente calibrada, com distribuição de forma assimétrica muito positiva e mesocúrtica. No topo, as partículas lutíticas são predominantes (sM) e a distribuição é fracamente a muito fracamente calibrada, com assimetria positiva e platicúrtica.

O Membro de Atalaia (B) caracteriza-se pela abundância de conglomerados intercalados por leitos arenosos e estreitos leitos lutíticos. É acentuado \square predomínio da fracção arenosa; evidencia-se diminuição da granulometria para o topo, em particular na matriz dos conglomerados; a distribuição é em geral muito fracamente calibrada e com assimetria muito positiva; a acuidade evolui, da base para o topo, de muito leptocúrtica para platicúrtica.

4.2.2.2. Constituição e morfometria da fracção > 16 mm

Os depósitos da Formação de Aveleda situados em zonas deprimidas revelam uma frequência elevada de clastos de rochas meta-sedimentares variáveis de acordo com as diversas fontes alimentadoras próximas. O depósito de Feteira, em situação culminante revela uma constituição quartzosa. É comum a todas as ocorrências o desgaste reduzido dos clastos, traduzido por valores de índice de desgaste inferiores a 100.

No areeiro de Sendas (Formação de Bragança) o desgaste dos calhaus é uniforme ao longo de todo o perfil, com valores médio de 114 e extremos de 108 e 122 (Quadro 2.15); o desgaste é sempre superior ao observado na Formação de Aveleda.

Se o desgaste se mantém uniforme, já a constituição litológica dos clastos revela uma diferença assinalada na descontinuidade entre as macro-sequências. O conjunto inferior caracteriza-se pela presença de clastos de quartzo, quartzitos, quartzoliditos e vulcanitos. No conjunto superior assinala-se a presença de clastos de meta-sedimentos fílitos, para além dos que ocorrem no conjunto inferior.

Para leste de Macedo, os clastos da Formação de Bragança têm um desgaste em geral superior aos depósitos descritos anteriormente, com valores do índice de desgaste entre 140 e 160 e maior frequência de quartzo, relativamente aos anteriores (Quadros 2.16 a 2.18). Algumas variações na litologia dos clastos revela a influência de alimentações laterais.

Constituição e morfoscopia da fracção arenosa

Tal como na fracção grosseira, a fracção arenosa dos depósitos de Feteira (Formação de Aveleda) é constituída quase exclusivamente por grãos de quartzo hialino ou raramente leitoso. Os grãos são predominantemente subangulosos nas dimensões superiores a 1 mm e angulosos nas dimensões inferiores 1 mm. A superfície é geralmente brilhante ou ligeiramente mate nos grãos maiores. Os fragmentos de rochas fílitos são raros e representam cerca de 1% dos grãos de dimensão superior a 1 mm e menos de 1% nas dimensões inferiores.

O depósito da Estação de Sendas (F. Aveleda) apresenta uma fracção arenosa constituída por 50 a 60% de fragmentos líticos. São comuns em todo o depósito os xistos negros alterados, sendo predominantes no nível mais fino. Os restantes fragmentos são de filitos pouco alterados e geralmente subrolados. A frequência de quartzo aumenta no sentido das menores dimensões; os grãos são subangulosos (dimensões > 1mm) a angulosos (dimensões < 1mm). Os grãos de feldspato são raros e pouco alterados (< 1%).

Nas restantes amostras colhidas na Formação de Aveleda, esta fracção revela, tal como a fracção grosseira, cerca de 50 % de elementos de quartzo. Os grãos de fragmentos de rocha, geralmente filitos, apresentam forma predominantemente subrolada nas dimensões superiores a 2 mm, sendo a sua frequência superior à do quartzo. Com a diminuição da dimensão, os grãos de quartzo são um pouco mais frequentes. A sua forma, é geralmente subangulosa nas maiores dimensões, e angulosa nas partículas de dimensão inferior a 1 mm. A superfície dos grãos, é ligeiramente mate, ou mais frequentemente brilhante, com a diminuição da dimensão.

Os grãos de feldspato são raros. De superfície angulosa, brancos e pouco alterados ocorrem com frequência inferior a 1%.

As palhetas de mica também são raras, aumentando a sua frequência com a diminuição da dimensão; ocorrência de cerca de 2% na dimensão inferior a 0.5 mm.

Constitui o factor mais saliente a semelhança evidenciada por todas as amostras, com elevado número de fragmentos líticos.

No depósito do areeiro de Sendas (F. Bragança) a fracção arenosa é constituída essencialmente por grãos de quartzo hialino, subangulosos a angulosos. A sua superfície, com pátina em geral acastanhada, tem aspecto ligeiramente mate. Os fragmentos Micos, grãos achatados de filitos pouco alterados, constituem em média 5% desta fracção. As micas ocorrem nas dimensões inferiores e são mais frequentes nos leitos essencialmente silo-argilosos.

Os feldspatos, de superfície pouco alterada, têm frequência variável com a dimensão (Quadro 2.19). A difracção de RX revelou tratar-se de feldspato potássico. Com base no estudo comparativo de difractogramas e usando a identificação dos difractogramas padrão (Godinho & Jaleco, 1973), determinou-se de forma expedita e qualitativa a triclinicidade. De acordo com este método, trata-se no presente caso de microclina de elevada obliquidade largamente dominante ou mesmo como único estado estrutural detectável.

Quadro 2.19: Variação da frequência de feldspatos com a dimensão no areeiro de Sendas.

DIMENSÃO	4 - 2 mm	2 - 1 mm	1 - 0.5 mm	0.5 - 0.25 mm
% FELDSPATOS	2 a 8	5 a 10	10 a 20	5 a 10

Embora o estudo aprofundado das rochas do substrato não constitua um objectivo deste trabalho, estudaram-se lâminas e difractogramas de algumas amostras, com vista à comparação com os resultados obtidos nos sedimentos. Conhecida a ocorrência de massas ditas albíticas no domínio transmontano, efectuou-se a sua identificação por DRX que confirmou tratar-se de albite. Este dado sugere assim uma origem diferente para os feldspatos de Sendas; excluída esta hipótese, a sua abundância, dimensão e tipo indicam origem provável em granitos. De acordo

com as distâncias sugeridas pelo desgaste das partículas e paleocorrentes observadas (Quadro 2.15), admite-se a origem a NW, a partir de feldspatos do maciço granítico de Rebordainhos (fig.1.1), que revelaram em DRX características semelhantes às dos sedimentos.

Na depressão de Macedo, a Formação de Bragança tem um carácter quartzo-feldspático; os grãos de quartzo são geralmente angulosos de superfície brilhante ou subangulosos de superfície mate. Os grãos de feldspato e de filitos apresentam frequências entre 2 e 15% (Quadro 2.20).

Quadro 2.20: Valores médios da frequência de feldspatos e fragmentos de rocha nos depósitos da região de Macedo de Cavaleiros . * Feldspato potássico e vestígios de plagioclase (DRX)

Perfis estrat. Formação	% feldspatos	% fragmentos de rocha	Perfis estrat. Formação	% feldspatos	% fragmentos de rocha
Grijó-Castelãos			Leste de Macedo		
Formação de Aveleda			Formação de Bragança		
MC.6	0	60	MC.12	7	3
MC.5	0	50	MC.16	<1	10
Formação de Bragança			MC.15	<1	1
MC.4	5	7	MC.18	5	10
MC.3	3	5	MC.8	5*	4
MC.1	5	<1	MC.10	2 a 15	5 a 9
			MC.11	2 a 3	2 a 3

A Formação de Vale Álvaro revela, nos leitos amostrados em Limãos, a seguinte composição:

Lm.1.5: no topo, grãos predominantemente de quartzo subanguloso de aspecto mate e com pátine castanha. Raros fragmentos de xistos anfibólicos e metálicos.

Lm.1.4: nível arenoso descontínuo, intercalado no conglomerado, de composição semelhante à matriz deste.

Lm.1.3: matriz do conglomerado com 10% de grãos de quartzo hialino, parcialmente corroído, 20% de grãos de calcário, 65% de fragmentos máficos e 5% de metálicos. ■ Lm.1.2: partículas de calcário e alguns grãos de quartzo hialino parcialmente corroído.

Minerais pesados

Os minerais pesados da fracção arenosa dos depósitos que na região de Macedo de Cavaleiros constituem a Formação de Aveleda, revelam variação acentuada do cortejo de minerais, reflectindo diversas fontes de alimentação. A elevada frequência de minerais como o epídoto na estação de Sendas e epídoto + granadas em Castelãos, confirma a proximidade e limitação das zonas de origem (Quadros 2.15 e 2.16).

A associação de zircão, turmalina, andaluzite, granada e epídoto é característica na depressão de Sta. Combinha (Quadro 2.14).

A fracção pesada dos sedimentos do areeiro de Sendas (Formação de Bragança) é particularmente monótona e limitada ao longo do perfil; a andaluzite é largamente predominante sobre a turmalina e o zircão; anátase, epídoto, rútilo, esfena e granadas são minerais raros (Quadro 2.15).

Nos depósitos da Formação de Bragança da depressão de Macedo, predomina a seguinte associação de minerais pesados (Quadros 2.16 a 2.18):

Andaluzite + epídoto \pm granada \pm zircão.

Nesta unidade, definem-se ainda duas situações distintas, correspondentes respectivamente:

A uma drenagem de norte, cuja origem é detectada na depressão E-W, nas imediações de Castro Roupal. A associação de minerais pesados (MC.11) andaluzite largamente predominante + turmalina + zircão + anátase - é semelhante à descrita nos depósitos do areeiro de Sendas; a semelhança é evidenciada igualmente pelas restantes partículas elásticas, nomeadamente pela presença de meta-vulcanitos.

Uma afluência lateral de sedimentos provenientes de SW, traduzida pela abundância de anfíolas na região de Talhinhos (MC.15).

A Formação de Vale Álvaro caracteriza-se, na região de Limãos (Lm.1 e Lm.2), pela associação de esfena + anfíolas \pm distena, característica dos xistos anfibólicos do substrato (Quadro 2.18).

Fracção < 2 μ m

Os depósitos da Formação de Aveleda situados em Sta. Combinha, estação de Sendas e Castelãos, caracterizam-se pela predominância de ilite na fracção < 2 μ m. Com base nos difractogramas de pó desorientado, a ilite revela elevada cristalinidade, admitindo tratar-se de politipo 2M1. A esmectite, geralmente pouco abundante é ocasionalmente abundante num domínio de maior confinamento na depressão de Sta. Combinha. A caulinite é pouco abundante em todas as amostras.

A caulinite é predominante em relação à ilite no depósito de Feteira (F.Aveleda). Tal como em outros depósitos em situação morfológica semelhante, não se assinala a presença de esmectite. A vermiculite, embora pouco abundante, encontra-se presente, bem como alguns interestratificados ilite-vermiculite.

No areeiro de Sendas (F. Bragança) a caulinite é predominante na fracção < 2 μ m. O processo de semiquantificação traduz a presença de caulinite correspondente a cerca de 50% do total desta fracção; ilite e esmectite correspondem, em partes aproximadas, aos restantes 50%. A ilite é predominante numa única amostra e a esmectite é frequente em alguns níveis. A goethite é geralmente vestigial.

A fracção < 2 μ m revela associações mineralógicas distintas na depressão de Macedo:

- Ilite dominante na Formação de Aveleda (depósitos de Castelãos);
- A Formação de Bragança é predominantemente esmectítica; a caulinite é abundante em alguns níveis conglomeráticos e junto à superfície. No caso dos níveis mais superficiais, o aumento da frequência de caulinite é acompanhado da degradação da estrutura da esmectite, resultando provavelmente de uma fase de alteração posterior. Relativamente aos depósitos mais recentes, salienta-se a menor frequência de ilite. A frequência de goethite é variável.

- Em Limãos, a Formação Vale Álvaro tem um carácter esmetítico predominante ou exclusivo. A paligorskite é abundante nos níveis de alteração carbonatada do substrato, nos quais, em conjunto com a esmectite, constitui a fracção < 2µm. A unidade revela as mesmas características evidenciadas em Bragança, nomeadamente a abundância de esmectite e presença de paligorskite em níveis carbonatados. A ausência de ilite deve-se à origem dos sedimentos em rochas máficas.

Estruturas sedimentares

Os cortes que expõem a Formação de Aveleda são de pequena extensão, pelo que as estruturas sedimentares observadas são de difícil interpretação. Nos cortes de maior extensão, expõe-se a Formação de Bragança, principalmente em Zebraínhos e Alto da Carrasqueira e de forma menos clara em Castro Roupal e Matela, nos quais são observados frequentes litofácies Gh, por vezes com imbricação ou com estratificação incipiente que representam fundamentalmente deposição em fundo de leito. Alternam com fases caracterizadas pelo predomínio de uma sedimentação areno-conglomerática, com acreção de barras e preenchimento de canal num sistema fluvial entrancado. Um episódio caracterizado pela deposição de abundantes sedimentos finos, constitui o topo do Membro de Castro.

Quadro 2. 21: Síntese das características sedimentológicas dos depósitos cenozóicos situados nas depressões de Combinha e Sendas (Formações de Bragança e Aveleda)

AMOSTRAS	COTA (m)	M.P.S. (cm)	Folk (1965)	Mz ø	Fracção >16mm	Índice Desg.	Fracção Arenosa	Minerais Pesados	F. <2µm
Depósitos de Sta. Combinha-Feteira-Sendas (Formação de Aveleda)									
Brea	701	80	-	-	Qz	-	-	-	
SC.1.2	620	70	msG	2.27	Qz Fil V	39	Fil Qz <1fel	Z G T	I k e
SC.1.1		-	sM	5.97	-	-	Fil Qz <1fel	-	I k e
SC. 2	630	-	(g)sM	4.88	-	-	Fil Qz <1fel	Z T And	I k e
SC.3.2	660	30	msG	1.62	Qz Fil V	66	Fil Qz <1fel	Z And G T	E I k
SC.3.1		-	(g)sM	4.68	-	-	Fil Qz <1fel	-	E I k
V.Franca	730	20	-	-	Qz Fil	-	-	-	-
Lombada	710	90	-	-	Qz	-	-	-	-
Malho	743	105	-	-	Qz	-	-	-	-
Est. Sendas 2	670	-	(g)sM	4.73	-	-	Fil qz <1fel	Ep z esf and	I k e
Est. Sendas 1		20	mG	2.60	Qz Fil V	72	Fil qz <1fel		I k e v
Feteira	775	50	mG	3.03	Qz	94	Qz	And t ep esf	K i v
Areeiro de Sendas (Formação de Bragança)									
Areeiro de Sendas	760	55	msG*	**	Qz V Fil	114	Qz 15F fr	And T z	K e i

Qz - quartzo; Fil - filitos; 1Fel - 1% de feldspato; V - vulcanitos

K - caulinite; I - ilite; E - esmectite; V - vermiculite; (maiúsculas - dominante); * Predomínio da textura indicada. ** Valores entre -0.170 e 6.230.

4.3.3. Interpretação

A reduzida ocorrência da Formação de Vale Álvaro na região de Macedo de Cavaleiros, limita a interpretação do sistema deposicional. A presença de um dolocreto na base da formação e características semelhantes às descritas em Bragança, são compatíveis com as condições interpretadas para esta formação naquela região (§ 11.3.6).

O perfil, ainda que de pequena dimensão, que em Castro Roupal' (MC.11) expõe a Formação de Bragança, revela sedimentos de características muito semelhantes às descritas no areeiro de Sendas, excepto no desgaste, com valores um pouco superior nos primeiros. O conjunto de dados obtidos sugerem um sistema fluvial, com um curso drenando para o quadrante sul desde Sendas até à depressão de Macedo, onde a drenagem se efectuava para leste.

A abundância da fracção arenosa e a presença de microclina no areeiro de Sendas (FC), apontam para a contribuição parcial pelas rochas granitoides do maciço de Rebordainhos; a larga abundância de andaluzite reflete a contribuição das rochas metamórficas encaixantes. As características observadas - morfologia encaixada, litofácies e sua organização, paleocorrentes, mineralogia e forma das partículas (fig. 2.53; Quadro 2.15) - sugerem o transporte e deposição numa rede de paleovales fluviais.

Também em Matela, os sedimentos revelam semelhanças com os anteriores. A contínua afluência de sedimentos, até ao que se supõe representar um eixo de drenagem principal, está patente nesta região, com a confluência de um curso proveniente de norte, representado pelas manchas das proximidades de Avinhó (fig.2.48). Os escassos dados de paleocorrentes disponíveis a leste de Castro Roupal, sugerem também a entrada de sedimentos na região de Talhinhos, com origem a sul, nos anfíbolitos do Maciço de Morais.

As características dos depósitos da Formação de Bragança que estão expostos nas margens do rio Azibo, a leste de Macedo - perfis dos areiros do Barreiro, Carrasqueira e Finareia (Quadros 2.16 a 2.18), sugerem alimentação distinta dos anteriores. As paleocorrentes e o cortejo de minerais pesados indicam como prováveis origens predominantes as direcções SW e sul. Identificam-se os dois membros, com as mesmas características descritas noutros locais. O conjunto inferior caracteriza-se pela sobreposição de fluxos constituídos por partículas grosseiras na base e de finos no topo. Admite-se que representem impulsos tectónicos, seguidos por deposição rápida na depressão. São predominantes os pavimentos grosseiros e as barras conglomeráticas, também características do areeiro de Sendas.

A larga continuidade lateral e a espessura evidenciada pelo nível fino no topo deste membro, sugere condições que favoreceram o desenvolvimento de uma planície aluvial com sedimentação fina durante a fase de estabilidade tectónica. Posteriormente sucedem-se fluxos mais organizados, com elementos do tipo GB e SB predominantes e ocasionais elementos CH, com predomínio de fácies arenosas grosseiras. Esta sequência parece manter-se com grande

regularidade para além da espessura representada, como sugerem cortes mais recentes no topo da unidade, admitindo-se uma espessura mínima de 35 metros.

A sul de Macedo, na região de Grijó de Valbenfeito, supõe-se também representada a Formação de Bragança. Esta suposição assenta no carácter esmectítico dos sedimentos, na maior alteração dos clastos relativamente aos depósitos de Castelãos (FA) e na descontinuidade regional interpretada entre as duas unidades (fig. 2.51; Quadro 2.16). A natureza proximal destes sedimentos constitui o aspecto de maior destaque.

A caracterização sedimentológica da Formação de Bragança na região de Macedo de Cavaleiros evidencia a sua correspondência litostratigráfica com as ocorrências do Planalto Mirandês, de Mirandela e Bragança.

O conjunto de dados obtidos indica que os depósitos da Formação de Bragança que ocorrem na região de Macedo de Cavaleiros, representam um sistema fluvial, do qual se identificam um paleovale principal orientado aproximadamente segundo W-E (Macedo-Matela) e cursos tributários responsáveis pelo transporte de sedimentos de natureza diversa, provenientes quer de norte quer de sul (fig. 2.48).

Em Castelãos, os depósitos da Formação de Aveleda são ravinantes sobre a Formação de Bragança. Com características proximais e fluxos do tipo debris-flow, corresponderem a depósitos de leque aluvial, semelhantes aos depósitos que se descreveram a norte. A sua formação, deve relacionar-se com uma fase tectónica responsável pelo levantamento mais intenso dos relevos, nomeadamente da serra de Bornes, associados a uma nova reactivação compressiva do acidente B-V-M.

Os depósitos da depressão de Sta. Combinha (Formação de Aveleda) são predominantemente de cor castanha, constituídos por sedimentos com origem próxima, admitindo-se serem resultantes da drenagem do flanco sul da serra da Nogueira e de relevos situados a NE da depressão. Caracterizam-se por reduzido desgaste dos clastos, essencialmente constituídos por fragmentos de rochas meta-sedimentares e vulcanitos; na matriz dos níveis conglomeráticos é predominante a fracção lutítica, particularmente a fracção siltosa, destacando-se na fracção argilosa a presença abundante de ilite ou esmectite + ilite.

O conjunto de aspectos descritos apontam para que os depósitos de Sta. Combinha se relacionem com os de Castelãos, formados na sequência da mesma fase de movimentação da zona de fractura B-V-M, com abertura de um pequeno graben na região de Podence, alargado a sul, junto da falha NE-5W de Sta. Combinha. Os sedimentos descritos têm origem em fluxos viscosos que constituíram leques aluviais na bordadura dos relevos mais meridionais da serra da Nogueira e em relevos situados a NE.

A movimentação posterior da falha principal da zona de fractura B-V-M, encontra-se patente nos cortes observados, com contactos abruptos entre substrato e depósito, milonitização no contacto, verticalização de clastos e alteração das estruturas sedimentares originais.

Os sedimentos da Formação de Aveleda descritos na depressão de Sta. Combinha revelam três origens distintas (fig. 2.48):

A norte, no flanco da serra da Nogueira, têm origem as ocorrências situadas a NE de Podence. A morfologia do corpo sedimentar indica uma provável garganta ou ápice orientado

aproximadamente de NNE para SSW e encaixada na falha. A reactivação posterior é indicada pelo contacto vertical estabelecido por falha, entre os depósitos representados por SC.1 (Quadro 2.14) e o substrato.

A oeste, nas proximidades de Lamas de Podence (manchas de Brea-Vale Meão). A disposição na forma de um manto sedimentar sobre uma superfície acentuadamente inclinada, sugere também a sua origem num leque aluvial.

A NE, na zona de Vila Franca. A morfologia e as características dos sedimentos das manchas de Vila Franca, Lombada e Malho, sugerem um corpo aluvial encaixado, a montante, num paleoleito. O depósito que ocupa as margens da barragem de Sta. Combinha parece, pela sua constituição, relacionar-se com os anteriores.

5. A DEPRESSÃO DA VILARIÇA

Numa apreciação macroscópica, os depósitos da Formação de Sampaio, revelam-se semelhantes à maioria dos depósitos que foram descritos anteriormente, dispersos em pequenas manchas em Trás-os-Montes oriental.

Um pouco a sul e no mesmo contexto do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, abre-se a depressão da Longroiva, na qual se localizam sedimentos que se correlacionam com os depósitos quaternários da Vilariça, quer pela sua natureza sedimentológica quer pela sua relação com as vertentes actuais; foram descritos como "depósitos grosseiros de natureza granítica e xistenta, em relação íntima com as vertentes actuais, constituindo as primeiras formações seguramente correlativas do graben da Longroiva como depressão topográfica" (Ferreira, 1978).

A Formação de Sampaio foi referida como plistocénica (depósitos da Vilariça), tendo sido atribuídas idades às diversas manchas sedimentares, vistas como terraços correspondentes aos andares glaciares e interglaciares (Cabral, 1985, Silva et al., 1989).

Uma opinião distinta resulta da semelhança com os outros depósitos vermelhos transmontanos e em particular com as fácies rojas da Bacia do Douro. Esta semelhança é indicada como suporte da convicção de que se tratam de depósitos do Miocénico, expressa relativamente ao pequeno afloramento de depósitos de Portelo (Martin-Serrano e Moreno-Serrano in Cabral, 1995) e extensiva à Vilariça (Pereira & Azevêdo, 1995). Contudo, a sua ligação às vertentes actuais, conservação das formas dos corpos aluviais e a constituição e evolução semelhantes às observadas nos terraços do Douro no Pocinho, são argumentos que contrariam aquela hipótese. Para além das possibilidades sugeridas - depósitos da Formação de Bragança ou depósitos plistocénicos - outra pode também ser formulada, nomeadamente a de estar representada na Vilariça a Formação de Aveleda. Esta hipótese atende em especial à semelhança dos depósitos com os que já foram descritos nas áreas próximas.

No vale da Vilariça, a caracterização estende-se, para além da Formação de Sampaio, aos depósitos cuja idade suscita menos dúvidas: os depósitos de terraço plistocénicos do Douro e da ribeira da Vilariça e depósitos holocénicos do vale da Vilariça. Este conjunto de dados permitirá uma avaliação da relação entre os processos e os materiais deles resultantes, bem como a comparação com os dados obtidos nos restantes depósitos cenozóicos de Trás-os-Montes oriental.

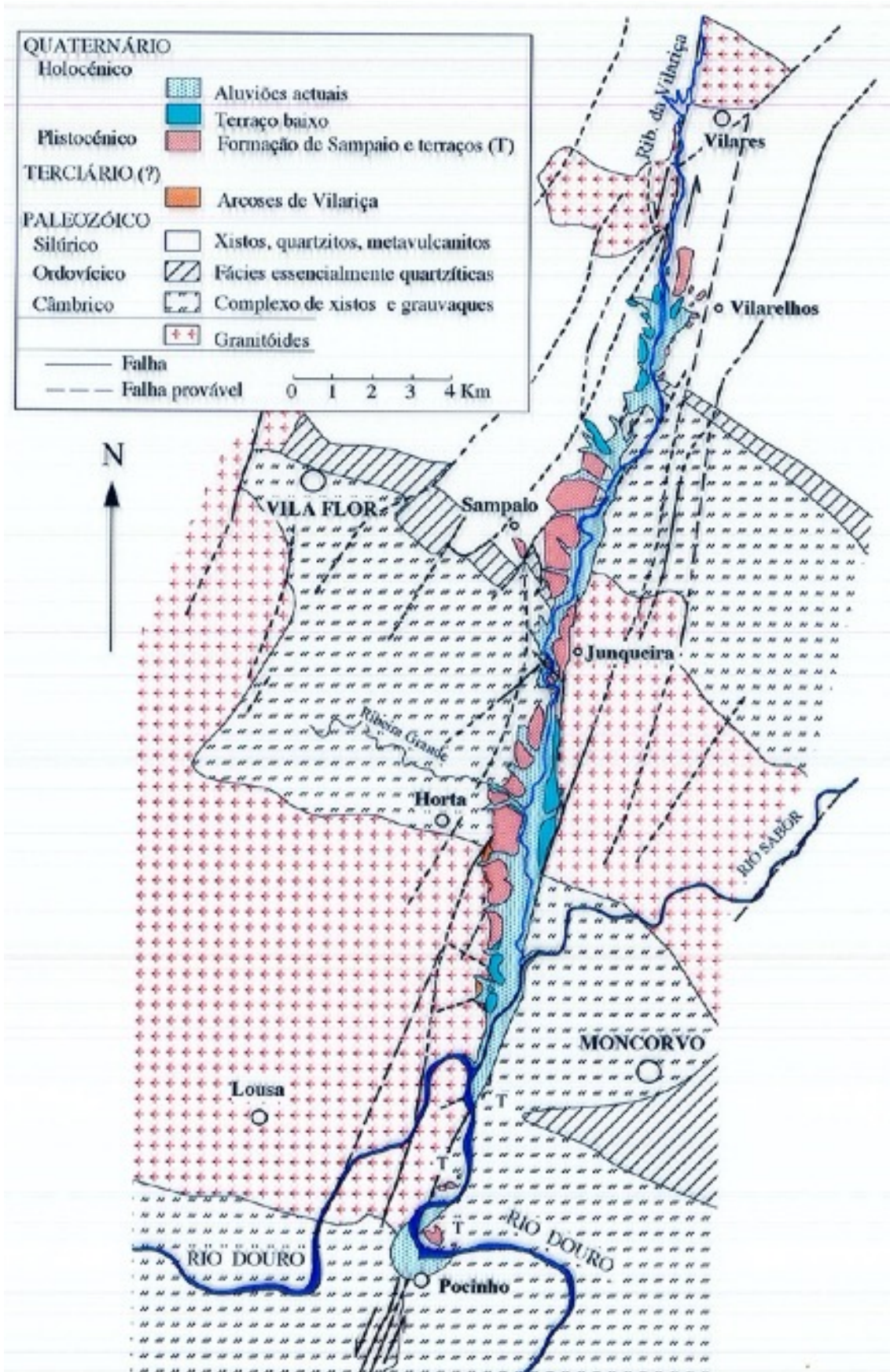


Fig. 156: Mapa geológico da região da Vilaria (modificado de Cabral, 1985).

5.1. GEOMORFOLOGIA E TECTÓNICA

A depressão da Vilariça corresponde a um *graben*, formado por um bloco abatido limitado por falhas de orientação NNE-SSW. A estas falhas associa-se um importante movimento de componente horizontal, com deslocamento esquerdo; esta movimentação terá formado na Vilariça uma das *bacias de desligamento finicenozóicas* (Cabral, 1995), relacionadas com a zona de fractura de Bragança-Vilariça-Manteigas (fig. 2.56).

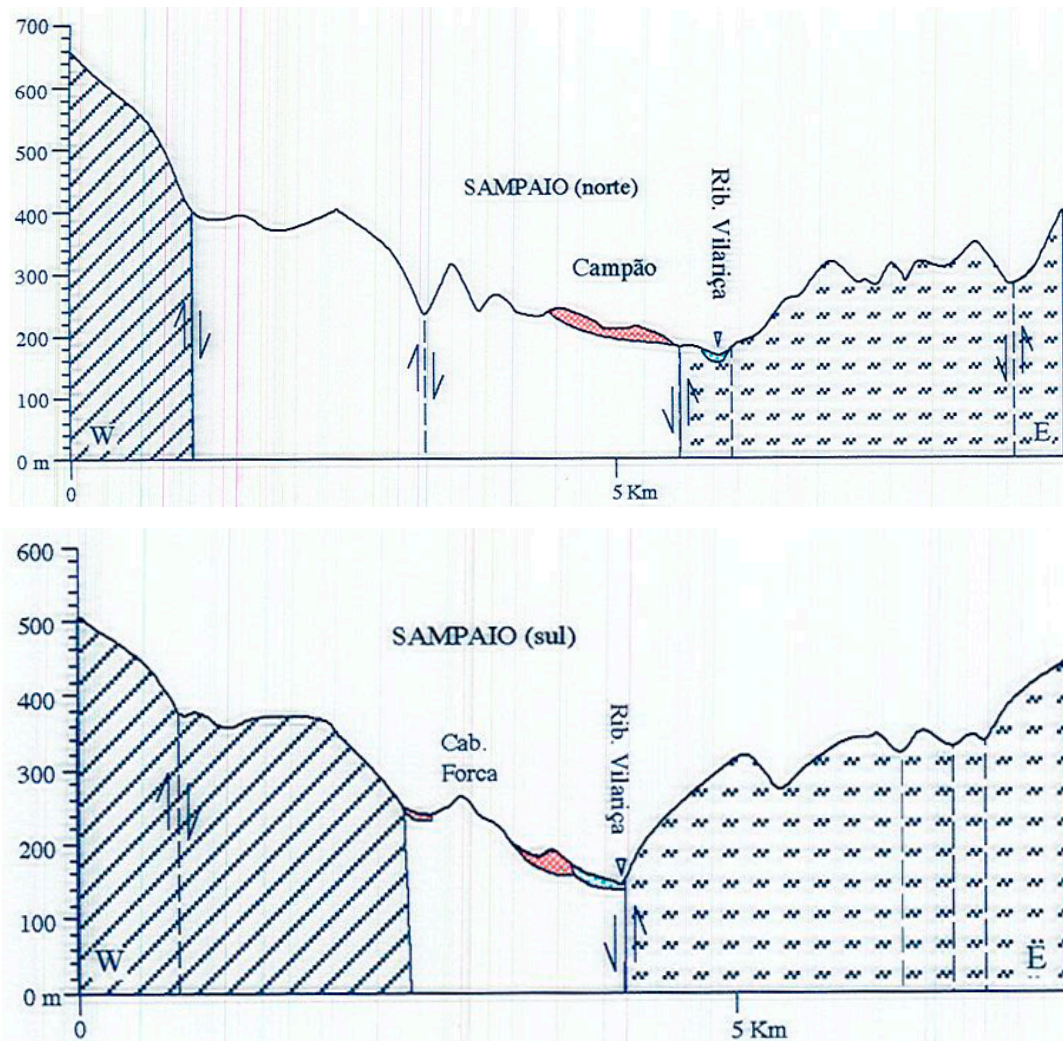


Fig. 2.57: Perfis W-E na região de Sampaio, Vilariça. A mesma legenda da fig. 2.56.

A escarpa da falha da Vilariça é particularmente evidenciada pelo desnível de 300 a 400 metros entre o vale e a superfície aplanada do maciço granítico situado a leste do acidente (foto 2.20). A sul o desnível ultrapassa 600 metros, se confrontada a superfície do vale com a superfície definida no maciço granítico de Lousa, embora nesse caso o declive seja mais suave (fig. 2.58). A morfologia da região que envolve o vale da Vilariça também está condicionada pela erosão diferencial herdada de episódios mais antigos do que aqueles que representam o abatimento em blocos, responsável pelo vale actual. A linha de relevos dos quartzitos ordovícicos é cortada pela falha da Vilariça e verifica-se, num contexto mais amplo, que a superfície inicial (Martin-Serrano, 1988a) por eles definida, se mantém quer a norte de Vila Flôr quer na serra do Reboredo, nas imediações de Moncorvo (foto 2.22). A assimetria do vale deve-se quer à

diferente amplitude de movimento das diversas falhas, quer à natureza litológica do substrato; as fácies de xistos e grauvaques do Câmbrico (Grupo do Douro ou CXG), menos resistentes à erosão, encontram-se profundamente dissecadas, proporcionando vertentes mais suavizadas e o alargamento do vale nestes sectores (fig. 2.58), em comparação com os afloramentos quartzíticos do Ordovícico e do Silúrico (fig. 2.57). Sobressaem igualmente os maciços graníticos, com modelado arrasado, demonstrando nos dois flancos do vale o rejeito de componentes vertical e horizontal imposto pelo acidente (fig. 2.56).

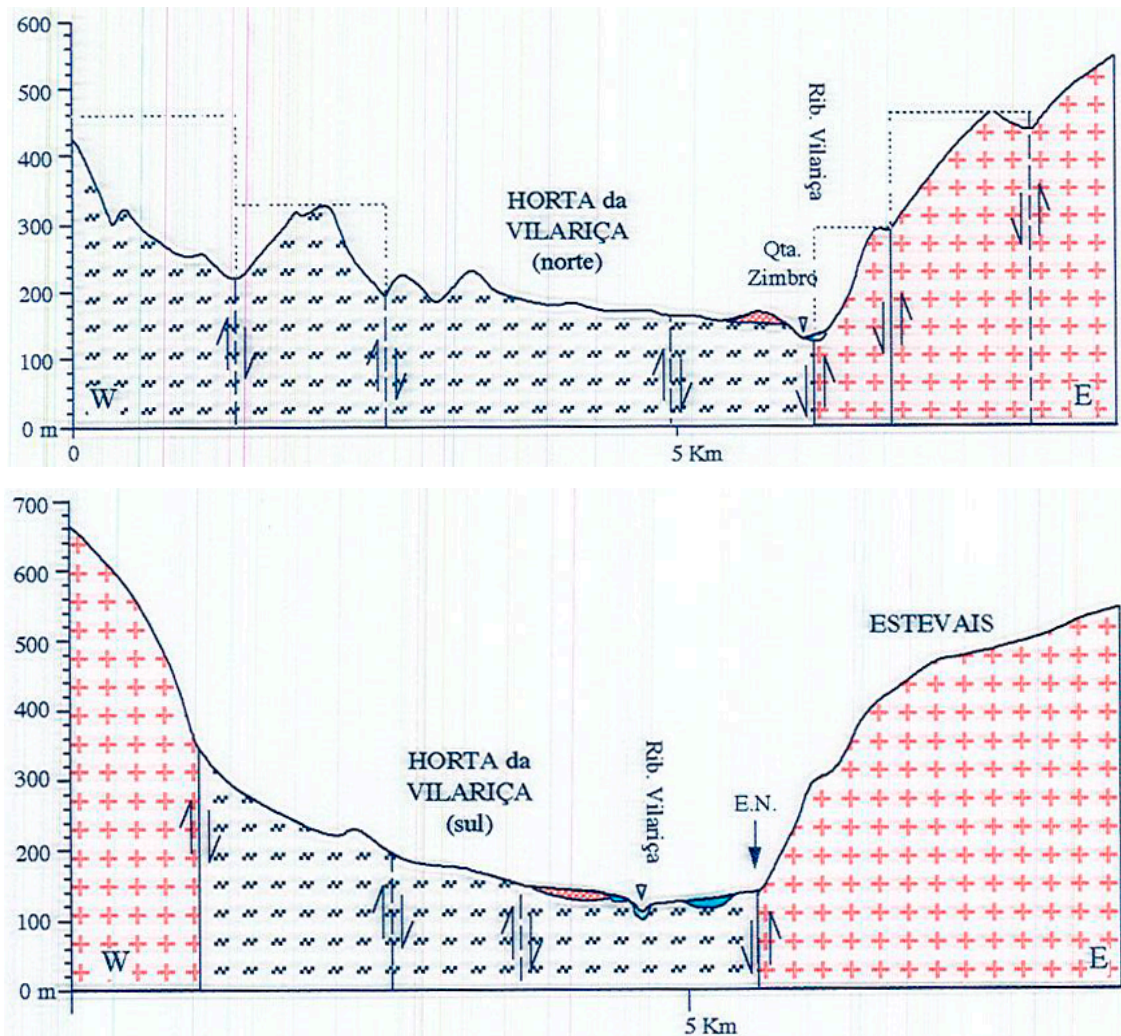


Fig.2.58: Perfis W-E da região de Horta da Vilariça. A mesma legenda da fig. 2.56.

O estrangulamento do vale é evidente na passagem dos alinhamentos quartzíticos. Nos sectores em que o vale se alarga, os depósitos sedimentares tomam maior expressão, dispostos sobre o substrato com predomínio de xistos, primeiro a leste de Sampaio e posteriormente a leste de Horta da Vilariça (fig. 2.56). A norte (Sampaio) é mais nítida a relação dos sedimentos com as cristas quartzíticas das vertentes (fig. 2.57); aí observa-se também □ pronunciado entalhe das linhas de água dispostas transversalmente ao vale principal. Nas proximidades de Horta da Vilariça, o modelado é diferente do observado a norte. O maciço granítico situado a sul, pouco dissecado, mantém-se em posição dominante próximo dos 800 metros, constituindo um vestígio

da superfície fundamental de aplanamento da Meseta (Cabral, 1985). O contacto com o Grupo do Douro (CXG) é saliente a meia encosta, com abaixamento claro e abrupto da superfície devido à erosão mais profunda das fácies metamórficas e existência da falha (fig. 2.58).



Foto 2.20: A escarpa de falha da Vilariça. Na base da escarpa a povoação da Junqueira, no horizonte a serra do Reboredo. A sul a escarpa perde expressão no contacto com o CXG.



Foto 2.21: Da escarpa granítica da Vilariça observa-se para sul o estreitamento do vale e a foz do Sabor que encontra o Douro após um percurso de 5 Km para norte.



Foto 2.22: De Moncorvo para o vale da Vilariça, observa-se, ao centro, a povoação de Horta da Vilariça. No plano mais próximo, o CXG e o maciço granítico à direita. No horizonte, a superfície fundamental da Meseta, definida no maciço granítico de Lousa à esquerda e no Paleozóico, do qual se salientam os relevos residuais, constituídos pelas cristas quartzíticas do Ordovício.

No seu limite sul, a depressão da Vilariça é ocupada pelo rio Douro, após acentuada inflexão do seu curso (fig. 2.56; foto 2.21). Alguns vestígios de terraços conglomeráticos testemunham o processo de encaixe deste rio, e situam-se a cerca de +55 metros no Pocinho e +35 metros entre o Pocinho e a foz do Sabor, aos quais se atribui uma idade Plistocénico médio, por correlação com terraços e jazigos arqueológicos da bacia do Douro em território espanhol (Molina & Pérez-González, 1989). Em relação com estudos recentes enquadrados no projecto do Parque Arqueológico do Vale do Côa, foi divulgada a presença de artefactos líticos do tipo Acheulense integradas no terraço +35 metros da margem direita do Douro no Pocinho (fig. 2.59), para os quais foi sugerida uma idade de cerca de 300 000 a 350 000 anos (informação oral de Thierry Aubry & Jorge Sampaio, 1997). Níveis de inundação mais recentes ocupam algumas superfícies, a mais ampla das quais se situa na margem da pronunciada curvatura do Pocinho entre 20 a 30 metros acima do nível actual do Douro (fig. 2.59).

Como se salientará em seguida, as características sedimentológicas revelam, uma origem fluvial para os terraços do Douro e possíveis leques aluviais para os da Vilariça; os materiais detríticos disponíveis, bem como as condições de evolução são semelhantes nos dois casos.

Para além dos diversos aspectos anteriormente referidos de natureza geomorfológica e tectónica indicados em Cabral (1985), são nesse trabalho também salientes a evidência da movimentação tectónica nos depósitos quaternários situados no vale, bem como a actual sismicidade da região.

Com base nestes dados, consideramos como premissa que nenhuma interpretação da cronologia relativa dos depósitos deve ser feita com base na relação altimétrica das suas superfícies. Estando o vale intensamente afectado por falhas, bem como os depósitos, é pois admissível que a sua posição original se tenha alterado. A eventual utilização deste critério tem pois que ser apoiado pelos dados sedimentológicos. No caso da Vilariça, a evidente instabilidade retira qualquer base à formulação de relações entre eventuais superfícies distintas, quando não apoiadas por dados sedimentológicos.

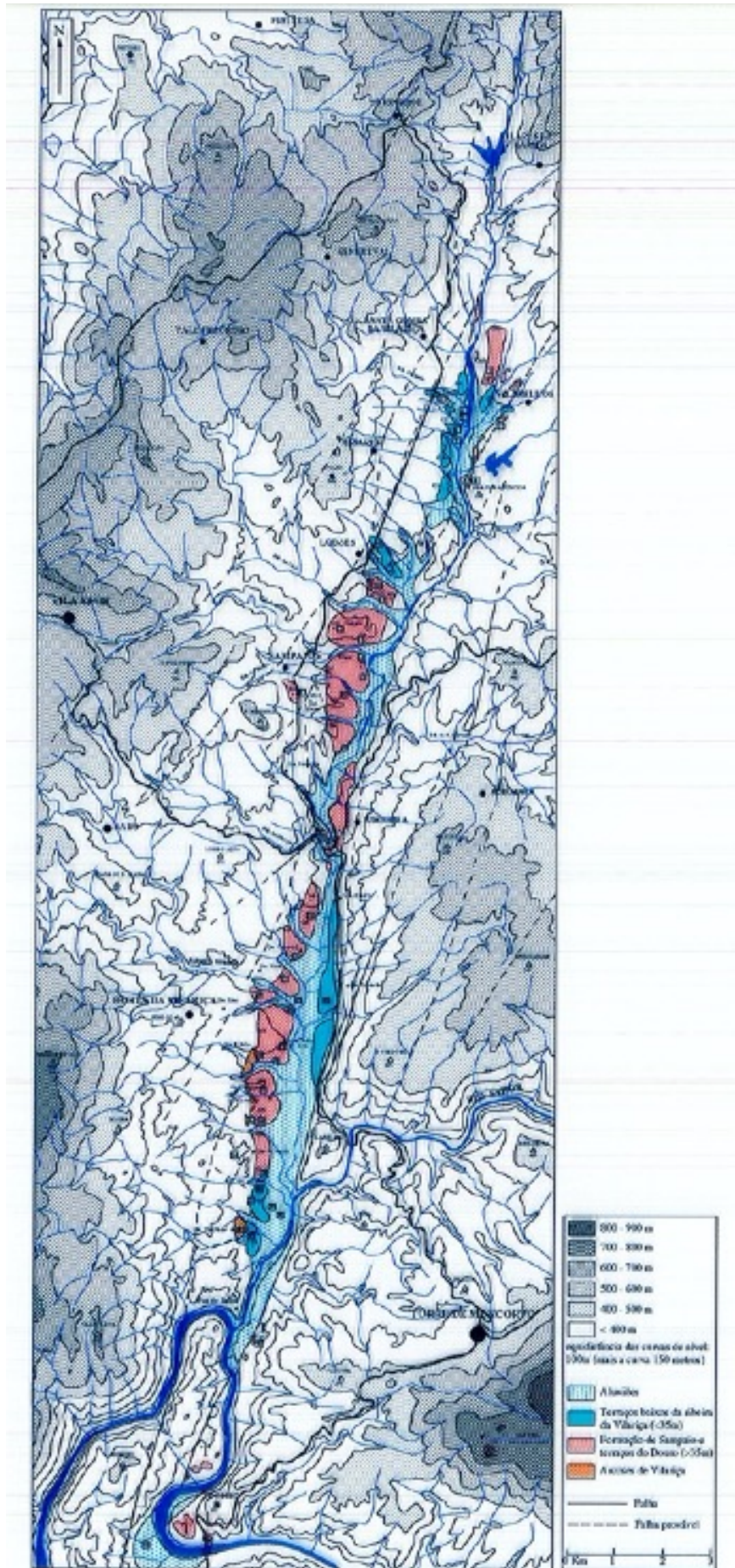


Fig. 2.59: Os depósitos do vale da Vila Rica. Assinala-se a posição das amostras e as principais falhas identificadas ou inferidas, com base na cartografia de Cabral (1985).

5.2. AS UNIDADES SEDIMENTARES

A Formação de Sampaio caracteriza-se pela cor avermelhada ou castanho-avermelhada e definem superfícies que se situam entre cerca de 60 e 25 metros acima do talvegue. Caracteriza-se, em termos sedimentológicos, da seguinte forma:

Predominam as fácies do tipo debris-flow (fluxos viscosos). As paleocorrentes revelam em geral escoamentos transversais ou oblíquas à orientação do vale (fig. 2.59; Quadro 2.26 e 2.30).

As diversas manchas apresentam diferenças relativas à natureza dos sedimentos, expressas principalmente pelas litologias presentes, desgaste dos seixos de quartzo, frequência dos fragmentos líticos, feldspatos e minerais pesados; no Quadro 2.43 apresenta-se uma síntese das características sedimentológicas dos vários depósitos, evidenciando-se as suas diferenças em função das áreas de alimentação.

Observa-se uma relação clara entre as características sedimentológicas dos depósitos e a natureza do substrato nas suas imediações.

Apresentam características típicas de um fluxo de elevada energia; a caracterização granulométrica, as estruturas deposicionais, as litofácies, a disposição geométrica e os perfis, caracterizam numa parte dos casos, corpos do tipo leque aluvial.

A sul, os depósitos de terraço do Douro, de cor avermelhada, dispõem-se entre 55 e 40 metros acima do leito actual, posição semelhante à ocupada pela maioria dos depósitos da Formação de Sampaio.

Os depósitos mais recentes (Holocénico), aluviões do leito de inundação e terraço baixo (± 5 metros), registam variações que traduzem as contribuições dos afluentes que drenam transversalmente; os sedimentos, de mineralogia e litologias variadas, apresentam-se frescos ou pouco alterados.

A caracterização mineralógica da fracção $< 2\mu\text{m}$ traduz algumas diferenças entre os materiais sedimentares do vale, Formação de Sampaio e depósitos recentes, um pouco mais caulíníticos os primeiros e mais ílíticos os segundos. A esmectite, que identificámos também como produto de alteração nas vertentes actuais graníticas (§ 111.3.2.1.1), ocorre nos sedimentos independentemente da sua idade.

5.3. OS SEDIMENTOS DE Sta COMBA - VILARELHOS - ASSARES

5.3.1. Descrição geral

Os depósitos sedimentares situados mais a montante no graben da Vilariça, ocorrem entre Sta. Comba e Vilarelhos (fig. 2.59). O vale apresenta um aspecto rectilíneo, condicionado pela orientação aproximadamente NNE-SSW das falhas e desenha-se entre duas vertentes abruptas, cortadas ocasionalmente por vales transversais. O perfil longitudinal da ribeira da Vilariça tem um forte pendor no 1º terço do seu trajecto. Nas proximidades da nascente, em Burga (serra de Bornes), o leito encaixa-se numa linha de fractura a cerca de 600 metros de altitude. Nas imediações de Vilarelhos o leito situa-se a uma altitude de 200 metros, definindo-se para o sector mais a montante, com 10 Km de extensão, um declive médio de 4%. Para jusante existe

uma clara diminuição do declive, pelo que se situa em Vilarelhos a transição entre o sector alto e intermédio.

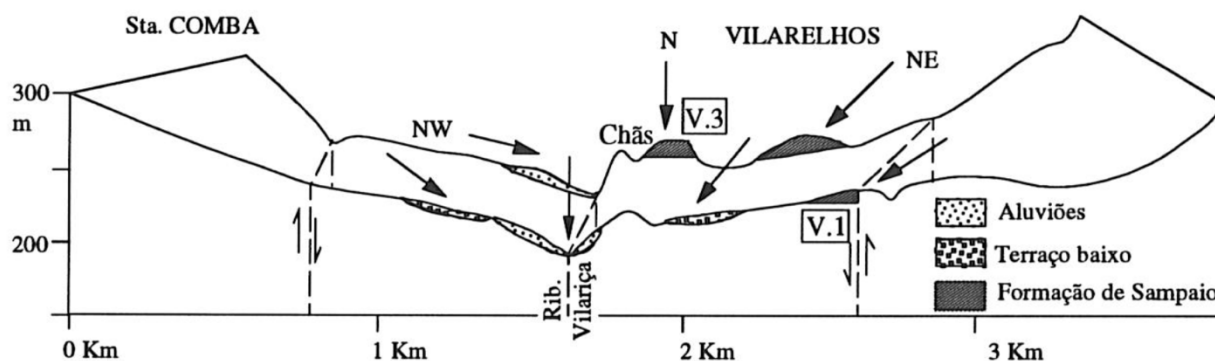


Fig. 2.60: Posição relativa e origem da Formação de Sampaio, terraço baixo e aluviões da ribeira da Vilariça e afluentes, entre Sta. Comba e Vilarelhos.

A superfície de Chãs, a NW de Vilarelhos, aplanada e inclinada para sul, define-se sobre um depósito conglomerático (fig. 2.59 e 2.60). Os clastos são essencialmente de natureza metamórfica, quartzitos e filitos, misturados com elementos de quartzo e granito, apresentando desgaste pouco acentuado; os blocos atingem mais de um metro de diâmetro. A ausência de cortes nesta mancha não permite uma caracterização mais completa.

O pendor desta superfície acompanha o pendor da ribeira, cerca de 30 metros acima do talvegue, entre os 265 e os 235 metros. O perfil transversal aproxima-se de uma forma convexa.

O perfil, a dimensão dos clastos e a sua composição são indicadores de uma origem a norte, num fluxo de elevada energia.

Uma pequena crista saliente do substrato, separa a superfície de Chãs do talvegue actual. Este pormenor da morfologia permite admitir que o curso original se situasse mais a leste, desviando-se posteriormente para o trajecto actual, devido à movimentação da falha sobre a qual se define o leito (fig. 2.59).

Na periferia da povoação de Vilarelhos definem-se vestígios de outros materiais sedimentares (V.1 a sul e V.2 a oeste), situados como os anteriores, cerca de 30 metros acima do talvegue. Parte destes sedimentos ligam-se ao encaixe da ribeira de Pias e outros pequenos cursos que, a leste da ribeira da Vilariça se orientam segundo NE-SW até à sua confluência com esta (fig. 2.59). Nestes depósitos, ao contrário do anterior (V.3), destaca-se a ausência de elementos de granito. Este facto indica que os materiais, embora em situação muito próxima, têm origens distintas. Os depósitos da mancha V.1 contactam segundo um plano muito inclinado com o substrato, facto que conduz à hipótese de se tratar de um contacto por falha (fig. 2.60). Contudo, em face do seu posicionamento, poderá tratar-se de material depositado numa pequena superfície talhada na vertente contornada pelo curso aluvial com origem a NE. A reduzida concentração de quartzo e o seu reduzido desgaste, indicam uma origem muito próxima.

Na vertente oeste da Sra. dos Anúncios (V.8), um pouco a sul, são visíveis clastos muito pouco desgastados, num solo avermelhado, que correspondem provavelmente a uma situação semelhante à anterior de fluxo com origem a NE.

Encaixada na superfície definida pelas manchas de Chãs (V.3) e sul de Vilarelhos (V.1), observa-se o vestígio de uma superfície de terraço situada cerca de 10 metros abaixo da anterior.

Após a fase de deposição representada por aqueles sedimentos, o encaixe do leito fez-se de forma a permitir a deposição de sedimentos essencialmente na margem direita, resultantes não só dos acarreios do canal principal, como também dos provenientes da vertente oeste. Resultam sedimentos dispersos em superfície aplanada e inclinada para o leito actual até um pouco acima da superfície aluvionar actual. Esta superfície de terraço, cortada pela estrada de ligação a Vilarelhos, é constituída por um depósito conglomerático de espessura reduzida, com elevada frequência de clastos de granito pouco alterados, com auréolas de ferruginização até 1 cm. Resultam da drenagem do pequeno maciço granítico de Vilares situado a norte e NW (fig. 2.56). Para além dos clastos de granito estão presentes clastos de rochas metasedimentares medianamente alterados.

A sul, a pequena mancha sedimentar da ribeira da Freixeda (V.2) é constituída por um depósito castanho-avermelhado, de matriz predominantemente silto-argilosa, com seixos de quartzito, quartzo e poucos granitos, até 15 cm de diâmetro.

Para sul, nas imediações de Assares e até Lodões, reconhecem-se por vezes pequenas superfícies com depósitos conglomeráticos castanhos, 10 a 15 metros acima do nível actual. Estes sedimentos (V.6), resultam de fluxos provenientes da vertente oeste, associados à ribeira da Freixeda; distinguem-se dos provenientes de norte (V.4 e V5), com clastos de granito e feldspato e maior desgaste dos clastos de quartzo.

Nestes materiais detríticos, de extensão reduzida, observados no sector intermédio do vale, assinalam-se características sedimentológicas que variam em função da natureza litológica das fontes (Quadro 2.24). Os restantes aspectos são semelhantes, com excepção da mineralogia da fracção < 2µm um pouco variável; os depósitos mais antigos - Formação de Sampaio, que dominam claramente o nível de base do vale, representados pelos depósitos de Chãs (V.3) e Vilarelhos sul (V.1), apresentam um domínio da caulinite sobre a ilite (Quadro 2.25). Os depósitos mais recentes - terraço baixo e aluviões, caracterizam-se por uma frequência mais elevada de ilite. A esmectite, está em qualquer dos casos, quase sempre presente e é em geral menos frequentes que a ilite e caulinite.

É fundamentalmente a posição dominante das superfícies que suportam a Formação de Sampaio que permite definir um episódio ou conjunto de episódios mais antigos, distintos dos sedimentos que se encontram nas superfícies mais próximas do talvegue. Se neste sector poucos dados são disponíveis, os materiais que se encontram mais a sul vêm confirmar esta evolução. Neste sector a erosão é acentuada e a preservação das superfícies mais elevadas situadas entre S. Comba e Vilarelhos só foi possível devido ao rápido encaixe do leito condicionado pela movimentação tectónica e pela sua localização num sector de declive acentuado.

5.3.2. Caracterização sedimentológica (S. Comba - Vilarelhos - Assares)

Granulometria (Quadro 2.23)

As amostras revelam um predomínio da fracção lutítica sobre a fracção arenosa, quer na matriz dos níveis conglomeráticos quer nos níveis mais finos. A amostra V.5 representa nos depósitos de aluvião, condições de melhor calibragem das partículas, gerando um nível areno-conglomerático sem fracção fina, situação não observada nos outros materiais. As restantes amostras são extremamente mal calibradas a muito fracamente calibradas (Quadro 2.22 e 2.23).

Quadro 2.22: Localização, posição topográfica e caracterização sedimentológica das amostras situadas na região de Sta. Comba-Vilarelhos-Assares.

EST.	LOCALIZAÇÃO	POSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS
V.1	Sul Vilarelhos	Elevada, em vertente	Gh/Gmg, quartzoso, avermelhado
V.2	Rib. Freixeda (S. Comba)	Terraço baixo	Gh, quartzoso, granito, averm. St Fl
V.3	Chãs, amostra superfície	Elevada, sup. aplanada	Cong., quartzoso, granito, cast
V.4	Rib. Vilariça	Aluvião da Rib. Vilariça	Lutítico, castanho
V.5	Rib. Vilariça	Aluvião da Rib. Vilariça	Areno-cong., castanho
V.6	Leste Assares	Terraço baixo	Gh, c/ granito, castanho
V.7	Leste Assares	Aluvião transversal	Gt, (sentido para N110), vermelho
V.8	Sra. Anúncios, am. superf.	Elevada, em vertente	Cong., vermelho, quartzoso

Quadro 2.23: Caracterização granulométrica dos depósitos situados em S. Comba da Vilariça Vilarelhos-Assares.

Amostra	Folk (1965)	Média	Desvio Padrão	Assim.	Acuid.	8-2 mm	Areia	Silte	Argila
Formação de Sampaio									
V.1	<i>mG</i>	3.27	4.05	0.03	0.70	16.15	39.22	25.63	19.00
Terraço baixo e aluviões									
V.2	<i>gsM</i>	4.10	3.56	0.11	0.82	3.90	43.33	28.88	23.89
V.4	<i>gsM</i>	3.60	3.40	-0.17	1.37	9.39	24.91	50.41	15.29
V.5	<i>sG</i>	-1.43	1.43	0.10	1.50	56.22	43.78	0.00	0.00
V.7	<i>mG</i>	2.83	4.46	0.13	0.73	22.25	37.97	23.09	16.69

Composição das fracções >16 mm e arenosa (Quadro 2.24)

Os clastos que têm origem a norte (V.3), ou de origem predominantemente a norte (V.6), têm um desgaste médio superior relativamente àqueles que têm origem a NE (V.1 e V.8).

Na fracção arenosa, a presença de alguns feldspatos nos depósitos aluvionares da ribeira da Vilariça, tem fundamentalmente o mesmo significado atribuído à presença de clastos de granitos. Em conjunto com a constituição variada dos fragmentos líticos e da fracção pesada, este facto é indicador da variação lateral das fontes alimentadoras destes depósitos.

Quadro 2.24: Caracterização das fracções >16 mm e arenosa dos depósitos situados em Sta. Comba da Vilariça-Vilarelhos-Assares.

Am.	Índice Desg.	Litologias dos clastos	Fracção arenosa			
			Quartzo (%)	Feldsp. (%)	Frag. Lít. (%)	Minerais pesados
Formação de Sampaio						
V.1	39	QzFil/Qt				38Ep 18R 15Z 11And 9Anf 4an 4g 46Op
V.3	87	Qz/Qt/Fil/Gr				
V.8	56	Qz/Qt/Fil				
Terraço baixo e aluviões						
V.2	80	Fil/mx.	40	0	60	49G 18Z 12And 7Esf 5Anf 3d 1an 1ep 1r 1t 30Op
V.4		Fil/mx/X.mosq.	40	2	58	
V.5		Fil/mx/qt	23	2	75	
V.6		Qz/Qt/Fil/Gr				
V.7		Fil	40	0	60	

Fracção < 2µm (Quadro 2.25)

Com excepção do nível amostrado junto à ribeira da Freixeda (V.2), em que não está presente esmectite, todas as amostras são constituídas essencialmente por caulinite, ilite e esmectite. São também detectados vestígios de interestratificados expansivos e goethite.

Os depósitos mais recentes apresentam um quantitativo superior de ilite relativamente à caulinite.

Quadro 2.25: Semiquantificação da mineralogia da fracção < 21.µm (%) dos depósitos situados em S. Comba da Vilariça-Vilarelhos-Assares.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Ilite	Caulinite	Goethite	Observações
Formação de Sampaio						
V.1	19	0	34	41	6	vestígios de interest. E-I
Terraço baixo e aluviões						
V.2	0	0	48	48	4	vestígios de interest. expansivos vestígios de interest. expansivos vestígios de interest. expansivos
V.4	15	0	56	26	3	
V.5	29	5	41	17	8	
V.7	22	0	44	26	8	

5.4. OS SEDIMENTOS DE LODÕES - SAMPAIO**5.4.1. Descrição geral**

Os depósitos que ocorrem a leste das povoações de Lodões e Sampaio situam-se a jusante dos anteriores, num sector intermédio do vale, no qual a ribeira da Vilariça tem um declive de 0.625%.

A superfície de Campão, aplanada, ligeiramente inclinada para leste, com perfil trapezoidal e talhada em materiais conglomeráticos avermelhados, domina geomorfologicamente o conjunto

de depósitos sedimentares que na região de Lodões-Sampaio se estendem no vale (fig. 2.57; foto 2.23). Os clastos são predominantemente de quartzo, com filitos quartzosos, Mitos, liditos e xistos. A mancha de Campão está separada do leito da ribeira da Vilariça por uma pequena crista situada cerca de 25 metros acima do leito que constitui vestígio da superfície sobre a qual assentam os depósitos. Esta superfície é mais elevada a oeste, seguindo de forma mais suave o perfil da vertente (fig. 2.57).

No mesmo sector, os sedimentos da mancha de Prado, a norte, são semelhantes aos de Campão e a sua superfície encontra-se mais baixa, embutida na superfície culminante. A sul, a espessura do depósito é superior a 25 metros na zona de Felgar. No corte da ribeira da Vilariça (V.14) observa-se a sobreposição de níveis de granulometrias variadas. Níveis descontínuos, essencialmente lutíticos, são cortados por materiais conglomeráticos vermelhos. As variações granulométricas laterais são comuns, com níveis de blocos de dimensão até 1.5 metros, de quartzo e quartzito, níveis clasto-suportados com elementos mais pequenos predominantemente quartzosos com alguns xistos, ou ainda mais raramente, níveis com clastos suportados pela matriz. Alguns níveis conglomeráticos apresentam uma estratificação planar que define correntes no sentido de N300 (Felgar) e N900 (a leste da fonte de Bem Saúde). O aspecto referido sugere leques aluviais, com derrames dos tipos mud-flow (fluxos lamacentos) e debris-flow (fluxos de blocos) e pequenos canais entrecortados, preenchidos por materiais heterométricos.

A leste da fonte de Bem Saúde, ocorrem sedimentos predominantemente lutíticos esbranquiçados, com cerca de 6 metros de espessura, limitados a uma pequena depressão, aos quais se sobrepõem níveis conglomeráticos vermelhos (foto 2.24). Esta situação indica a existência de condições ocasionais para a decantação do material em suspensão. Por outro lado, a presença de esmectite relativamente abundante em quase todos os depósitos, sugere também condições de drenagem deficiente.

A oeste desta ocorrência e separada pelo Cabeço da Forca, observa-se uma pequena mancha isolada (V.17), constituída na base por um conglomerado grosseiro, com seixos e blocos angulosos de quartzo, quartzitos e raros filitos e com reduzida matriz; sobrepõe-se-lhe um nível de matriz lutítica abundante, avermelhado, com clastos de quartzo e quartzito, praticamente sem desgaste. Esta mancha isolada entre cabeços quartzosos, corresponde a um domínio proximal do derrame que se estendia para leste (fig. 2.57 e 2.59).

A leste de Lodões-Sampaio diferenciam-se as manchas sedimentares de Lodões, Prado, Campão e Felgar (fig. 2.59). A mancha de Campão, mais elevada, parece corresponder a um primeiro episódio de derrame aluvial, encontrando-se nela embutidas as superfícies com sedimentos que ocorrem imediatamente a norte e a sul. Estes desníveis podem, contudo, relacionar-se com movimentos ao longo de falhas transversais ao vale. Apesar de parcialmente erodidos, a morfologia dos corpos sedimentares, bem como as paleocorrentes que indicam sentidos para leste (Quadro 2.26), sugerem fluxos transversais ao vale, com origem a oeste de Lodões-Sampaio.



Foto 2.23: Superfície topográfica, com forma trapezoidal, definida nos depósitos da Formação de Sampaio, lugar de Campão, Sampaio.



Foto 2.24: Formação de Sampaio em Cabeço da Forca (V.16); nível argiloso na base e debris-flow (no topo à direita) são cortados por estrutura canalizada.



Foto 2.25: Quinta de Vila Maior, Vilariça; Arcoses de Vilariça na base e depósitos de terraço da ribeira da Vilariça no topo.



Foto 2.26: Pormenor das Arcoses de Vilariça representadas na foto anterior (o cabo do martelo está na vertical).

5.4.2. Caracterização sedimentológica (Lodões-Sampaio)

Granulometria (Quadro 2.27)

Os dois níveis finos amostrados a leste de Sampaio (V.14.1 e V.16.1), apresentam características muito semelhantes e são predominantemente siltosos. São materiais melhor calibrados do que os situados a norte, entre S. Comba e Vilarelhos Quadros 2.26 e 2.27).

Os níveis conglomeráticos apresentam uma distribuição muito variável, extremamente mal calibrados ou muito mal calibrados.

Quadro 2.26: Localização, posição topográfica e caracterização sedimentológica das amostras da região de Lodões-Sampaio, Vilariça.

EST.	LOCALIZAÇÃO	POSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS
Formação de Sampaio			
V.9	Lodões	Intermédia	Gmg, qz/xistos, castanho
V.10	Prado, SE Lodões	Intermédia	Gmg, qz/xistos, vermelho
V.11	Prado, SE Lodões	Intermédia	Gh, qz/xistos, compacto, vermelho
V.12	Campão, NE Sampaio	Elevada	Gh, Qz/xistos/qt/grauv, vermelho
V.13.2	Campão, NE Sampaio	Elevada	Gh/Gt(N30), Qz/qt/xisto, vermelho
V.13.1			Fl c/ seixos, vermelho
V.14.2	Felgar, E Sampaio	Intermédia	Gh/Gt (N30)Qz/qt/xisto, vermelho
V.14.1			Fl, vermelho
V.15	Felgar, E Sampaio	Intermédia	Gt, Qz/qt/xisto, vermelho
V.16.2	Fonte Bem Saúde, Sampaio	Elevada	Gh/Gt (N90), Qt/qz/xisto
V.16.1			Fl, branco
V.17	C. Forca, SSE Sampaio	Elevada	Gh Qt/qz, vermelho
V.18.2	V. Mouros, SE Sampaio	Base da mesma mancha	Gh (N170), Qz/qt/xisto, vermelho
V.18.1		(Elevada)	Fm, vermelho

Quadro 2.27: Caracterização granulométrica dos depósitos da região de Lodões-Sampaio, Vilariça.

Amostra	Folk (1965)	Média	Desvio Padrão	Assim	Acuid.	8-2 mm	Areia	Silte	Argila
V.9	<i>msG</i>	0.90	4.06	0.51	0.83	40.39	34.28	14.92	10.41
V.10	<i>msG</i>	-0.23	3.52	0.48	0.94	52.70	31.07	12.47	3.76
V.11	<i>mG</i>	3.13	3.31	-0.26	1.01	7.87	32.37	41.04	18.72
V.13.2	<i>msG</i>	3.33	4.48	-0.34	0.69	31.62	36.84	14.18	17.36
V.13.1	<i>gsM</i>	3.43	4.43	-0.15	0.66	20.10	24.27	33.60	20.03
V.14.2	<i>msG</i>	0.07	3.82	0.55	0.96	51.99	29.17	11.42	7.42
V.14.1	<i>(g)M</i>	6.63	1.99	-0.02	0.79	0.10	6.12	60.53	33.25
V.15	<i>mG</i>	3.33	4.70	0.13	0.63	21.46	31.93	22.37	24.24
V.16.2	<i>mG</i>	1.33	5.07	0.61	0.66	50.02	20.24	10.00	19.74
V.16.1	<i>M</i>	6.60	2.13	-0.10	0.76	0.00	8.36	53.96	37.68
V.17	<i>mG</i>	2.20	4.53	0.11	0.60	36.68	21.30	27.12	14.90
V.18.2	<i>msG</i>	1.37	4.31	0.43	0.90	35.52	39.44	10.19	14.85
V.18.1	<i>sM</i>	5.90	2.57	0.30	0.75	0.00	20.70	51.53	27.77

Composição das frações >16 mm e arenosa (Quadro 2.28)

Quanto à litologia dos clastos, observa-se a presença de quartzitos ordovícicos nas amostras da mancha de Cabeço da Forca e Felgar, semelhantes aos da crista quartzítica situada a oeste (fig. 2.59). O desgaste dos clastos é quase nulo na amostra situada na base da vertente (V.17) e um pouco superior quando se situam 750 metros a jusante (V.16) (Quadro 2.28). Os clastos mais desgastados são observados um pouco a norte, no depósito situado nas proximidades da ribeira de Roios (V.14 e V.15); a norte destes, são ligeiramente menos desgastados. Quanto à constituição dos clastos, são observadas diferenças relativamente aos depósitos situados junto a Lodões (Quadro 2.28).

Quadro 2.28: Caracterização das frações >16 mm e arenosa dos depósitos da região de Lodões-Sampaio, Vilariça.

Amostra	Índice desgaste	Litologia clastos	Quartzo (%)	Feldsp. (%)	Fragm. Líticos (%)	Minerais Pesados
V.9		Fil/X. grafitoso	5	0	95	
V.10	95	Fil/mx	50	0	50	
V.11		Fil/mx	20	0	80	
V.12	68					
V.13.2	84	Fil/mx	20	0	80	
V.14.2	105	Qt/Fil/mx	40	0	60	38Z 33G 14An 10R 5T 32Op
V.15	116	Qt/Fil/mx	35	0	65	73And 15G 5Z 4esf 1r 20Op
V.16.2	43	Qt/Fil	20	0	80	
V.17	8	Qt/Fil	20	0	80	68Z 19G 8T 4and 1esf 52Op
V.18.2	91	Qt/Fil/mx	39	1	60	

Na fracção arenosa são predominantes os fragmentos líticos e o quartzo apresenta-se anguloso em todas as amostras; no cortejo de minerais pesados é dominante a associação zircão, granada e andaluzite (Quadro 2.28).

Fracção < 2µm (Quadro 2.29)

Caulinite e illite são em geral predominantes nesta fracção, embora em algumas amostras a presença de esmectite seja significativa. A vermiculite é assinalada numa amostra e a presença de goethite é variável.

Quadro 2.29: Semiquantificação da mineralogia da fracção <2 f.tn (%) dos depósitos da região de LodõesSampaio, Vilariça.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Illite	Caulinite	Goethite	Observações
V.9	13	0	53	27	7	vestígios de interest. expansivos
V.10	17	6	48	21	8	vestígios de interest. expansivos
V.11	40	0	40	17	3	
V.13.2	2	0	21	73	4	
V.13.1	5	0	43	42	10	vestígios de interest. expansivos
V.14.2	18	0	48	28	6	
V.14.1	25	0	31	40	4	
V.15	0	0	42	55	3	
V.16.2	14	0	37	45	4	
V.16.1	12	0	58	30	0	
V.17	25	0	35	40	0	
V.18.2	9	0	13	74	4	vestígios de interest. expansivos
V.18.1	18	0	28	48	6	

5.4.3. Interpretação

A interpretação da origem dos depósitos situados entre Lodões e Sampaio baseia-se nas características a seguir sintetizadas:

Os sedimentos assentam sobre a vertente oeste do vale, com a qual estão em ligação;

As manchas sedimentares definem duas superfícies distintas, aplanadas e inclinadas para leste;

Clastos essencialmente subangulosos, de dimensão variada até 150 cm de diâmetro, numa matriz lutítica abundante, caracterizam fluxos do tipo debris flow.

As paleocorrentes apontam um sentido de escoamento de oeste para leste;

A composição dos clastos define uma alimentação que tem origem essencialmente a oeste; as manchas mais a norte, Lodões, Prado e Campão, revelam predomínio na fracção grosseira de filitos do Silúrico; na mancha de Felgar a sul, revela-se uma alimentação efectuada essencialmente na crista quartzítica do Ordovícico, com desgaste dos clastos aumentando para leste; a amostra V.15, em situação mais próxima da ribeira da Vilariça, revela uma alimentação parcial de norte, que se traduz no aumento relativo de andaluzite, maior variedade de litologias e aumento do desgaste dos clastos (Quadro 2.28).

Com base nestas características, interpreta-se a existência de dois episódios prováveis de leque aluvial: o primeiro representado na mancha de Campão e com origem a NW; o segundo, bem representado na mancha de Felgar, embutido na superfície mais antiga e com origem a oeste na crista quartzítica ordovícica. A influência de uma drenagem ao longo do vale pode estar patente na margem direita da ribeira da Vilariça, com a mistura de sedimentos de proveniências distintas.

5.5 DE JUNQUEIRA À FOZ DO SABOR

5.5.1. O brusco abaixamento da superfície que suporta os depósitos

Da Junqueira até à confluência com o rio Sabor a ribeira da Vilariça percorre cerca de 8 km, com um declive de 0.375% (fig. 2.61B).

Junqueira é uma povoação situada na base da vertente leste do vale que se começa a desenhar sobre o substrato granítico um pouco a norte (fig. 2.56). Esta vertente abrupta prolonga-se para sul, ao longo de todo o contacto que se estabelece entre o maciço granítico a leste e o Grupo do Douro (CXG) a oeste. A vertente escarpada e a forma rectilínea do contacto de orientação aproximada N-S indicam tratar-se de um contacto por falha.

Numa plataforma aplanada, cerca de 30 metros acima da ribeira, ocorre um nível pouco espesso de depósitos sedimentares. Em termos absolutos, esta superfície da Junqueira eleva-se até cerca de 170 metros de altitude, valor semelhante ao valor máximo observado a sul, cerca de 170 metros a norte da Quinta do Carrasqual, enquanto as superfícies a norte (Sampaio) ultrapassa os 210 metros. É pois saliente que para sul da Junqueira o topo dos depósitos se situam 40 metros abaixo daqueles descritos a norte.

A base destes depósitos situa-se, tal como os localizados a montante, entre 25 e 30 metros acima do talvegue, pelo que, admitido-se uma idade semelhante para os depósitos, o desnível deve ter sido originado num deslocamento tectónico.

5.5.2. A origem dos depósitos da Junqueira

Para além dos depósitos situados na superfície mais elevada da Junqueira (V.19), outros ocorrem em dois pequenos afloramentos no corte da estrada nacional (V.20), junto aos cruzamentos para Vila Flôr e Alfandega da Fé, encaixados na superfície anterior em cerca de 15 metros.

O nível superior da Junqueira (V.19) é constituído por um depósito conglomerático em geral de cor castanha-avermelhada e com calhaus subrolados suportados por uma matriz abundante, predominantemente silto-argilosa (V.19). Nesta matriz salienta-se a presença de feldspatos abundantes (15%). Os clastos, até 65 cm de dimensão, são essencialmente quartzosos - quartzo (75%), quartzitos e filitos quartzosos, mais raramente micaxistos, filitos carbonosos com pirite e raramente granitos. Um nível silto-argiloso sob o conglomerado é observado num pequeno corte.

Admite-se que este depósito sedimentar, com feldspatos e turmalina, tenha origem num derrame situado a NE, alimentado fundamentalmente pelo granito turmalínico da Junqueira, aflorante na zona mais a norte do maciço granítico da margem esquerda do vale (fig. 2.56).

Os cortes da E.N. (V.20) evidenciam que o nível sedimentar inferior da Junqueira corresponde a um terraço da ribeira da Vilariça, encaixado na superfície que suporta o nível anterior (V.19). A observação do talude mostra que estes materiais estão depositados num canal encaixado no substrato e foram depositados em relação com o processo de encaixe do leito actual, podendo considerar-se verdadeiros terraços fluviais, embora de extensão reduzida. Na base ocorre um

nível lutítico, que é sobreposto por um nível conglomerático de cor avermelhada. Na matriz ocorrem feldspatos e os clastos, medianamente rolados, são essencialmente de quartzo e quartzito, com auréolas de alteração pouco pronunciadas até cerca de 3mm. Também lilitos, filitos quartzosos, filitos, grauvaques e granitos (até 25 cm de dimensão) muito alterados. Os blocos atingem uma dimensão máxima de 90 cm. Os clastos metasedimentares têm a sua origem nos domínios do Câmbrio e do Ordovício (fig.2.58). Clastos de granito e feldspatos têm uma origem mais próxima, no maciço granítico da Junqueira.

5.5.3. Os sedimentos a leste de Horta da Vilariça

A norte da ribeira Grande, as manchas sedimentares individualizadas pelo encaixe das linhas de água (V.22, V.23 e V24), apresentam um abaixamento da superfície para sul. Os materiais são macroscopicamente semelhantes, predominantemente conglomerados de cor castanha-avermelhada. A superfície mais baixa da Quinta Nova está muito erodida, com uma espessura reduzida de sedimentos, observando-se à superfície grande concentração de clastos de quartzo num solo avermelhado. Uma plataforma granítica erodida a oeste, domina ligeiramente a superfície sedimentar. Sem cortes, o material grosseiro foi amostrado à superfície (V.23).

A superfície da Quinta do Carrascal está um pouco elevada relativamente à anterior, mas o aspecto do depósito à superfície é semelhante. Os perfis, em socacos de vinha no limite leste da mancha, revelam um conglomerado com clastos de quartzo, filitos, micaxistos, quartzito, e granito (V.22). Alguns clastos de hematite são originários de bancadas ordovícicas. A estratificação incipiente indica uma orientação para SW.

A norte da Quinta do Carrascal encontra-se uma superfície mais extensa, inclinada para SSW (fig. 2.59 e 2.61). O perfil longitudinal das três manchas situadas a norte da ribeira Grande, define uma provável superfície de erosão única, inclinada para SSW, ou um teclado por abatimento de blocos compartimentados por falhas oblíquas ao vale. Os materiais situados mais a norte são observados em pequenos cortes que evidenciam um depósito predominantemente conglomerático, de matriz vermelha, essencialmente lutítica com feldspatos; as litofácies variam entre Gh e Gmg (V.21). Os clastos de quartzo são predominantes relativamente aos de xistos, quartzito e raros granitos.

A sul da ribeira Grande os depósitos sedimentares apresentam características sedimentológicas um pouco distintas dos anteriores. Os sedimentos indicam uma origem predominantemente em granitos, característica que a norte somente foi observada na superfície mais elevada da Junqueira.

Tal como a norte, a sul da ribeira Grande as manchas estão individualizadas pelo encaixe dos pequenos cursos de água e a sua superfície é mais baixa para sul. A mancha sedimentar da Quinta da Pedra «Anta contacta a oeste com as formações metasedimentares do autóctone, muito próximo do maciço granítico, definindo-se uma superfície de aplanamento inclinada para o vale principal, contínua no contacto entre os metasedimentos e o depósito sedimentar. Estes sedimentos, com uma espessura de cerca de 20 metros, estão particularmente compactados e têm uma cor acentuadamente vermelha. Os níveis sedimentares apresentam no limite sul uma forte inclinação (30 graus para N900), pelo que se interpreta como de origem tectónica. No perfil definido neste limite sul, a base do depósito é constituído por um nível areno-

conglomerático, vermelho, compacto, com abundantes feldspatos e pequenos clastos rolados, de filitos e quartzo (V.29). Sobre põe-se uma litofácies Gmg e um nível mais grosseiro de litofácies Gh. Todo o material apresenta cor vermelha intensa e feldspatos abundantes na matriz; a fracção mais grosseira é constituída por clastos de quartzo (25%), filitos e grauvaques. A SW estes materiais assentam sobre um nível de arcoses. Na base ocorre um nível lutítico cinzento, ao qual se sobrepõem conglomerados de matriz predominantemente arenosa vermelha (V.28). À superfície, clastos com uma dimensão máxima de 50 cm, de quartzo, quartzitos e alguns granitos. No limite leste da mancha, a imbricação dos calhaus traduz uma origem a NW.

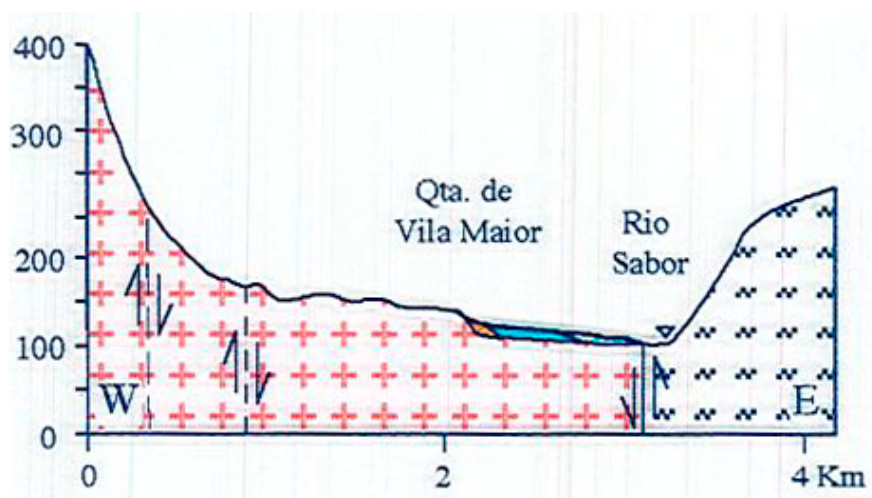
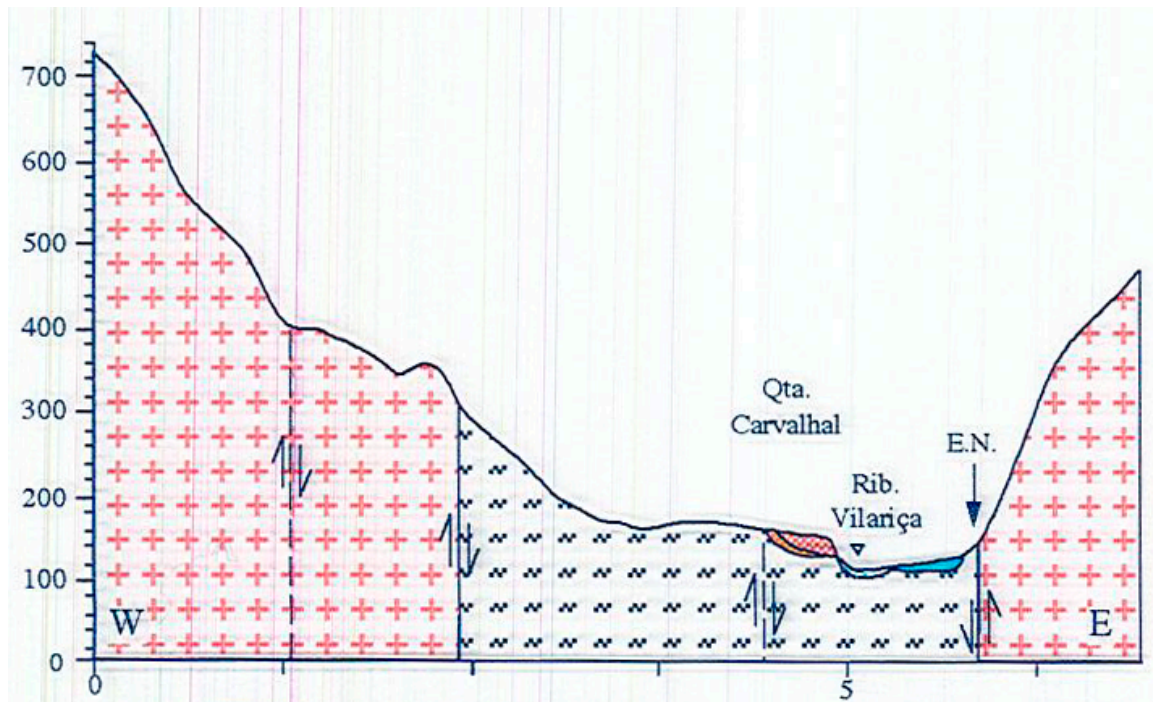


Fig. 2.61: Perfis W-E no sector sul da depressão da Vilarça. A mesma legenda da fig. 2.56.

A mancha da Quinta do Carvalhal estende-se para leste a partir da vertente granítica e os conglomerados contactam e sobrepõem-se às arcoses da base (fig. 2.61). O topo da superfície da Quinta do Carvalhal encontra-se cerca de 10 metros abaixo da superfície da Quinta da Pedra d'Anta. Junto do topo, o conglomerado é constituído por clastos de quartzo, filitos e quartzito numa matriz predominantemente arenosa e tem estreitos níveis intercalares arenosos vermelhos. Sobrepõe-se a um nível de argila vermelha que ocorre com espessura superior a 50 cm ao longo dos cerca de 70 metros de um corte superficial (V.31).

A superfície anterior torna-se progressivamente mais baixa para sul, sem que se observe ruptura acentuada de declive. Cerca de 700 metros a sul da Quinta do Carvalhal a superfície topográfica definida em depósito conglomerático, encontra-se 20 metros abaixo do topo do depósito. À superfície não se observam diferenças no tipo de materiais, embora os dados da análise sedimentológica revelem a possibilidade de um fluxo mais recente ter cortado a superfície da Quinta do Carvalhal, depositando materiais um pouco diferentes (V.32).

5.5.4. Caracterização sedimentológica (Junqueira - Foz do Sabor)

Granulometria (Quadro 2.31)

Os níveis conglomeráticos têm em geral matriz predominantemente arenosa, muito mal calibrada. Os níveis com matriz mais abundante, suportando os clastos, nomeadamente os níveis amostrados na superfície mais elevada da Junqueira e a norte da ribeira Grande, são predominantemente lutíticos e pior calibrados que os restantes. Mesmo os níveis mais finos, arenosos ou lutíticos são em geral extremamente mal calibrados (Quadros 2.30 e 2.31).

Quadro 2.30: Localização, posição topográfica e caracterização sedimentológica das amostras situadas entre Junqueira e Foz do Sabor.

EST.	LOCALIZAÇÃO	POSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS
Junqueira			
V.19 V.20	Junqueira Cruzamento Junqueira	Elevada Terraço	Gmg, quartzoso, c/ granito; cast-av. Gh; qz/filitos/granito, verm.
Horta			
V.21 V.22	Norte Quinta Carrascal Quinta Carrascal	Elevada Intermédia	Gh/Gmg, predom. quartzoso, vermelho Gh/Gt (inclina para SW), Qz/Fil/Qt/Granito, cast-avermelhado
V.23 V.24	Quinta Nova Norte Eiras da Horta	Elevada erodida Intermédia	Cong. averm. % elevada de quartzo Cong. desgaste variado, Qz/Fil/Qt/Magnetite, vermelho
V.27 V.28	Quinta Pedra d'Anta SE Eiras da Horta	Elevada Elevada	Gmg, vermelho Gmg/Gh//Gp (30, N90), Qz/Qt/Fil/Gran. Sm/Fm cinzento
V.29 V.31	SE Eiras /Sul Q. P. d'Anta Quinta do Carvalhal	Elevada Elevada	Areno-cong. verm. feldsp. Fil/Qz Gh, desgaste variado, feldsp, Qz/Qt/Fil, castanho Lentículas arenosas, feldsp, vermelho Argila vermelha
V.32	Sul da Quinta do Carvalhal	Terraço baixo	Cong. cast. Qz/Qt/X

Quadro 2.31: Caracterização granulométrica das amostras situadas entre Junqueira e Foz do Sabor.

Amostra	Folk (1965)	Média	Desvio Padrão	Assim.	Acuid.	8-2 mm	Areia	Silte	Argila
Junqueira									
V.19	<i>mG</i>	4.17	4.32	-0.12	0.71	12.99	26.54	28.81	31.66
V.20	<i>msG</i>	0.97	3.86	0.35	0.99	26.94	49.40	15.26	8.40
Horta									
V.21	<i>mG</i>	3.13	4.73	-0.13	0.58	28.42	22.68	24.42	24.48
V.22	<i>mG</i>	3.67	4.27	0.02	0.75	13.84	36.18	26.97	23.01
V.27	<i>msG</i>	2.73	3.78	0.51	0.71	8.33	57.14	11.33	23.20
V.28.2	<i>msG</i>	1.43	3.65	0.50	1.00	26.73	50.43	12.98	9.86
V.28.1	<i>(g)sM</i>	5.00	2.74	-0.06	0.97	0.06	27.11	53.24	19.59
V.29	<i>msG</i>	1.03	3.68	0.54	1.28	31.51	48.39	7.98	12.12
V.31.3	<i>msG</i>	1.47	3.81	0.55	0.90	32.77	42.32	12.48	12.43
V.31.2.A	<i>gmS</i>	2.27	4.01	0.42	0.91	18.32	53.72	12.85	15.11
V.31.2.B	<i>gmS</i>	3.03	4.08	0.51	0.58	8.82	52.03	14.67	24.48
V.31.1	<i>gsM</i>	4.97	4.26	-0.21	0.57	6.94	31.69	17.90	43.47
V.32	<i>msG</i>	2.57	3.85	0.05	0.84	16.98	43.78	26.77	12.47

Composição das fracções >16 mm e arenosa (Quadro 2.32)

Com excepção de uma amostra (V.24) todas as restantes apresentam valores médios de desgaste superiores a 100. As amostras de Junqueira têm um valor ligeiramente superior a 100 e as da Horta possuem no seu conjunto um valor médio de 125. Algumas amostras revelam uma mistura de clastos de desgaste médio ou reduzido com alguns de desgaste acentuado. Este aspecto pode ser interpretado como indicador de confluência de derrames de curto transporte com outros que proveem de uma corrente com características fluviais. Esta mistura parece mais evidente nas Quinta do Carrascal (V.22) e do Carvalhal (V.31). A norte das Eiras da Horta (V.24) os clastos observados à superfície revelam uma mistura de elementos pouco rolados com uma pequena frequência de clastos bem rolados. A presença de um seixo rolado de magnetite indica, para parte dos materiais, uma alimentação nas bancadas de magnetite da Formação do Pinhão (CXG) situadas a NW.

Para além do quartzo, as litologias mais resistentes, de natureza quartzosa como quartzitos filitos quartzosos e metaquartzovaques são as mais abundantes nos clastos. Outras litologias menos resistentes, geralmente filitos, micaxistos e grauvaques apresentam-se normalmente muito alteradas e de difícil identificação. Os granitos, quando presentes, encontram-se geralmente muito alterados nestes depósitos mais antigos.

Observa-se uma larga variação no espectro de composição dos clastos nas diversas amostras. Este facto revela uma constante variação da área-fonte. Os melhores marcadores são a relação granito/feldspato, a presença e frequência de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos na fracção arenosa e os raros clastos de constituição muito particular, como filitos carbonosos com pirite (V.19), hematite (V.22) ou magnetite (V.24). O cortejo de minerais pesados dá, no caso presente uma indicação valiosa acerca da origem, fundamentalmente pela relação turmalina /andaluzite /granada (Quadro 2.32).

Assim, com base nestas características ocorrem:

- Depósitos que se caracterizam por uma origem essencialmente em áreas graníticas; contituídos por quartzo abundante, alguns clastos metasedimentares mais resistentes, feldspatos (15 a 20%) e turmalina predominante nos minerais pesados; raros clastos de granito devido à arenização. São as características dos materiais da superfície mais elevada da Junqueira e dos que se situam a sul da ribeira Grande.
- Depósitos com origem essencialmente em áreas metasedimentares; com 3 a 7% de feldspatos e 20 a 60% de fragmentos Micos na fracção arenosa, andaluzite e granada predominantes na fracção pesada. São muito semelhantes os depósitos inferior da Junqueira (V.20) e o que se situa entre a Junqueira e a Quinta do Carrascal (V.21), apesar da sua posição distinta. Na Qta. do Carrascal e na Qta. Nova os depósitos apresentam diferenças relativamente àqueles, e devem resultar de um fluxo distinto.

Quadro 2.32: Caracterização das fracções >16 mm e arenosa dos depósitos da região de Junqueira - Horta da Vilariça.

Amostra	Índice desgaste	Litologia clastos	Quartzo (%)	Feldsp. (%)	Fragm. Líticos (%)	Minerais Pesados
Junqueira						
V.19	103	Qz/Fil/ Qt/Gr	85	15	0	64T 15Z 13And 3esf 1an 1est 43Op
V.20	107	Qt/Fil/Qz	37	3	60	46G 25And 18T 4ep 2r 2z 1an 1esf 48Op
Horta						
V.21	113	Fil /Qz X mosq.	53	7	40	35G 31Z 15And 11T 4ep 1an 1esf 1est 1r 48Op
V.23	124	Qz/Fil				
V.22	137	Fil/Qz	65	5	20	31And 27G 19T 15Z 6Ep 2esf 69Op
V.24	89	Qz/Fil				
V.27	107	Fil/Qz/Gr	72	25	3	
V.28.2	135	Fil/Qz/Gr	80	15	5	70T 17And 7G 3z 2est 1r 63Op
V.29	131	Fil/Qz/Qt	47	3	50	
V.31.3	139	Qz/Fil	80	20	0	
V.31.2.a	-	-	90	10	0	
V.31.2b	-	-	80	20	0	69T 26And 2est 2g 1r 47Op
V.32	112	Qz/Fil/Gr				46T 18G 17And 10Z 3esf 2an 1ep 1est 1px 1r 61Op

Fracção < 2µm (Quadro 2.33)

As características da fracção < 2µm são semelhantes para este conjunto de materiais. Esta fracção é predominantemente constituída por caulinite (> 50%), que domina sobre ilite e esmectite. São detectados, em geral, vestígios de interestratificados ilite-esmectite (Quadro 2.33).

Quadro 2.33: Semiquantificação da mineralogia da fracção < 2 µm (%) dos depósitos da região de Junqueira -Foz do Sabor.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Illite	Caulinite	Goethite	Observações
Junqueira						
V.19	6	0	34	56	4	vest. de interest. I-E
V.20	0	0	42	53	5	vest. de interestificados
Horta						
V.21	10	0	11	72	7	vestígios de interest. expansivos
V.22	22	0	26	44	8	vestígios de interest. expansivos
V.27	5	0	17	75	3	
V.28.2	14	0	12	69	5	
V.28.1	22	0	25	48	5	
V.29	12	0	11	75	2	
V.31.3	19	0	17	64	0	Reflexão nítida da esm. 15Å
V.31.2.A	23	0	14	63	0	Reflexão nítida da esm. 15Å
V.31.2.B	10	0	20	69	1	vestígios de interest. expansivos
V.31.1	26	0	13	61	0	
V.32	*	5	28	63	4	*vest. esmect. e interest.c/ esm

5.5.5. Interpretação

Os depósitos em posição mais elevada situam-se acima dos 170 metros entre Junqueira e a Quinta do Carrascal. Em Junqueira, define-se a origem dos sedimentos no flanco leste do vale, com importante contribuição do granito de grão médio, moscovítico com turmalina - granito de Junqueira (Silva et al., 1989). De acordo com os dados apresentados (§ 5.5.2 e § 5.5.4), o nível de depósitos mais recentes está encaixado naquela superfície, distinguindo-se a sua posição de terraço fluvial e uma origem distinta para os sedimentos, relativamente ao nível elevado da Junqueira.

A sul da ribeira Grande encontra-se a mesma superfície dominante inclinando para sul; os sedimentos que a constituem são diferentes relativamente aos que se situam a norte, revelando mais uma vez variações nas origens (Quadro 2.32). Níveis embutidos nesta superfície, diferenciam-se nas margens da ribeira Grande e provavelmente a sul da Quinta do Carvalhal, mas não revelam diferenças na caracterização sedimentológica que permitam confirmar a existência de mais que uma geração de depósitos.

5.6. O TERRAÇO BAIXO E ALUVIÕES ACTUAIS SITUADOS A SUL DE JUNQUEIRA

5.6.1. Descrição e caracterização sedimentológica

Na margem esquerda da ribeira da Vilariça, a sul da Quinta do Zimbro, diferencia-se, embora de forma pouco clara, um nível de terraço baixo (V.30) (fig. 2.59 e 2.61). Caracteriza-se superficialmente por um solo castanho, com clastos menos alterados que os dos depósitos elevados.

Na margem direita, dois cortes situados junto à foz da ribeira Grande, permitem observar os depósitos mais recentes, relacionados quer com a ribeira da Vilariça quer com a ribeira Grande (Quadro 2.34). O primeiro (V.25), com três metros de espessura, mostra na base um conglomerado em que se sobrepõem litofácies Gh e Gt. A estratificação entrecruzada, num conglomerado fino, define claramente o sentido da corrente para sul. As litologias são variadas: quartzo, quartzito, filitos, xistos e granitos. Sobre os conglomerados, um nível em que predominam as

fracções arenosa e siltosa. O segundo corte (V.26), revela um nível conglomerático de matriz arenosa, encaixado na superfície mais elevada.

A sul da Quinta da Granja, os depósitos sedimentares mais recentes, cortam a superfície formada pelos depósitos da Formação de Sampaio. Os sedimentos revelam um transporte ao longo do vale da Vilariça, e a contribuição dos cursos transversais, aos quais se misturam materiais provenientes de movimentos de vertente. É junto à vertente granítica a oeste, que se situam os materiais mais grosseiros. Entre a Quinta da Granja e a Quinta de Vila Maior, o depósito caracteriza-se por uma matriz abundante, essencialmente lutítica que suporta alguns clastos pouco alterados (V.35 e V.36).

A sul, junto à ribeira dos Cavalos, um pequeno corte revela um depósito aluvionar predominantemente lutítico, com calhaus de quartzo e granito, indicativos da sua origem "lateral" (fig.2.61). Ravina um nível endurecido, arcósico, com calhaus angulosos de quartzo e grãos de feldspato, misturados com calhaus rolados (V.40, em *arcoses*). Aqui a passagem para os materiais essencialmente siltosos, mais próximos do curso da ribeira (V.38; V.39) é feita por um pequeno ressalto com cerca de 2 metros. As cheias conhecidas, nomeadamente neste século, inundaram o vale e deixaram, muito recentemente, materiais nas margens, mais de 10 metros acima do leito actual, pelo que estes materiais, ou parte deles, podem ser actuais.

Sedimentos com características semelhantes, foram assinalados e referidos a montante (§ 5.3), na região entre S. Comba da Vilariça e Junqueira.

Quadro 2.34: Localização, posição topográfica e litofácies das amostras de terraço baixo e aluviões actuais, situadas a sul de Junqueira, Vilariça.

ESTAÇÃO	LOCALIZAÇÃO	POSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS
V.30	Quinta da Nora	Terraço 5-10 m	Cong. castanho
V.25	R. Grande - R. Vilariça.	Aluvião	Gh/Gt + areno-siltoso
V.26	Foz R. Grande	Terraço 5-10 m	Gh
V.35	Sul Quinta Granja	Terraço 5-10 m	Gmg
V.36	Leste Cabanas C'	Terraço 5-10 m	Gmg
V.37	Leste Cabanas C'	Terraço 5-10 m	Areia
V.39	Foz rib. Vilariça	Terraço 5-10 m	Lutítico
V.38	Foz rib. Vilariça	Terraço 5-10 m	Lutítico
V.40	Rib. Cavalos	Terraço 5-10 m	cong. arcósico + lutitos.

Granulometria (Quadro 2.35)

A ausência de partículas lutíticas na matriz do conglomerado em que se encaixa o leito actual da ribeira da Vilariça (V.25.1), constituiu um aspecto particular destes sedimentos, melhor calibrados que os restantes. O nível que se sobrepõe (V.25.2) é essencialmente areno-siltoso, com reduzida frequência de partículas argilosas. O conglomerado situado na foz da ribeira Grande tem cerca de 10% de fracção lutítica, aspecto que lhe confere semelhanças com o nível anterior. Também uma bancada arenosa, amostrada mais a sul (V.37), foi depositado em condições mais selectivas do que a maior parte dos restantes sedimentos. Representam condições de dinâmica fluvial, não representadas nos depósitos mais antigos, caracterizados por má calibragem. Os níveis finos mais extensos nas proximidades da foz da ribeira (V.39; V.38), são predominantemente siltosos, muito fracamente calibrados, deverão estar relacionados com fases de enchente do vale, relativamente recentes.

Quadro 2.35: Caracterização granulométrica das amostras de terraço baixo e aluviões actuais, situadas a sul de Junqueira, Vilariça.

Amostra	Folk (1965)	Média	Desvio Padrão	Assim.	Acuid.	8–2 mm	Areia	Silte	Argila
V.25.2	gmS	2.03	3.22	-0.12	1.00	15.14	48.61	31.82	4.43
V.25.1	gS	-0.87	1.55	-0.02	0.82	41.90	58.10	0.00	0.00
V.26	msG	-0.73	2.34	0.04	4.55	18.29	71.48	7.06	3.17
V.35	mG	3.47	3.86	-0.19	0.68	14.03	32.44	37.78	15.75
V.37	gmS	1.00	2.66	0.16	1.15	16.22	68.73	11.05	4.00
V.39	sM	5.53	2.11	0.25	0.86	0.00	22.14	60.56	17.30
V.38	gsM	4.73	2.98	0.05	1.00	1.50	27.81	47.48	23.21
V.40.2	gsM	3.50	4.00	-0.11	0.77	13.30	33.30	34.96	18.44

Composição das fracções >16 mm e arenosa (Quadro 2.36)

A elevada frequência de fragmentos líticos na fracção arenosa dos sedimentos situados a norte da ribeira Grande, relaciona-se com a sua origem em rochas metamórficas. A ausência destes fragmentos nos níveis mais grosseiros junto à foz da ribeira da Vilariça, resulta da sua origem nos granitos, destacando-se a elevada frequência de turmalina na fracção pesada (Quadro 2.36).

Quadro 2.36: Índice de desgaste e caracterização da fracção arenosa das amostras de terraço baixo e aluviões actuais, situadas a sul de Junqueira, Vilariça.

Amostra	Índice desgaste	Quartzo (%)	Feldsp. (%)	Fragm. Líticos (%)	Minerais Pesados
V.30	125	50	1	49	50G 27And 7T 7Z 4ep 2r 1an 1esf 1anf
V.25	120				
V.26	88				
V.35	125				
V.36	128	95	5	0	80T 9Est 6G 2z 1r 1and 1pir 6Op
V.37	-				

Fracção < 2µm (Quadro 2.37)

Nestes depósitos a frequência de caulinite é inferior a 50 %. De uma forma geral a frequência de ilite é superior à observada nos depósitos mais antigos. A vermiculite, embora pouco significativa, pode associar-se também a estes depósitos, pois é comum a todas as amostras estudadas. A esmectite e os interestratificados expansivos são vestigiais.

Embora com uma frequência pouco significativa, a presença de vermiculite constitui um factor distintivo destes materiais. Por outro lado, a frequência de ilite + vermiculite é superior à da caulinite.

Quadro 2.37: Mineralogia da fracção < 2 p.m das amostras de terraço baixo e aluviões actuais, situadas a sul de Junqueira, Vilariça.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Ilite	Caulinite	Goethite	Observações
V.25.2	7	6	48	33	6	vestígios de interest. expansivos
V.25.1	6	6	50	30	8	
V.26	vest	10	38	48	4	vestígios de interestratificados
V.35	0	13	47	36	4	vestígios de interestratificados
V.37	8	3	48	41	0	vestígios de interest. expansivos
V.39	6	6	58	26	4	vestígios de interest. expansivos
V.38	7	7	35	35	12	vest de interest. exp. e Lepidoc.
V.40.2	0	8	45	43	0	

5.6.2. Interpretação

Estes materiais recentes distinguem-se da Formação de Sampaio em especial pelos seguintes aspectos:

- Cor castanha ou esbranquiçada;
- Alteração reduzida dos clastos;
- Melhor calibragem dos sedimentos e melhor estruturação dos leitos, com níveis areno-conglomeráticos e lutíticos;
- Mineralogia da fracção < 2 inn dominada pela associação ilite+vermiculite.

Constituem terraços e aluviões situados no fundo do vale, depositados em relação com a ribeira da Vilariça e ribeira Grande.

5.7. AS ARCOSES DE VILARIÇA

A ocorrência de sedimentos areno-conglomeráticos, heterométricos, de cor clara, medianamente consolidados e de constituição quartzo-feldspática, é observada na base da vertente granítica a sul da Horta da Vilariça. Sobre eles ocorre a Formação de Sampaio, ou os materiais aluviais mais recentes (fig. 2.61; fotos 2.25 e 2.26).

A maior exposição das arcoses situa-se entre a Quinta do Carvalho e a Quinta da Granja (fig. 2.59), num corte com 6 metros de espessura. É um material relativamente grosseiro (V.33), com origem no granito porfiráide de matriz média a grosseira que se localiza a oeste. A estratificação planar define uma inclinação de 22° para N90°. Ocorrem alguns leitos intermédios com grande predominância de seixos de quartzo, para os quais se determinou um índice de desgaste de 136. Este desgaste é semelhante ao observado em amostras dos conglomerados vermelhos que se sobrepõem às arcoses. Os níveis amostrados são essencialmente arenosos, muito mal calibrados ou extremamente mal calibrados (Quadro 2.38).

A contagem da frequência de feldspatos na fracção 1-2 mm das arcoses, indica um valor de 25 %, valor semelhante ao encontrado na arena granítica da vertente (V.34). No total das partículas, este valor é superior, correspondendo a cerca de 30 % das areias e pequenos seixos.

Quadro 2.38: Caracterização granulométrica das Arcoses de Vilariça; a amostra de *arena granítica*, representa o material alterado da área-fonte.

Amostra	<i>Folk</i> (1965)	Média	Desvio Padrão'	Assim	Acuid.	8-2 mm	Areia	Silte	Argila
V.34(<i>arena</i>)	<i>gmS</i>	0.87	2.71	0.09	1.22	18.73	67.37	10.34	3.56
V.33	<i>msG</i>	2.13	4.41	0.53	0.87	30.71	43.05	8.61	17.63
V.41	<i>gmS</i>	2.73	3.36	0.44	0.99	5.41	70.39	14.96	12.58
V.40.1	<i>msG</i>	2.17	4.13	0.32	0.77	28.72	36.92	20.90	13.46

A esmectite ocorre de forma significativa na arena e nas arcoses (Quadro 2.39). A frequência da ilite, entre 16 e 30 %, menor que em outros sedimentos, está provavelmente relacionada com a mineralogia dos granitos, com filosilicatos pouco abundantes.

Quadro 2.39: Semiquantificação da mineralogia da fracção < 2 µm (%) de amostras de *arena* e Arcoses de Vilariça.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Ilite	Caulinite	Goethite	Observações
V.34(<i>arena</i>)	19	0	31	30	0	Interest. 10-14 Å vestígios de interest. expansivos
V.33	20	0	30	50	0	
V.41	44	0	29	27	0	
V.40.1	34	0	16	50	0	

5.8. OS TERRAÇOS DO DOURO ENTRE POCINHO E FOZ DO SABOR

O processo de encaixe fluvial do Douro foi certamente condicionado pelos numerosos alinhamentos tectónicos. São particularmente notados os encaixes segundo algumas fracturas com orientação próxima de NNE-SSW. No limite sul da Vilariça, o trajecto do Douro sofre uma inflexão para norte, encaixando-se ao longo de 5 Km naquele vale, entre o Pocinho e a foz do Sabor. No Pocinho, é observado o encaixe numa superfície original de fundo do graben, situada cerca de 50 metros acima do leito actual e com uma largura aproximada de 1 Km. Neste processo de encaixe na fossa tectónica, o rio deixou alguns depósitos de terraço, o mais alto e extenso dos quais se situa na margem convexa do Pocinho, 50 metros acima do talvegue (fig. 2.59).

O depósito de terraço do Pocinho é conglomerático, quartzo-feldspático e avermelhado. Os clastos são essencialmente de quartzito e quartzo, ocorrendo também de granitos. Atingem em alguns locais dimensão de 70 cm e revelam um desgaste acentuado, claramente superior aos observados nos restantes depósitos (V.43) (Quadro 2.41).

Depósitos com características semelhantes, são observados a norte, no lugar de Rêgo da Barca (V.42), junto da foz do Sabor (fig. 2.59). Situam-se cerca de 40 metros acima do leito, preenchendo uma pequena superfície irregular, saliente na vertente. Aqui, a maior dimensão dos clastos não ultrapassa 30 cm. A matriz do conglomerado é arenosa, com grãos grosseiros de feldspatos abundantes. Ocorrem ainda clastos de hematite, com dimensões até 2 cm. Os clastos definem uma estratificação incipiente mergulhando para norte. Este nível conglomerático (V.42.1) é parcialmente cortado por uma superfície erosiva e sobreposto por um nível de inundação, constituído por sedimentos finos castanhos, essencialmente areia fina e silte, com seixos pequenos muito dispersos (V.42.2). Os clastos dispersos neste material fino têm origem no material mais antigo, escorregado do topo do enchimento. Estes sedimentos cobrem a superfície inclinada ou com pequenos socacos até ao fundo do vale.

Quadro 2.40: Caracterização granulométrica dos depósitos de terraço do Douro, no limite sul da depressão da Vilariça.

Amostra	Folk (1965)	Média	Desvio Padrão	Assim	Acuid.	8-2 mm	Areia	Silte	Argila
Rêgo da Barca Depósito de inundação +25m									
V.42.2	gmS	4.13	2.38	0.47	1.23	1.85	53.02	30.78	14.35
Terraço +40m									
V.42.1	msG	-0.93	2.99	0.34	1.13	51.48	37.35	6.94	4.23
Pocinho: Terraço areno-conglomerático +50m									
V.43.5	smG	2.20	3.91	0.44	1.44	13.28	63.72	8.17	14.83
V.43.4	gmS	2.03	3.33	0.68	2.39	6.86	73.43	5.44	14.27
V.43.3	gmS	2.17	3.55	0.52	0.80	9.25	59.68	10.81	20.26
V.43.2B	gmS	1.80	3.65	0.72	0.80	12.99	60.16	6.69	20.16
V.43.2A	gmS	1.63	3.40	0.75	2.00	9.99	71.03	2.91	16.07
V.43.1	gmS	1.73	2.87	0.51	2.65	5.75	77.56	3.76	12.93
Cortes da Veiga: Depósitos de inundação +25m									
V.44.2	mG	2.65	4.33	0.13	0.65	30.14	27.26	25.84	16.76
V.44.1	(g)sM	4.50	2.39	0.41	0.97	0.21	48.05	37.62	14.12

Na margem esquerda do Douro permanecem igualmente alguns depósitos semelhantes aos anteriores e que constituem uma superfície de terraço. Em Cortes da Veiga foi amostrado um nível de inundação (V44.1), predominantemente lutítico, sobreposto por um nível mais grosseiro (V.44.2). O depósito tem características semelhantes ao nível superior observado em Rêgo da Barca.

Quadro 2.41: Índice de desgaste e caracterização composicional da fracção arenosa dos depósitos de terraço do Douro, no limite sul da depressão da Vilariça.

Amostra	Índice desgaste	Quartzo (%)	Feldsp. (%)	Fragm. Líticos (%)	Minerais Pesados
V.42.2	239	45	1	54	41T 19And 9G 7D 6Z 5Est 5R 2ep 2an
V.42.1		88	6	6	
V.43.5	178	90	8	2	
V.43.4		92	7	1	
V.43.3		86	12	2	
V.43.2B		89	11	0	
V.44.2		42	0	58	34T 21And 20Z 12Est 6G 5D 2br

Os depósitos de terraço do Douro, no limite sul da depressão da Vilariça, têm na fracção <2gm, características semelhantes às da Formação de Sampaio, na mesma depressão. Esta fracção é constituída por caulinite, ilite e esmectite, sem um claro predomínio de qualquer dos componentes (Quadro 2.42).

Quadro 2.42: Semiquantificação da mineralogia da fracção < 2 µm (%) dos depósitos de terraço do Douro, no limite sul da depressão da Vilariça.

Amostra	Esmectite	Vermicul.	Ilite	Caulinite	Goethite	Observações
V.42.2	20	0	39	32	9	Calcite
V.42.1	27	10	12	44	7	
V.43.5	31	0	26	39	4	
V.43.4	19	0	33	44	4	
V.43.3	18	0	31	47	4	
V.43.2B	12	0	33	49	6	
V.43.2A	10	0	30	55	5	
V.43.1	13	0	30	52	5	
		0				
V.44.2	20	0	39	36	5	
V.44.1	25	0	37	34	3	

Os níveis mais recentes de inundação apresentam ligeiros acréscimos de ilite relativamente à caulinite, sendo ainda de salientar a presença vestigial de calcite na amostra de Rêgo da Barca.

5.9. INTERPRETAÇÃO DO REGISTO SEDIMENTAR DA VILARIÇA

As manifestações de neotectónica assinaladas no vale da Vilariça (Cabral, 1985; 1995), constituem um dos aspectos condicionantes na modelação particular desta região, quer no que se relaciona com a evolução geomorfológica, quer no que respeita à criação de condições para a deposição de corpos sedimentares. Resultam aspectos importantes como:

- A abertura do vale em forma de graben, em consequência dos movimentos verticais associados a falhas de orientação próxima de NNE-SSW.
- O levantamento da serra de Bornes.
- A modificação da posição original dos depósitos sedimentares.
- A sismicidade actual da região.

Da combinação das condições morfotectónicas referidas com condições de clima favorável à constituição de uma drenagem caracterizada por um regime espasmódico, resultam fluxos de alta energia, com deposição de sedimentos grosseiros no fundo da depressão. Os corpos aluviais constituídos, têm origem nas vertentes do vale, com preservação essencialmente dos que se situam a leste de Sampaio e a leste de Horta da Vilariça (fig. 2.59).

GRANULOMETRIA	FRACÇÃO >16 mm	FRACÇÃO ARENOSA		FRACÇÃO < 2µm
		LEVE	PESADA	
HOLOCÊNICO				
Aluviões	A constituição dos aluviões ao longo do vale varia em função das contribuições dos afluentes dispostos transversalmente.			
Conglomerados de matriz essencialmente arenosa, níveis arenosos e níveis de inundação essencialmente silto-argilosos.	Quartzo, quartzitos e granitos, frescos ou pouco alterados. I. D. médio: 120		50G 27A 7T 7Z 4Ep R An Es Anf	
Terraço baixo Conglomerados de matriz areno-argilosa.	Quartzo, quartzitos e granitos, frescos ou pouco alterados. I. D.: 88 a 128.			
FORMAÇÃO DE SAMPAIO				
Vilarelhos	Depósitos situados entre 30 e 50 metros acima do talvegue, com origem em fluxos de características fluvio-torrenciais de Norte e de NE. Os primeiros (1) dispõem-se em forma de terraço e os segundo (2) encontra-se embutidos no substrato.			
① (Amostra de superfície)	Quartzo, quartzito, filitos e granito. I.D.: 87			
② Conglomerados de matriz essencialmente silto-argilosa muito mal calibrada.	Quartzo, filitos e quartzitos. I.D.: 39		38Ep 18R 15Z 11A 9Anf 4G 4An	
Sampaio Dispõem-se transversalmente ao vale, com perfil côncavo de inclinação acentuada. Têm origem em fluxos do tipo leque aluvial com abundante matriz envolvendo seixos e blocos de dimensões muito variadas; origem a W.				
Conglomerados de matriz essencialmente areno-siltosa e extremamente mal calibrados.	③ Quartzo, filitos, filitos quartzosos e quartzitos. I. D.: 84 a 116		73A 15G 6Z 4ES R T	
	④ Quartzito, quartzo I. D.: 8 a 105		68Z 19G 8T 4A Es	
Junqueira ⑤ Um nível sedimentar pouco espesso, castanho-avermelhado, 30 metros acima da ribeira e 40 metros abaixo da superfície definida em Sampaio. A natureza dos sedimentos evidencia uma origem distinta dos anteriores. Um conjunto distinto encontra-se encaixado na superfície da Junqueira. É constituído por um nível de conglomerados e um nível essencialmente siltooso, de cor avermelhada, depositados nas curvaturas de um paleocanal.				
⑤ Conglomerado de matriz abundante predominantemente silto-argilosa, extremamente mal calibrado.	Quartzo, quartzitos, filitos quartzosos, micaxistos, filitos carbonosos com pirite e raros granitos. I.D.: 103		64T 15Z 13A 3G 3Es Est An 42G	
Nível silto-argiloso sobreposto por conglomerado de matriz essencialmente arenosa, extremamente mal calibrado.	Quartzo, quartzito, líditos, filitos quartzosos, filitos, grauvaques e granitos muito alterados. I.D.: 107		23A 17T 8Z 4Ep R P Es An	
<div> Quartzo Feldspatos Fragmentos líticos I. D.: Índice de desgaste do quartzo </div> <div> A: Andaluzite An: Anatase Anf: Anfíbolos Br: Brookite D: Distena Ep: Epidoto Es: Esfena Est: Estauroilite G: Granada R: Rútulo T: Turmalina Z: Zircão (em percentagem) </div> <div> Esmectite Vermiculite Ilite Caulinite Goethite </div>				

GRANULOMETRIA	FRACÇÃO GROSSEIRA	FRACÇÃO ARENOSA		FRACÇÃO < 2µm
		LEVE	PESADA	
FORMAÇÃO DE SAMPAIO				
Norte Rib. Grande ⑥	As três manchas individualizadas pela erosão das linhas de água, dispõem-se em posição mais baixa para sul até à rib. Grande. A sua composição traduz uma alimentação distinta das manchas situadas a sul da rib. Grande, sendo provável a mistura de sedimentos com origens distintas.			
Conglomerados de matriz essencialmente silto-argilosa, extremamente mal calibrados.	Mistura de quartzo, filitos quartzosos, quartzitos, xistos e granitos. I. D. = 113 a 137		31G 23A 23Z 15T 5Ep Es An Est R	
Sul Rib. Grande ⑦	As manchas sedimentares definem uma superfície inclinada para sul e uma alimentação essencialmente nos granitos, distinta dos depósitos situados imediatamente a norte.			
Conglomerados de matriz essencialmente arenosa, muito fracamente calibrados. Níveis descontínuos essencialmente silto-arenosos.	Mistura de quartzo, filitos, quartzitos e granitos. I. D.: 89 a 139		62T 20A 9G 4Z Est R Es An Ep	
Terraços do Douro (T)				
(a) Posicionam-se nas margens entre o Pocinho e a foz do Sabor, entre 50 e 30 metros acima do leito actual. Os clastos são predominantemente bem rolados ou têm origem em duas populações distintas: bem e medianamente rolados com origens distintas. (b) Níveis de inundação até 30 metros acima do leito actual.				
(a) Conglomerados muito fracamente calibrados, por vezes com grandes blocos até 70 cm. Leitões descontínuos essencialmente arenosos.	Mistura de quartzo, quartzitos, líditos, filitos e raramente de granitos. I. D.: 209		41T 19A 9G 7D 6Z 5Est 5R 2Ep 2An	
(b) Leitões de areia fina e silte muito fracamente calibrados.			34T 21A 20Z 12Est 6G 5D 2Br	
<div><div> Quartzo Feldspatos Fragmentos líticos I. D.: Índice de desgaste do quartzo</div><div>A: Andaluzite An: Anatase Anf: Anfíbolos Br: Brookite D: Distena Ep: Epidoto Es: Esfena Est: Estauroлите G: Granada R: Rútulo T: Turmalina Z: Zircão (em percentagem)</div><div> Esmectite Vermiculite Ilite Caulinite Goethite</div></div>				

Quadro 2.43: Síntese das características sedimentológicas dos depósitos do vale da Vilariça (Pereira & Azevêdo, 1995).

Salientam-se ainda os seguintes aspectos:

As Arcoses de Vilariça são os depósitos mais antigos do vale; são subjacentes à Formação de Sampaio e correlacionam-se com as arcoses da Beira, pelo que são propostas idades entre o Paleogénico e o Neogénico (Ferreira, 1978; Cabral, 1985).

A superfície da Formação de Sampaio - situa-se entre 50 e 25 metros acima do talvegue. Estes depósitos dominam morfologicamente os depósitos de um terraço baixo e aqueles que se situam nas margens do actual leito da ribeira da Vilariça e da ribeira Grande.

Em geral à Formação de Sampaio associa-se uma cor avermelhada ou vermelho-acastanhada; mais raramente apresentam cor castanha, mas a avaliação da cor é neste caso particularmente subjectiva e variável com a exposição dos cortes e frescura do remeximento agrícola.

A semiquantificação da mineralogia da fracção < 2 µm permite em geral, separar a Formação de Sampaio, mais caulínica, dos depósitos mais recentes, mais íliticos.

Os depósitos da Formação de Sampaio evidenciam diferenças nas diversas manchas cartográficas; estas diferenças são relativas à constituição e forma dos sedimentos, expressas principalmente pela litologia e desgaste dos seixos, frequência dos fragmentos líticos, feldspatos e minerais pesados (Quadro 2.43). Existe uma relação entre a sedimentologia dos depósitos e a natureza litológica do substrato nas zonas de cabeceira.

A norte, os clastos são de maiores dimensões e menor desgaste, dispostos de forma caótica ou imbricados e refletem a natureza abrupta e próxima dos relevos que alimentaram os depósitos. A sul, os clastos são de menor dimensão e maior desgaste, a matriz é feldspática e ocorrem níveis mais estruturados; apresentam uma composição mista, derivada dos granitos e dos maciços metasedimentares. Estes aspectos sugerem a influência dos granitos e a maior abertura do vale.

A disposição dos depósitos no vale de orientação NNE-SSW, está relacionada com as principais incisões que se observam actualmente, provocadas pelo encaixe da Ribeira da Vilariça e dos cursos tributários transversais ao vale principal.

Este último facto indicia uma provável idade plistocénica para estes sedimentos, cuja deposição se relaciona com a disposição actual da rede de drenagem. Por outro lado, a sul (do Pocinho à foz do Sabor), os depósitos de terraço do Douro dispõem-se também de 50 a 30 metros acima do leito actual; depósitos de inundação mais recentes dispõem-se até cerca de 30 metros acima do leito actual (fig. 2.62B).

Apesar daquela relação, à Formação de Sampaio associa-se um modelo de deposição distinto relativamente ao terraços do Douro; as características granulométricas, as litofácies e a sua disposição permitem atribuir uma origem essencialmente em leques aluviais no sopé dos relevos da margem direita (fig. 2.62A).

Um exemplo de episódios de leques aluviais do Plistocénico inferior a médio é referido na bacia do rio Jarama, afluente do Tejo na região de Madrid (Alonso & Garzon, 1994).

Na fig. 2.62 apresenta-se um esquema interpretativo da geometria original dos leques aluviais responsáveis pela acumulação dos materiais estudados neste trabalho. Também se representam esquematicamente os depósitos ao longo do vale da Vilariça, salientando-se a sua individualização com base nos dados sedimentológicos (Quadro 2.43).

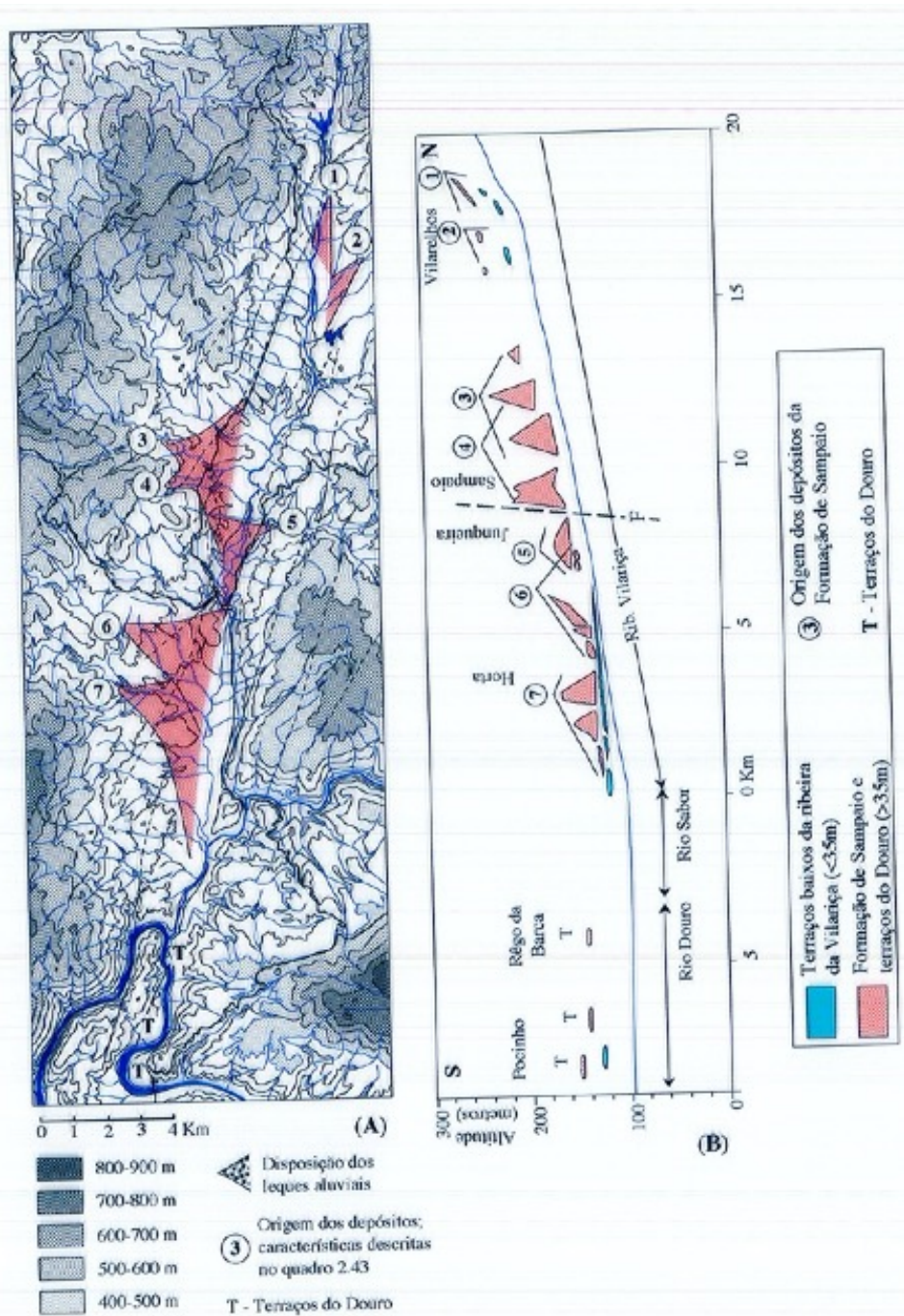


Fig. 2.62: Esquema interpretativo da origem dos depósitos da Vilariça (A) e representação esquemática dos depósitos da Formação de Sampaio e dos terraços do Douro, ao longo do perfil longitudinal do vale da Vilariça, entre Vilarelhos e Pocinho (B).

CAPÍTULO III:

INTERPRETAÇÃO DE DADOS SEDIMENTOLÓGICOS

1. AS CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS DAS UNIDADES

A interpretação das características texturais e em especial dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) de depósitos antigos, baseia-se na comparação com os resultados obtidos em ambientes actuais. A sua utilização, bem como de outros métodos (Passega, 1957; Friedman, 1961; Visher, 1969; Swan et al., 1968; 1969) tem sido essencialmente utilizada para caracterizar e interpretar o meio fluvial, distinguindo-o dos modelos eólico, marinho ou de transição (Folk, 1966; Friedman, 1967; Amaral & Pryor, 1977; Friedman & Sanders, 1978; Reineck & Sing, 1980; Azevêdo, 1982; Carvalho, 1987). Também com sucesso, têm sido usados para a caracterização de modos de transporte das partículas ou na caracterização textural de domínios deposicionais previamente identificados (Pezzetta, 1973; Baker & Orellana, 1978; Moshrif, 1980; Eschner & Kircher, 1984; Ponçano, 1986; Love et al., 1987; Shepherd, 1987).

No presente caso procura-se:

- Relacionar as litofácies (Miall, 1996) com as características granulométricas, expressas pela frequência das diversas fracções (Folk, 1954; 1965) e dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).
- Comparar as diferentes unidades, com base na dispersão e nos valores médios obtidos para cada grupo de litofácies.
- Evidenciar critérios que permitam justificar a individualização das diferentes unidades.
- Interpretar condições particulares em meio continental; os depósitos de terraço fluvial do rio Douro e da depressão da Vilariça fornecem dados para comparação com os restantes.

1.1. TEXTURAS E LITOFÁCIES

Em diagrama triangular projectou-se a frequência relativa das fracções 8 a 2 mm, 2 a 0.063 mm e < 0.063 mm de amostras de conglomerados, arenitos e lutitos das várias formações estudadas (fig. 3.1A). Na fig. 3.1B estão projectadas as litofácies das diversas unidades, em função das médias das frequências das três fracções granulométricas. Os valores projectados encontram-se indicados em:

Quadro 3.1 - litofácies conglomeráticas, Gmg/Gmm; Gh; Gt/Gp

Quadro 3.2 - litofácies arenosas, Sh/Sm/Sp/St

Quadro 3.3 - litofácies Fl/Fm

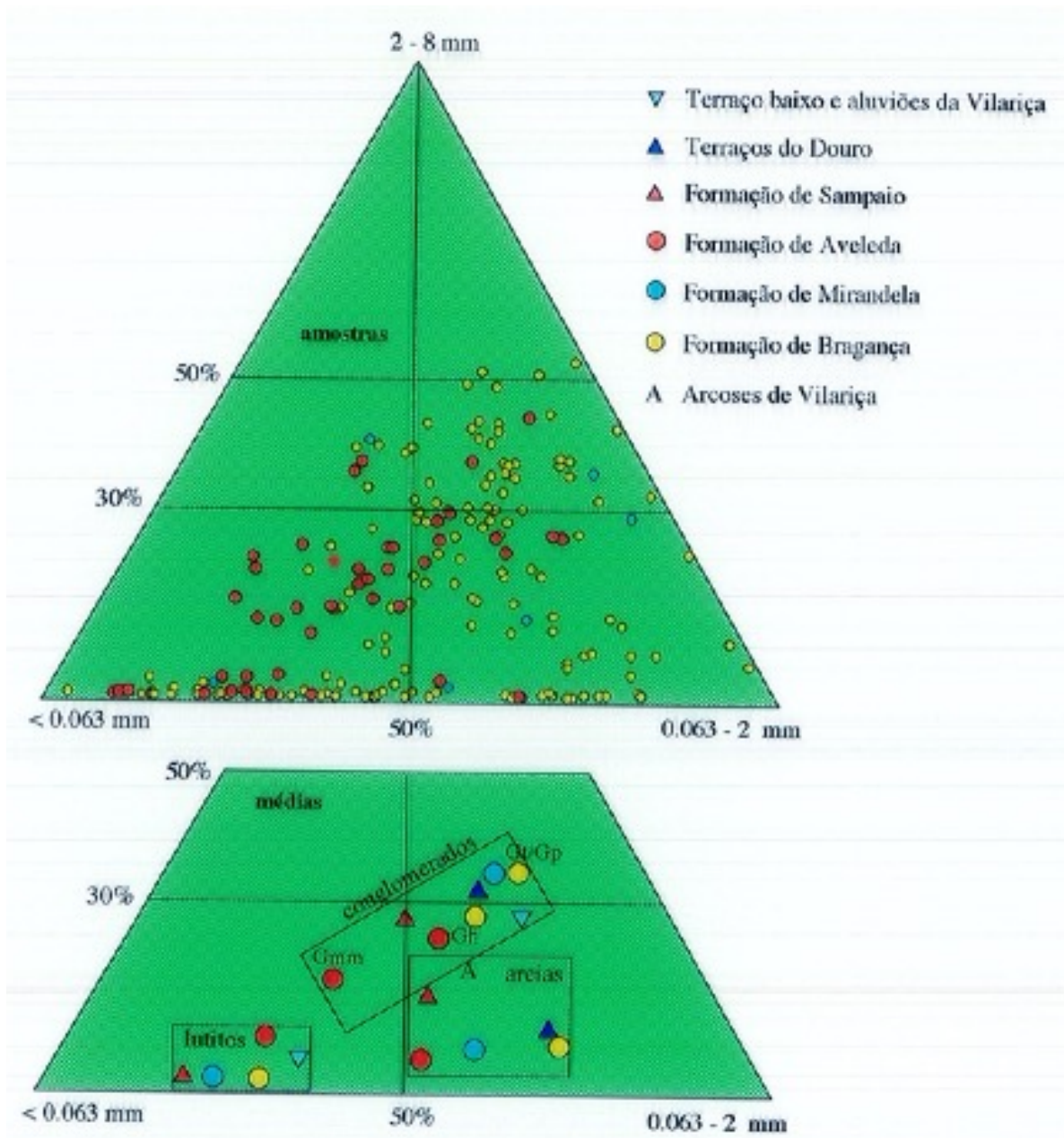


Fig. 3.1:(A) Caracterização das amostras das Formações de Bragança, Mirandela e Aveleda, em função da frequência relativa de partículas de dimensão 8-2mm, 2-0.063mm e < 0.063mm. (B) Características médias das litofácies conglomeráticas, arenosas e lutíticas das diferentes unidades líticas; valores nos Quadros 3.1 a 3.3.

Este diagrama (fig. 3.1) permite evidenciar:

- As diferenças granulométricas entre as litofácies conglomeráticas; Gmm de matriz essencialmente lutítica, Gh e Gt/Gp de matriz predominantemente arenosa, diminuindo a fracção lutítica com a organização das litofácies. De acordo com as designações de Folk (1965) as primeiras foram identificadas ao longo do trabalho pela designação mG enquanto que as segundas por msG.
- A semelhança granulométrica entre as Formação de Bragança, Formação de Mirandela, depósitos de terraço fluvial do Douro e da ribeira da Vilariça, aspecto que pode relacionar-se com meios deposicionais semelhantes.

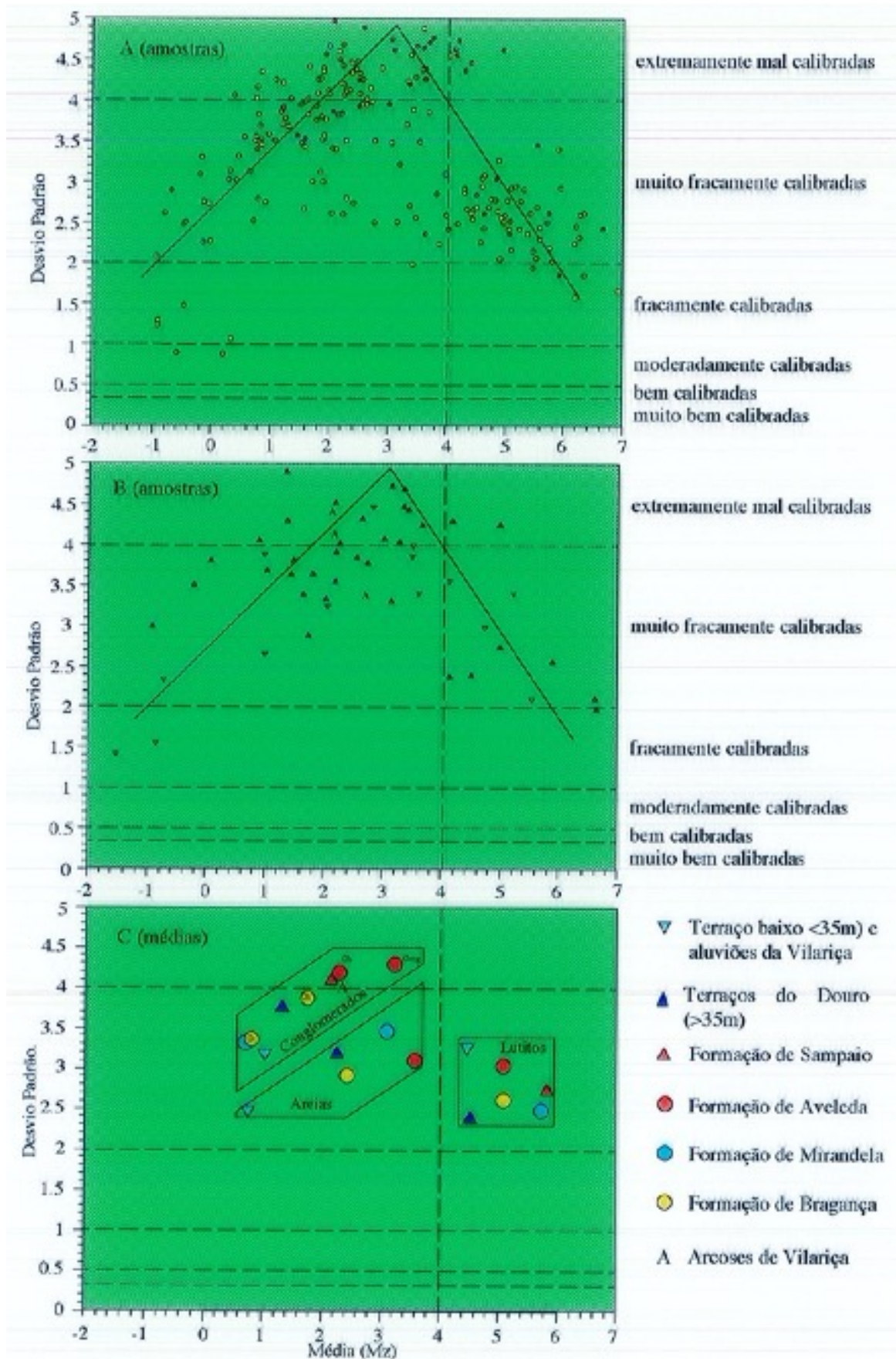


Fig. 3.2: (A) Disposição das amostras das Formações de Bragança, Mirandela e Aveleda em diagramas média *versus* desvio padrão (Folk & Ward, 1957); (B) idem para amostras do vale da Vilarça; (C) idem para médias das litofácies.

- As unidades anteriores (Formações de Bragança e Mirandela, terraços do Douro e da Vilariça) distinguem-se da Formação de Aveleda, devido à sua constituição granulométrica globalmente diferente.
- A semelhança entre a Formação de Sampaio (Vilariça) e a Formação de Aveleda, ambas relacionadas com leques aluviais.
- Os depósitos da Formação de Aveleda são essencialmente conglomeráticos, com matriz predominantemente lutítica, exprimindo o carácter de suporte matricial de parte significativa dos níveis sedimentares. Os níveis predominantemente lutíticos intercalados nos conglomerados são estreitos e pouco frequentes e os níveis predominantemente arenosos são raros. Os valores médios das litofácies Gh, Gmm e Fm ocupam posições relativamente próximas no diagrama triangular, representando fluxos com uma frequência variável de partículas grosseiras, transportados numa matriz lutítica abundante. No diagrama 3.1B, é patente essa aproximação ou *concentração* das amostras da Formação de Aveleda (no centro da figura), devido às condições de má calibragem em regimes do tipo *debris flow* e *mud flow*.

1.2. LITOFÁCIES E PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957)

A quantificação dos valores médios dos estatísticos de Folk & Ward (1957), traduz as semelhanças e diferenças nas características granulométricas das diferentes formações (Quadro 3.1 a 3.3).

Quadro 3.1: Características granulométricas médias das litofácies conglomeráticas das unidades descritas.

UNIDADE	Miall (1996)	Folk (1965)	Folk & Ward (1957)				Frequência relativa				
			Φ	D.P.	Assim	Acuid	8-2nun %	Areia %	Silte %	Argila %	Slt+Arg %
F. Aveleda	Gmm	m G	3.21	4.28	-0.01	0.68	19.28	29.35	26.06	25.31	51.37
F. Aveleda	Gh	msG	2.24	4.15	0.23	0.99	24.86	39.31	18.11	17.72	35.83
F. Sampaio	Gh	msG	2.16	4.11	0.23	0.82	28.67	35.74	18.95	16.65	35.60
F. Bragança	Gh	msG	1.76	3.86	0.44	0.93	28.49	41.18	15.39	14.93	30.32
F. Bragança	GtJGp	msG	0.80	3.34	0.52	1.25	36.84	44.35	8.77	10.05	18.81
F. Mirandela	Gh/Gt	msG	0.73	3.31	0.60	1.50	35.65	44.65	8.46	11.23	19.69
Ter. Douro	Gh	msG	1.31	3.74	0.30	1.07	31.63	42.78	13.65	11.94	25.59
Ter. Vilariça	Gh/Gt	msG	1.02	3.19	0.09	1.69	27.55	47.01	16.64	8.80	25.44

No caso das litofácies conglomeráticas (Quadro 3.1), evidencia-se uma tendência entre duas situações limites: litofácies Gmm da Formação de Aveleda e o conjunto de litofácies Gh e Gt da Formação de Mirandela; esta tendência traduz-se num aumento da dimensão média das partículas (da matriz <8mm), bem como dos valores da assimetria e da acuidade e melhoria na calibragem. Esta tendência é observada quer em função das litofácies - Gmm --> Gh --> Gt/Gp, quer em função das Formações - Aveleda, Bragança e Mirandela. Tal como se evidenciou anteriormente, a Formação de Sampaio revela semelhanças com os depósitos da Formação de Aveleda; os sedimentos das Formações de Bragança e de Mirandela revelam semelhanças com os depósitos de terraço do Douro e da ribeira da Vilariça.

Tomando como referência a Formação de Bragança (Quadro. 3.1), observa-se uma relação entre litofácies conglomeráticas e parâmetros estatísticos; verifica-se que as condições que proporcionam uma maior organização espacial das partículas detríticas (expressas pelas litofácies Gt/Gp), favorecem naturalmente a calibragem, em particular na parte central da distribuição (distribuição leptocúrtica), salientando-se então um excesso de partículas finas responsáveis pela assimetria muito positiva. Assim, os parâmetros estatísticos obtidos em litofácies Gt/Gp caracterizam-se, relativamente às litofácies Gh, por:

- maior dimensão média das partículas da matriz (menores valores de 0, média = 0.80 0);
- melhor calibragem (3.34 Ø);
- distribuição leptocúrtica, devido à melhor calibragem na zona central da distribuição (1.25 0);
- assimetria muito positiva (0.52 0), por ser mais saliente a presença excessiva de partículas finas (18.81%) numa população essencialmente areno-conglomerática (81.19%).

Estas características granulométricas são ainda mais salientes quando comparadas com as relativas às litofácies Gmm (Quadro 3.1), que apresentam mais partículas lutíticas, pior calibragem e distribuições simétricas e platicúrticas.

As litofácies arenosas são frequentes na Formação de Bragança (37 amostras, 24% de ocorrências); revelam naturalmente melhor calibragem do que as litofácies Gt/Gp, mas com uma distribuição semelhante - curva de assimetria muito positiva e leptocúrtica (Quadro 3.2). Os níveis arenosos amostrados no terraço do Douro (6 amostras) revelam características semelhantes. As litofácies arenosas são pouco abundantes ou raras nas restantes unidades.

Quadro 3.2 : Características granulométricas médias tias litofácies arenosas das unidades descritas.

UNIDADE	Miall (1996)	Folk (1965)	Folk & Ward (1957)				Frequência relativa				
			Mz	D.P.	Assim	Acuid	8-2mm	Areia	Silte	Argila	Slt+Arg
	Litofácies		Ø	Ø			%	%	%	%	%
F. Aveleda	Sh	gmS	3.58	3.10	0.10	0.93	5.45	47.84	29.16	17.55	46.71
F. Sampaio	Sh	gmS	2.91	4.17	0.26	0.72	15.75	43.34	20.37	19.87	40.25
F. Bragança	várias	gmS	2.38	2.92	0.44	1.28	8.33	67.31	16.39	10.68	27.06
Ter. Douro	Sp	gmS	2.25	3.20	0.61	1.65	7.78	65.81	10.07	16.34	26.41
Ter. Vilarica	Sh/Sp	gmS	0.72	2.48	0.01	0.99	24.42	58.48	14.29	2.81	17.10

Os níveis lutíticos da Formação de Aveleda caracterizam-se pela presença habitual de uma subpopulação de pequenos seixos, em geral reduzida ou nula na Formação de Bragança. Este facto é responsável pela pior calibragem dos primeiros (Quadro 3.3). É admissível que no caso da Formação de Aveleda os níveis mais finos resultem essencialmente de fluxos do tipo *mudflow*, enquanto que no caso da Formação de Bragança, a acumulação de finos está associada a fácies de transbordo (FF) e a preenchimentos de canais devido ao seu abandono ou quebra da energia de transporte (FF(CH)).

Quadro 3.3: Características granulométricas médias das litofácies lutíticas das unidades descritas.

UNIDADE	Miall (1996) Litofácies dominante	Folk (1965) granulometria dominante	Folk & Ward (1957)				Frequência relativa				
			Mz Ø	D.P. Ø	Assim	Acuid	8-2mm %	Areia %	Silte %	Argila %	Slt+Arg %
F. Aveleda	Fm	<i>gM</i>	5.10	3.06	0.01	0.87	9.58	25.55	39.79	25.08	64.87
F. Sampaio	Fm	<i>(g)sM</i>	5.82	2.74	-0.02	0.77	1.42	18.80	47.43	32.35	79.78
F. Bragança	Fl/Fm	<i>(g)sM</i>	5.08	2.60	0.02	0.83	1.39	30.56	46.46	21.58	68.05
Ter. Vilariça	Fl	<i>(g)sM</i>	4.44	3.24	0.07	0.92	4.83	32.23	41.86	21.09	62.95

A utilização do diagrama média (Mz) versus desvio-padrão (al) (Folk & Ward, 1957), destaca os seguintes aspectos (fig. 3.2):

- carácter extremamente mal calibrado dos conglomerados da Formação de Aveleda e da Formação de Sampaio e muito fracamente calibrado das restantes litofácies e unidades (fig. 3.2C).
- A dispersão das amostras numa mancha cuja forma se parece aproximar de um M, ou de um V invertido, de larga abertura, reflecte uma larga variação da dimensão das partículas (Folk & Ward, 1957; Azevêdo, 1982). Nos extremos situam-se as amostras com menores valores de desvio-padrão - areias médias-grosseiras e conglomerados finos de matriz arenosa à esquerda, enquanto que os lutitos se situam à direita. Nestes casos, a dimensão das médias (Mz) é coincidente com a dimensão das modas dominantes nos sedimentos, interpretadas como as modas do material fornecido na área-mãe (Folk & Ward, 1957; Azevêdo, 1982; Alves, 1995).
- No sentido do vértice do V acentua-se a má calibragem e o carácter bimodal da distribuição, representando Mz a média aritmética das duas modas; a mistura e consequente má calibragem são interpretados como resultantes da falta de eficácia na selecção durante o transporte, sobre as dimensões fornecidas pela área-mãe (op. cit., 1957; 1995). Nesta situação encontram-se essencialmente os conglomerados da Formação de Aveleda.

Assim, diferenciam-se as unidades e as condições de transporte e sedimentação, especialmente com base nas litofácies conglomeráticas. Evidencia-se a pior calibragem da Formação de Aveleda e da Formação de Sampaio, sendo as relações média - desvio-padrão destas unidades, características de fluxos viscosos dos tipos debris-flow e mud-flow formando depósitos de leque aluvial (Wells & Harvey, 1987; Hubert & Filipov, 1989).

As Formações de Bragança e de Mirandela revelam condições de melhor selecção granulométrica, com características semelhantes aos depósitos de terraço do Douro e da Vilariça.

Das várias possibilidades propostas por Folk & Ward (1957) de inter-relação entre os quatro parâmetros dimensionais, e para além do diagrama média versus desvio-padrão, o diagrama desvio-padrão versus curtose, evidencia uma maior dispersão das diversas amostras interpretável em função de diferentes condições deposicionais (fig. 3.3).

A característica presença nos depósitos da Formação de Aveleda de duas modas em posições extremas, representativas de uma fracção fina e de uma fracção grosseira originais, mobilizadas em condições que não favorecem a sua calibragem, traduz-se em distribuições com valores de desvio-padrão elevados e predominantemente platicúrticas. Representam fluxos do tipo debris

flow viscosos e debris flow fluidos (Wells & Harvey, 1987), correspondentes respectivamente às litofácies Gmm e Gh, devido à diferença na relação água/sedimento.

Os depósitos da Formação de Bragança revelam condições deposicionais mais variadas e organizadas. Admite-se que a aquisição de valores elevados de curtose, represente a mistura de sedimentos selecionados em ambiente de alta energia, com uma carga depositada posteriormente, em condições muito menos energéticas. A selectividade progressiva no ambiente original, traduz-se pela evolução desde o domínio A até D (fig. 3.3), domínio onde é já evidente a relação com litofácies GtJGp e StiSp; em todos os casos a presença de finos, representa a sedimentação nas etapas de quebra acentuada de energia.

No domínio E distribuem-se essencialmente as amostras representativas de níveis com frequência variável de fracções lutítica e arenosa, em geral com distribuição bimodal.

No domínio F estão representadas areias e conglomerados finos da Formação de Bragança, sem matriz fina e que, como observado na região de Sendim, preenchem pequenos canais encaixados nos espessos níveis lutíticos. Caracterizam-se por uma distribuição unimodal normalizada (mesocúrtica) (Folk & Ward, 1957).

Associando ao diagrama desvio-padrão versus curtose o conhecimento do tipo de litofácies projectadas, a cada um dos domínios definidos de A a F correspondem condições particulares de sedimentação (fig. 3.3). Assim:

- A - condições associadas a debris flow viscosos.
- B - condições associadas a debris flow fluidos e a depósitos de lag.
- C - barras conglomeráticas.
- D - barras arenosas.
- E - elementos finos de inundação (FF) e finos em canais abandonados (FF(CH)).
- F - preenchimento arenoso de pequenos canais em planície aluvial.

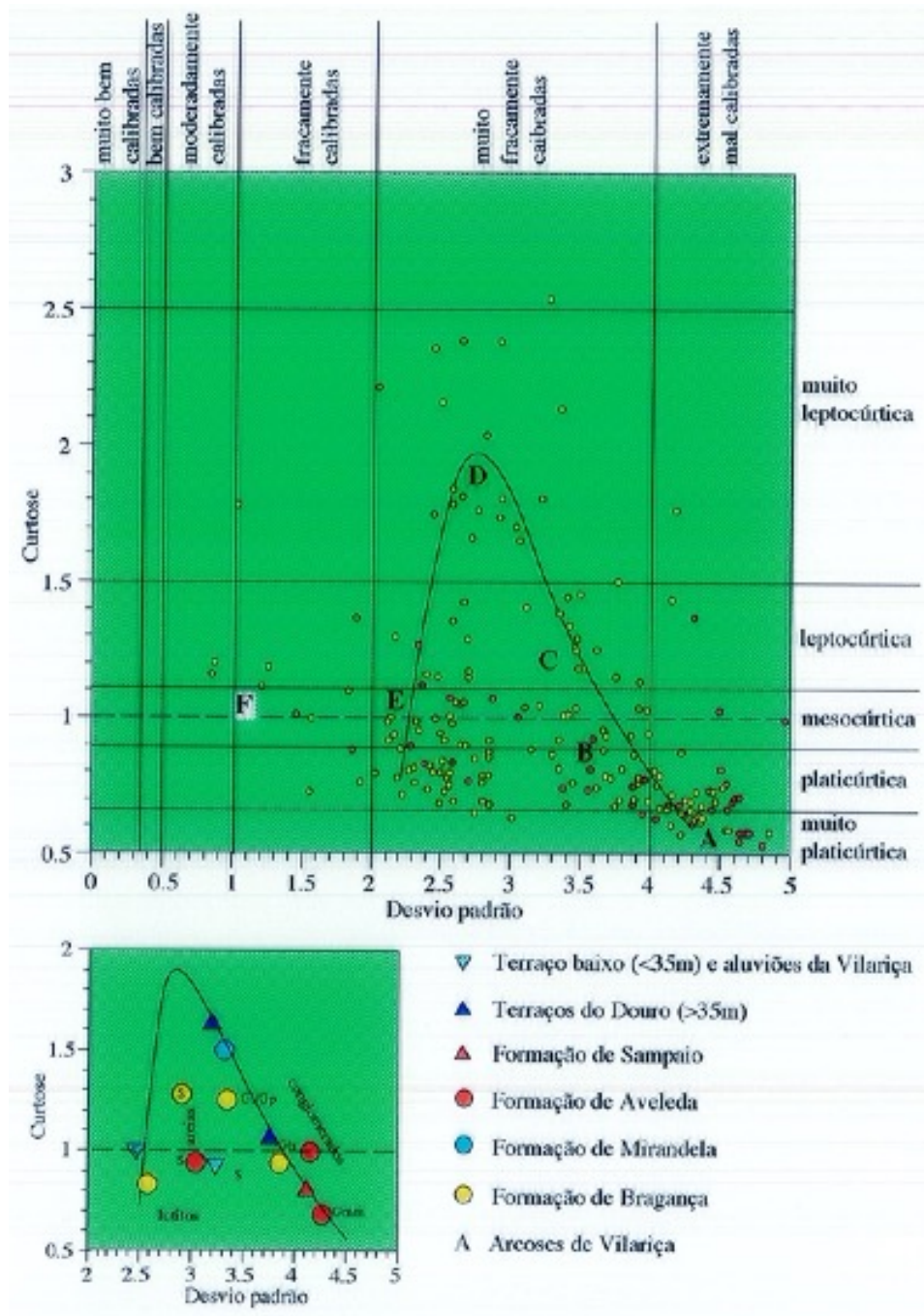


Fig. 3.3: Diagrama desvio-padrão versus curtose (Folk & Ward, 1957); projecção das amostras (em cima das Formações de Bragança e Aveleda) e das médias (em baixo).

1.3. DIAGRAMA DE PASSEGA (1957)

O diagrama proposto por Passega (1957), utilizando um valor representativo da fracção mais grosseira dos sedimentos - 1º centil (C) e a mediana (M), tem por objectivo ajudar na interpretação do processo e agente de deposição (Passega, 1957; 1964; 1977; Passega & Byramjee, 1969). No presente caso, projectaram-se pontos referentes ao par 5º centil (5C) e média (Mz) (fig. 3.3). A utilização do valor 5C, admitida por Passega (1957), visa atenuar o efeito da concentração de uma frequência significativa de partículas no primeiro intervalo da

análise (geralmente 1 a 5% entre 8 e 5.660 mm), observado nas amostras mais grosseiras (Alves, 1995); com a utilização da média em lugar da mediana, obtém-se resultado semelhante.

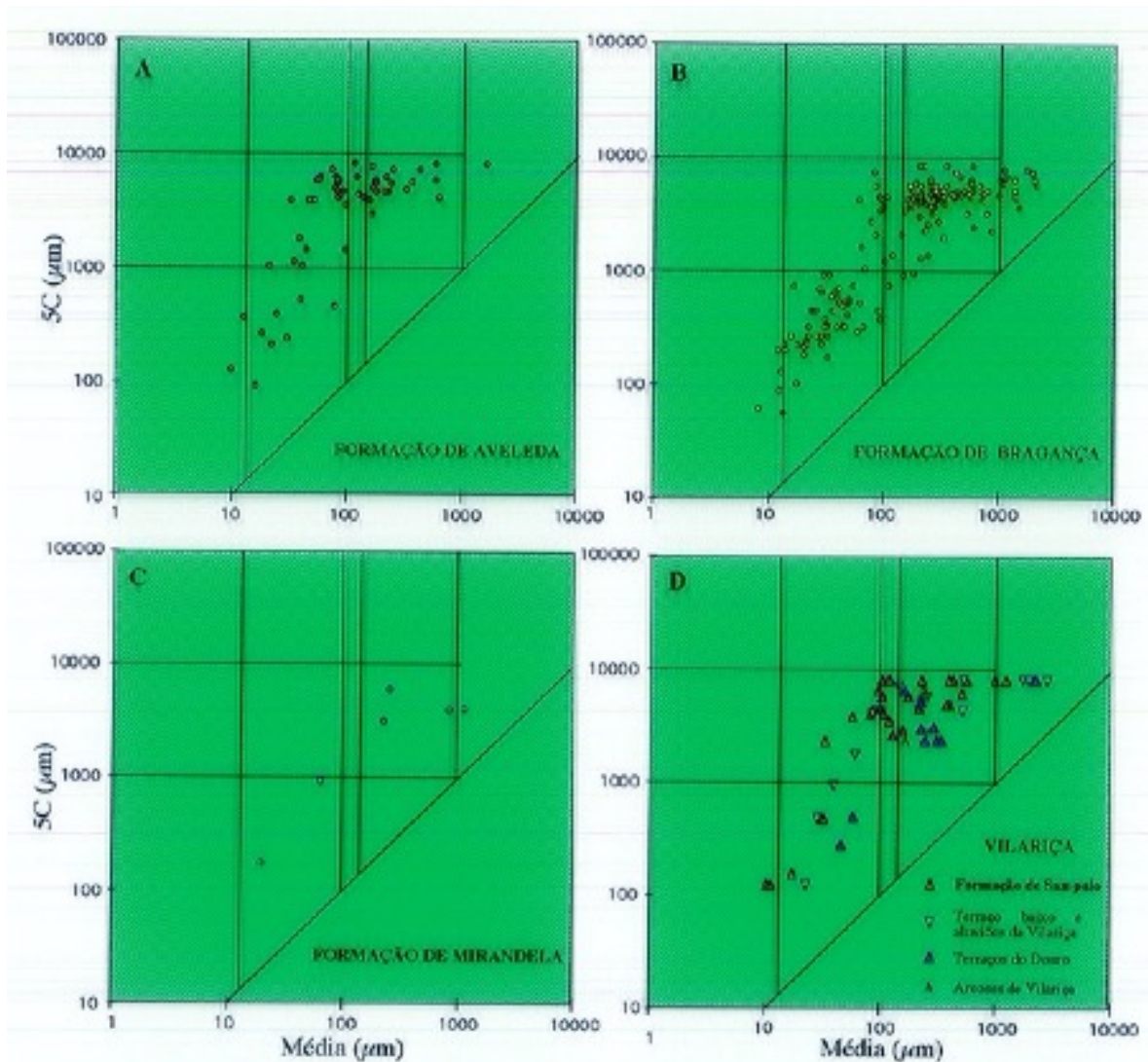


Fig. 3.4: Disposição das amostras em diagrama 5º centil (5C) versus média (Mz). Modificado de diagrama CM (Passeg, 1957).

A projecção dos pares 5C-Mz (fig. 3.4) evidencia, no caso da Formação de Aveleda (e menos claramente na Formação de Sampaio), uma larga abundância de partículas finas, no seio das quais foram transportadas partículas grosseiras. Com um ligeiro aumento da média observa-se um desproporcionado aumento de 5C, que se traduz no maior afastamento dos pontos relativamente à linha 5CMz (fig. 3.4); o afastamento das amostras relativamente à linha C=M, foi evidenciado em diagrama CM, para depósitos do tipo mudflow de leque aluvial (Bull, 1962). Só por si, este aspecto não permite a interpretação do modelo deposicional. Contudo, o conhecimento dos tipos de fluxos presentes (debris flow e mud flow), permite reconhecer que tal se deve à variação da dimensão das partículas na fonte e ao elevado poder de transporte de fluxos com viscosidade elevada (ibid., 1962).

No caso da Formação de Bragança, identificam-se condições frequentes de transporte perto do fundo do leito e por saltação, até uma dimensão limite próxima dos 2 mm, pois as partículas de maior dimensão revelam em geral formas subarredondadas, indicadoras de um transporte por rolamento, promovido por correntes tractivas com elevada competência. Este domínio está identificado no diagrama por um segmento subhorizontal, onde se concentra um número elevado de amostras (fig. 3.4). Em posição distinta contenta-se um número significativo de sedimentos finos; condições pouco frequentes de transporte em suspensão graduada, são interpretadas pela presença de um segmento definido por algumas amostras com valores proporcionais do par 5CMz (Passega, 1957; 1964; 1977; Eynon & Walker, 1974; Alves, 1995).

O afastamento significativo dos pontos relativamente à linha 5CMz deve-se ao valor elevado de 5C relativamente a Mz, interpretável como devido ao carácter turbulento das correntes, com carga abundante em suspensão e número elevado de partículas em movimento tractivo (Passega, 1957). O efeito turbulento é notado mesmo no domínio dos depósitos mais finos, justificando a muito fraca calibragem.

1.4. INTERPRETAÇÃO

Como foi inicialmente referido, a análise granulométrica ajudou a caracterizar e separar ambientes de sedimentação muito distintos, mas afigura-se difícil expressar uma relação entre as características granulométricas e os modelos deposicionais em depósitos fluviais. Contudo, se isoladamente estes dados têm valor limitado para este fim, a sua utilização em conjunto com outras técnicas, constitui não só um meio para a caracterização das diferentes unidades litostratigráficas, mas contribui também para a interpretação das condições ambientais. Da contribuição que foi sendo indicada ao longo deste capítulo, destacam-se:

A quantificação da frequência elevada da fracção lutítica nas diversas litofácies da Formação de Aveleda e da Formação de Sampaio bem como o carácter extremamente mal calibrado e a distribuição predominantemente platicúrtica nas litofácies conglomeráticas, é interpretado como resultado da origem em fluxos do tipo *debris flow*, associados a leques aluviais.

Em termos médios, aquelas unidades (Formações de Aveleda e Sampaio) podem distinguir-se das restantes em função das características granulométricas (Quadros 3.1 a 3.3).

Apesar da limitada exposição vertical dos terraços fluviais do rio Douro e da ribeira da Vilarica, os dados granulométricos permitem caracterizar estes depósitos e mostrar a semelhança, em termos de processo deposicional fluvial, com as Formações de Bragança e de Mirandela. Esta semelhança é coerente com a interpretação de um modelo fluvial entrancado para estas formações.

A utilização dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) e em particular a constituição de diagramas binários (fig. 3.2 e 3.3) salientam a variação das condições de transporte/deposição e consequentemente das cargas sedimentares a elas associadas.

2. A EXOSCOPIA NA AVALIAÇÃO DA EVOLUÇÃO MECÂNICA E QUÍMICA DOS SEDIMENTOS

2.1. TRABALHOS ANTERIORES: OBJECTIVOS E CONTRIBUIÇÃO

Os primeiros trabalhos sobre a observação da superfície de grãos de quartzo ao microscópio electrónico, foram posteriormente descritos sinteticamente por Soutendam (1967) e Margolis (1968). Destacam-se os trabalhos realizados por Krinskey & Takahashi (1962a, 1962b, 1962c) que desenvolveram trabalho experimental, simulando condições naturais eólicas, aquáticas e de abrasão glacial; observaram semelhanças na superfície dos grãos amostrados de condições naturais e experimentais e descreveram os aspectos característicos de cada ambiente. **Biederman (1962)** descreveu triângulos de dissolução como característica textural de meio aquático e marcas de choque irregulares em grãos eólicos; Porter (1962) descreveu as características de grãos de arenitos consolidados com distinção de cinco grupos texturais sem tentativa de correlação genética.

Krinsley & Funnell (1965), com recurso à microscopia electrónica de transmissão, distinguem, num contexto restrito quer temporal (Pleistocénico inferior e médio) quer espacial (cerca de 35 Km de extensão), um conjunto de texturas atribuíveis a ambientes de formação específicos e essencialmente derivados de acções mecânicas e concluem da possibilidade de distinguir esses ambientes com base nestas características:

- **Texturas de origem glacial:** larga variação do tamanho das fracturas conchoidais, relevo pronunciado, superfícies escalonadas semi-paralelas e em arco, estrias paralelas, blocos fracturados imbricados, indentação irregular de pequena escala e padrões prismáticos;
- **Texturas de origem litoral:** pequenos V indentados, pequenos sulcos, marcas de arrastamento e blocos de fractura conchoidal mais pequenos e regulares que os de origem glacial;
- **Texturas de origem eólica:** depressões meandriformes, arcos em série e marcas de ataque químico essencialmente por alargamento das marcas mecânicas.

Soutendam (1967) atribui os aspectos texturais extremamente finos observados em grãos de areia de deserto a abrasão uniforme provocada pelo transporte eólico e acções químicas que atribui hipoteticamente ao orvalho. Considera ainda típicas as marcas triangulares devido à abrasão em ambiente fluvial.

Margolis (1968) estudando grãos de praias com diferentes condições de energia, encontrou uma relação do tipo: meio de baixa energia - efeitos químicos de dissolução pela água do mar, meio de energia média - combinação de ataque químico com efeito mecânico, meio de alta energia -predomínio de marcas de impacto. Valorizou as acções químicas e introduziu pela primeira vez o conceito de imobilidade e tempo na relação entre os aspectos exoscópicos: "*O exame dos grãos de quartzo do Permo-Carbónico até ao Pleistocénico revelou que o padrão original de efeitos produzidos durante o transporte e deposição foi progressivamente modificado por marcas químicas de padrão diferente... O grau e expressão destes padrões diagenéticos é função da duração da exposição do grão à circulação meteórica e água subterrânea.*"

Não especificamente sobre exoscopia, o trabalho de **Crook (1968)** define uma modificação in situ da forma dos grãos, por dissolução atribuída a soluções ricas em moléculas orgânicas presentes nos perfis de meteorização.

Observaram-se assim, na década de sessenta, as primeiras tentativas sistemáticas de correlação entre os aspectos observados na superfície dos grãos de quartzo com recurso à Microscopia Electrónica de Varrimento (MEV), com os ambientes em que evoluíram após a libertação da rocha mãe. A aplicação do método fez-se essencialmente em materiais recentes e com representação geográfica limitada. Com alguma audácia, os autores tenderam para a generalização das conclusões obtidas com recurso a um conjunto restrito de materiais observados. Os materiais usados provinham de ambientes glaciares, fluviais, litorais, de dunas litorais e de desertos. Cada autor observou características diferentes de acordo com a origem dos grãos, em especial quando comparando grãos transportados pelo gelo, pelo vento ou sujeito às condições especiais de agressividade mecânica e actividade química da água em regiões litorais ou de plataforma continental. Os efeitos observados em grão de meio fluvial revelam-se menos característicos que os anteriores; por um lado iam sendo observados aspectos descritos para meios litorais ou marinhos (em especial marcas de ataque químico) e simultaneamente efeitos de abrasão descritos para transporte eólico e glacial, embora com escalas distintas. Embora privilegiadas as acções de natureza mecânica na interpretação dos efeitos observados, verificou-se a importância das condições químicas do meio na evolução da superfície dos grãos. Reconheceram-se marcas diversas devidas a fenómenos de dissolução da superfície do quartzo e de precipitação de sílica amorfa e cristalina na superfície. Associaram-se a condições típicas de diagénese e de pedogénese, e interpretaram-se como geradas respectivamente em condições de meio sobresaturado em sílica (marcas de precipitação) ou subsaturado (marcas de dissolução), nos quais intervêm as condições de drenagem, pH, temperatura, pressão e actividade orgânica. A presença de certos iões ou compostos é equacionada como hipotético condicionador da evolução da superfície dos grãos de quartzo, como o manganês e os óxidos e hidróxidos de ferro.

A generalização na aplicação do método implicou a utilização de grãos de origens muito diversas e embora a sua origem, fluvial, marinha, glacial ou eólica fosse referida, esses grãos reflectiam outras variáveis como idade, intensidade dos factores intervenientes ou clima. Assim, a tendência observada de usar os efeitos da superfície dos grãos de quartzo como índices ambientais pode não ser aplicável a sedimentos antigos, embora usados com sucesso no estudo de sedimentos modernos (Subramanian, 1975). Se por um lado se observam relações como distância de transporte fluvial - intensidade dos efeitos na superfície dos grãos num estudo específico, por outro lado observam-se diferenças relativamente a grãos evoluídos em cursos com dinâmicas distintas.

Hey et al. (1971) aplicaram a exoscopia como forma de esclarecimento sobre a origem marinha ou fluvial de sedimentos da Bacia de Londres, com base na observação da densidade das marcas mecânicas e na extensão da acção química. É sugerido que para iguais condições de génese e idade a drenagem do meio controla a intensidade da acção química (menor efeito para melhor drenagem).

Coch & Krinsley (1971) comparam dados sedimentológicos prévios com as observações em MEV de grãos pleistocénicos de praia-duna e laguna-estuário, observando uma correlação entre

a idade das unidades e o grau de ataque químico e obliteração das marcas mecânicas; fundamentalmente este trabalho teve por objectivo verificar se a sequência baseada no grau de obliteração dos aspectos mecânicos na superfície dos grãos, estava de acordo com a sequência das unidades definida com base em evidências estratigráficas.

Pittman (1971) faz as primeiras referências objectivas a neogénese de cristais euédricos de quartzo na superfície de grão detríticos, com descrição da sequência do seu crescimento, desde a fase de cristais numerosos incipientes até cristais de faces bem desenvolvidas se as condições físico-químicas, de espaço e tempo permitirem.

Krinsley et al. (1973) procuram na superfície dos grãos de quartzo indícios da natureza das fontes dos sedimentos da Bacia Argentina, e com base nos critérios definidos pelo primeiro dos autores em trabalhos prévios, afirmam observar materiais de origem glacial, fluvio-marinha e de dunas eólicas em climas quentes.

O atlas de texturas **de Krinsley e Doornkamp (1973)** constitui o primeiro trabalho em que se reúnem 122 imagens de grãos de mais diversa proveniências e ambientes e tem um carácter didático pela possibilidade que oferece de comparação, servindo de guia a qualquer estudo posterior de exoscopia.

O trabalho de **Subramaniam (1975)** visou uma variedade de ataques químicos sobre quartzo limpo realizados em laboratório e comparação com grãos de ocorrência natural; refere a importância da consolidação dos sedimentos em termos de efeitos na superfície dos grãos, diferentes dos verificados em grãos não consolidados, observação que limita a opinião de Krinsley e coautores, quanto à utilização dessas marcas como índices ambientais que podem não ser aplicáveis a sedimentos antigos.

Os trabalhos de Ribault constituem depois dos de Krinsley uma nova etapa nos estudos de exoscopia e reflectem *uma crescente valorização das acções de ataque químico* na interpretação das marcas observadas na superfície dos grãos de quartzo. Tal como o trabalho de Krinsley & Doornkamp (1973), o de **Ribault (1977)** constitui também um trabalho completo sobre exoscopia, com 175 fotografias e texto explicativo e interpretativo das numerosas marcas referidas.

Manker & Ponder (1978) *questionam a validade da utilização dos aspectos exoscópicos como indicador ambiental, em face de terem observado em grãos fluviais aspectos semelhantes aos descritos para praias recentes e dunas*; com base num trabalho pormenorizado de quantificação das áreas médias cobertas pelas diversas marcas em grão de diferentes locais, assinalam que o sistema fluvial envolvido no estudo, possui energia suficiente para imprimir marcas na superfície idênticas aquelas geradas pelo transporte eólico, pelo que sugerem a provável sobreestimação do efeito amortecedor da água nas investigações prévias; assinalam igualmente a abundância de efeitos não geométricos e geométricos (triângulos) de dissolução, os últimos anteriormente associados a ambientes marinhos de baixa energia.

Ly (1978) observou os aspectos da superfície de grãos de quartzo de praia e definiu a variação de acordo com a sua posição, desde a zona com efeitos de podzolização, responsáveis pela sobreposição de aspectos de dissolução-precipitação, passando pelas dunas, com predomínio de marcas mecânicas e arredondamento por acção química, até à zona imersa com forte acção química; o autor conclui que para áreas não podzolizadas as mudanças pós-deposicionais

sofridas durante os últimos 140000 anos não causaram a remoção ou substituição de aspectos texturais, pelo que estes aspectos podem ser úteis na determinação ambiental.

Trinta aspectos diferentes registados na superfície dos grãos de quartzo de areias Meso-Cenozóicas da margem continental da Groenlândia foram descritos por **Higgs (1979)** que observou uma grande abundância de aspectos superficiais de ataque químico, anteriores ao transporte e relacionáveis com a fase de libertação dos grãos da rocha cristalina, sob condições ácidas de meteorização; detecta marcas orientadas formadas pela dissolução do quartzo, características, não só de ambientes marinhos, mas também de certos horizontes pedológicos em condições alcalinas; a presença de neogénese e películas siliciosas pedológicas, anteriores ao transporte para offshore, sugerem ao autor condições de meteorização ácidas prevalentes na fonte e que a sobrevivência destes aspectos evidencia curto transporte e rápida deposição.

Al-Saleh e Khalaf (1982) observaram grãos provenientes de amostras de sedimentos recentes da planície desértica e de áreas costeiras, evidenciando respectivamente marcas de acção mecânica desenvolvidas durante o transporte nos primeiros e predomínio de aspectos químicos nos segundos, com maior número de acções de dissolução relativamente às de precipitação; supõem ainda a possibilidade de distinguir acções mecânicas fósseis daquelas mais recentes.

Embora com objectivos diferentes, pode também referir-se a contribuição da MEV no trabalho de **Pye (1983)** para a observação da formação de partículas de quartzo de dimensão silte, durante a meteorização tropical húmida em dunas de areia, por fragmentação das areias, devido à dissolução da sílica ao longo de microfracturas e deslocamentos estruturais, em grãos que sofreram deformações tectónicas em fases anteriores.

Mazzullo & Magenheimer (1987) estudaram a relação entre a forma das areias de quartzo e a sua origem; confirmam o carácter anguloso dos grãos provenientes de rochas cristalinas, com numerosos sinais da fase de cristalização; o contorno bastante arredondado e a superfície suavizada dos grãos transportados pelo vento; os contornos moderadamente angulosos e as neogénese bem definidas, produto da cimentação de rochas sedimentares com cimento silicioso; a falta de características distintivas dos grãos transportados pela água, cujos aspectos superficiais se interpretam como herdados da fonte.

A observação de aspectos de dissolução na superfície de grãos de quartzo e feldspato, neogénese e películas argilosas em sedimentos Holocénicos fluviais e da plataforma marinha marginal, permitem concluir que estes aspectos não são interpretáveis como exclusivamente derivados de diagénese em condições profundas (**Passaretti & Eslinger, 1987**).

Hodel et al. (1988) no estudo de grãos de quartzo de ambientes terrestre e subaquático modernos do talude norte do Alasca, utilizaram uma metodologia de classificação dos grãos com base na combinação de características observadas, definindo 9 tipos diferentes; o estudo da sua distribuição estatística conduziu a um conjunto de conclusões das quais destacamos:

- O aumento da abrasão com a distância de transporte fluvial, situação não extensível à plataforma onde efeitos de erosão mascaram a influência fluvial;
- O elevado número de grãos refracturados em processos modernos no litoral e em meio marinho.

O estudo levado a cabo por **Pye & Mazzullo (1994)** sobre grãos de quartzo em ambiente de meteorização tropical sugere que a maior angulosidade dos grãos mais antigos (de dunas de

diferentes idades e restantes condições semelhantes) é essencialmente devida à maior dissolução e menor extensão da reprecipitação da sílica a que foram sujeitos relativamente aos mais jovens, durante a meteorização e pedogénese pós-deposicionais; as mudanças observadas nos últimos 8000 anos, são justificadas pela presença de um clima tropical-húmido, sob o qual se desenvolvem perfis profundos de podzolização em dunas de drenagem livre em centenas de anos, resultando a dissolução da sílica em especial no horizonte A sob condições de elevada precipitação, baixo pH e alta concentração de ácidos orgânicos.

Pode pois considerar-se que a aplicação do método deve tender para a caracterização, resolução ou ajuda na resolução de casos específicos sem a ambição de excessivas generalizações.

Observa-se a possibilidade de utilizar estes aspectos para clarificar o posicionamento estratigráfico relativo de formações (Coch & Krinsley, 1971), numa sucessão estratigráfica com variação nas condições de deposição (Hey et al., 1971; Ly, 1978), estudo da origem dos sedimentos (Hey et al., 1971; Krinsey et al., 1973; Higgs, 1979), na caracterização de ambientes específicos (Manker & Ponder 1978; Al-Saleh & Khalaf, 1982; Passaretti & Eslinger, 1987; Hodel et al., 1988) ou ainda na resolução de problemas específicos de que são exemplo os estudos de evolução in situ da forma dos grãos (Crook, 1968; Pye, 1983; Pye & Mazzullo, 1994).

Em Portugal, **Azevêdo (1982; 1983)** divulga esta técnica em trabalho que esclarece também os princípios, os critérios de interpretação e a aplicação da exoscopia fundamentalmente com base na metodologia de Ribault. Aplicou o método a depósitos Cenozóicos da Península de Setúbal e introduziu o significado da maioria dos termos usualmente utilizados e sua interpretação.

Como exemplo de aplicação da exoscopia ao estudo de depósitos continentais refere-se também **Coudé-Gaussen (1985)** que confirma por este método o carácter glacial de depósitos das Serras do Gerês e Peneda, cujos grãos de quartzo se caracterizam pela presença de marcas de grande relevo do tipo concoidal, cisalhamentos e esmagamento na sua superfície e casos de retoma hídrica definida pela sobreposição de ligeiro polimento.

Pela proximidade geográfica dos materiais estudados e pela extensão, complexidade e valor do trabalho referimos **Sainz et al. (1984)** que estudaram um vasto conjunto de materiais Pliocénicos e Quaternários espanhóis de origem marinha, eólica e fluvial; destaca-se a constituição de um glossário em língua espanhola e a interpretação de uma evolução complexa de cada um dos casos estudados após a descrição dos aspectos superficiais. Concluíram estes autores sobre a facilidade de reconhecimento quando existe transporte eólico ou quando existem efeitos claros observados em meio fluvial, devido ao carácter torrencial dos depósitos estudados.

Rivera et al. (1985) descrevem algumas características exoscópicas de depósitos superficiais variados da Galiza, que confirmam a interpretação ambiental definida anteriormente.

Caballero & Sainz Donaire (1993) aplicaram a exoscopia a depósitos de Raila espanhóis, que compararam com amostras experimentais tratadas e atacadas em laboratório, tendo observado que as marcas de alteração química são mais importantes do que as marcas mecânicas e definido uma sequência evolutiva tipo:

- Fracturação e marcas mecânicas de transporte do tipo fluvial;

- Ataque químico com distintos graus de penetração, geralmente intenso deixando concavidades;
- Génese de película de revestimento e gretas posteriores, formadas provavelmente por contracção ao dissecar;
- Neogénese e instalação de cristais de caulinite.

Observaram ainda que depósitos situados mais próximo dos relevos, com maior pendente e melhor drenagem, apresentam maior número de acções mecânicas, contrariamente às situações de má drenagem que revelam ataque químico mais intenso.

Borger (1997) aplicou esta técnica, entre outras, com vista ao reconhecimento das principais fases de alteração que afectam os depósitos terciários nas proximidades dos Montes de Toledo; é dado especial ênfase à intensa alteração reconhecida em depósitos de rapa, quando em situações morfológicas favoráveis e condições de humidade suficiente do solo e sob temperatura elevada.

Em trabalhos realizados sobre depósitos fluviais do Minho (rios Minho e Lima e depósitos de Alvarães), descreveram-se as características exoscópicas de grãos de quartzo, concluindo-se da possibilidade de relacionar a variação da intensidade das acções químicas que se sobrepõem por vezes a acções mecânicas anteriores, com a estratigrafia dos terraços fluviais e com as condições de drenagem das formações (**Pereira, 1989; Pereira & Alves, 1993**). Utilizaremos a mesma linha de interpretação que nos parece a mais adequada aos objectivos de caracterização e distinção dos diferentes depósitos sedimentares.

2.2. DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO

Estudaram-se 19 amostras das diferentes unidades sedimentares descritas. Representam fácies conglomeráticas e arenosas, com matriz variável; estas amostras pretendem representar sedimentos de diferentes idades, litofácies, granulometria e alteração. Foram recolhidas entre 0.5 e 10 metros de profundidade e com evolução pedológica variável (Quadro 3.4). Inclui-se também a amostra de Estevais que representa um material sedimentar imaturo, arcósico, por vezes grosseiro, com transporte reduzido, constituído à custa de rocha granitóide e depositados no interior de um pequeno graben (Cabral et al., 1987) (fig. 1.1).

A inclusão neste estudo da amostra de Estevais visou, em especial, observar alguns efeitos existentes sobre a superfície de grãos pouco evoluídos. Neste caso, mais do que nos restantes, uma parte dos efeitos exoscópicos são herdados da fase de individualização do grão a partir da rocha-mãe, como os moldes de cristais de feldspatos e filossilicatos que dominam em certas faces (foto 3.4). Estes moldes são originalmente angulosos e podem conter ainda restos de feldspatos e filossilicatos, evidência da pouca maturidade dos sedimentos correspondentes. Em geral, essas faces estão sobrepostas por uma película de precipitação de Si (também com Al), de espessura variável, com características amorfas ou pouco cristalinas, e formada pela sobreposição de escamas ou glóbulos coalescentes; conferem às formas herdadas um aspecto arredondado e cobrem outras faces do mesmo grão. O processo de precipitação pode efectuar-se ainda nos perfis de alteração da rocha-mãe ou em fase posterior, nomeadamente durante a compactação, diagénese ou pedogénese dos sedimentos. Se nenhum outro efeito mascarar as marcas mecânicas que podem ser impressas na fase de transporte, poder-se-á identificar a idade

relativa da precipitação. A ausência de película siliciosa em partes do grão poderá significar somente a protecção de certas faces por contacto com outros grão ou uma fractura mais recente. Nas zonas mais protegidas dos grãos, depressões ou moldes, pode ter lugar a formação de neogénese, representando neste caso um tempo de imobilização que permitiu o crescimento das formas euédricas.

Dos grãos observados conhecem-se, por inerência à sua condição detrítica, as seguintes fases possíveis, eventualmente identificáveis por exoscopia:

- 1) Individualização da partícula, com reconhecimento de marcas de contacto com outros grãos, moldes e faces originais - marcas genômórficas;
- 2) Alteração *in situ*, só reconhecida se à superfície alterada por acção química se sobrepõem marcas de transporte;
- 3) Transporte, identificado pela presença de marcas de choque, marcas de atrito, pequenos arrancamentos ou fracturas de pequena a média dimensão;
- 4) Alteração no depósito sedimentar, quando se reconhecem marcas de acção química sobre marcas de transporte.

Esta sequência pode ser repetida devido à remobilização, e neste caso dá-se a remoção e/ou sobreposição de marcas relativas aos novos ciclos. Alguns trabalhos concluem sobre a possibilidade de identificar quer esta sobreposição de fases quer as condições ambientais correspondentes (Ribault, 1977; Sainz et al., 1984). Incluído no trabalho de Ribault (1977), referimos o seguinte exemplo:

- 1) Evolução pedogénica;
- 2) Evolução deltaica (em planície deltaica ou bordadura de canal);
- 3) Libertação do grão devido a subida do nível das águas;
- 4) Transporte aquático de média energia;
- 5) Nova imobilização no delta;
- 6) Nova libertação devido a subida do nível das águas;
- 7) Sedimentação num delta, no limite das influências marinhas;
- 8) Fossilização.

Nas diversas situações estudadas, também Sainz et al. (1984) sugerem, com base no registo exoscópico, a hipótese de sobreposição de ambientes distintos na evolução dos depósitos como no exemplo: diagénese - fluvial - eólico.

Em relação aos materiais agora tratados, colocam-se reservas quanto a interpretações deste tipo. Identificaram-se marcas de origem mecânica e química e as hipóteses que consideramos têm um alcance muito mais limitado do que aquelas avançadas por aqueles investigadores. A informação obtida é útil, mas como complemento à interpretação ambiental. Como foi demonstrado por outros investigadores, em meio aquático, por acção diagenética e por acção pedológica desenvolvem-se na superfície dos grãos múltiplos aspectos que dificultam interpretações do tipo ambiental (Subramaniam, 1975; Manker & Ponder, 1978).

Considerou-se em trabalhos anteriores a possibilidade da intensidade e evolução das marcas registadas apresentarem uma relação com a posição estratigráfica dos terraços fluviais, pelo que reflectiriam diferenças de idade e condições ambientais (Pereira, 1989; Pereira & Alves, 1993). Procuramos agora esta relação nos depósitos de Trás-os-Montes, na hipótese de também aqui,

o grau de expressão dos padrões químicos se relacionar com as condições ambientais, nomeadamente a duração e características da exposição do grão à circulação meteórica e de águas subterrâneas (Margolis, 1968), obtendo-se uma relação entre aspectos exoscópicos e estratigrafia (Coch & Krinsley, 1971).

No caso dos depósitos agora estudados, assinalam-se diferenças que são mais evidentes quando confrontados os aspectos descritos nos grãos do depósito holocénico da Vilariça (Grupo AEx.), com os dos restantes sedimentos.

2.2.1. Grupo AEx - Superfícies de fractura frescas

Amostra: V.25.1 (aluvião da ribeira da Vilariça) (fotos 3.1 a 3.3)

Aspectos característicos:

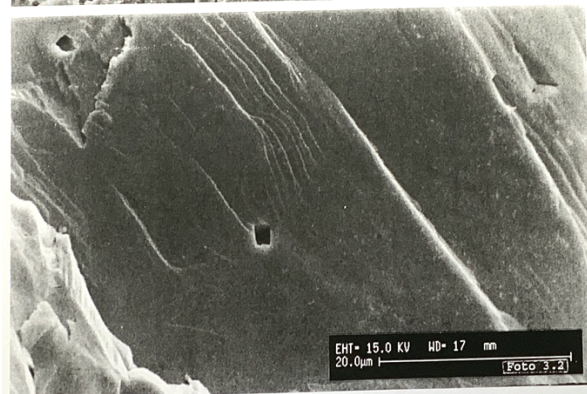
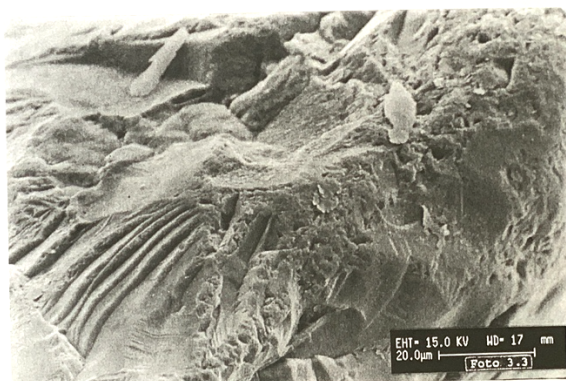
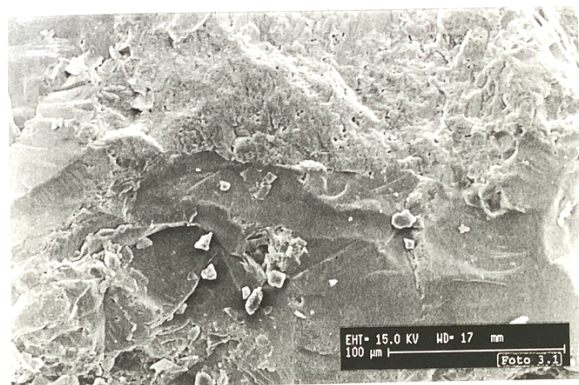
- Superfícies de fracturas frescas cortando superfícies pouco evoluídas (reduzido transporte e reduzido ataque químico).

Descrição

Abundância de superfícies de fractura não modificadas e reduzida expressão e profundidade dos efeitos químicos. As superfícies de fractura recente não têm marcas químicas sobre elas; possuem fracturas concoidais, planos de cisalhamento e depressões não modificados. As restantes superfícies têm marcas de choque, contornos angulosos e formas geométricas de dissolução de pequena dimensão. Identificam-se zonas protegidas com microblocos de contorno arredondado e faces com moldes ligeiramente arredondados. Também se observam grãos com arestas desgastadas, finamente picotadas.

Quadro 3.4: Síntese de características sedimentológicas das amostras estudadas ao MEV.

AMOSTRA	GRUPO	Prof. (m)	Cor	Fácies (Miall, 1996)	Gran. (Folk, 1965)	% argila	ESTRATIGRAFIA
V.25.1	A	2	castanha	Gh/Gt	sG	0	Aluvião da ribeira da Vilariça
Estevais	B	3	cinzenta	Gh	msG	25	Graben de Estevais
MC.5	B	4	castanha	Gh/Gmm	mG	13	Depósitos de Castelãos (FA)
V.43.5	C	1	vermelha	Gh	msG	15	Terraço Douro
V.28.2	C	1	vermelha	Gh/Gt	msG	10	Formação de Sampaio
MDL5.3	C	3	cinzenta	Gh	msG	9	Formação de Mirandela
MDL4.1.2	C	3	cinzenta	Gt	msG	11	F. de Bragança (Mirandela)
SD.1.3	C	10	vermelha	St	gS	0	Formação de Bragança (Planalto)
NB.4	C	10	vermelha	Gt	msG	9	Formação de Bragança (Bragança)
MC.11.3	C	1	vermelha	Gt	msG	17	Formação de Bragança (Macedo)
NB.21	D1	1	vermelha	Gh	mG	27	Formação de Aveleda (Bragança)
MDL7.2	D1	1	cast-aver	Gh	msG	16	Formação de Aveleda (Mirandela)
MS.3	D1	2	vermelha	Gh	msG	14	Depósitos Mós (FA?) (Bragança)
CT21	D1	1	vermelha	Gh	mG	21	Formação de Bragança (Bragança)
MC.9.2	D1	4	vermelha	Gt	msG	7	Formação de Bragança (Macedo)
MC.9.6	D1	1	vermelha	Gh/Gp	msG	18	Formação de Bragança (Macedo)
aSd.21	D1	2	cast-aver	Sp	(g)mS	9	Formação de Bragança (Sendas)
SD.1.10	D1	1	vermelha	Gh	msG	13	Formação de Bragança (Planalto)
Rio Onor 1	D2	0.5	vermelha	Gmm	gsM	39	Formação de Aveleda (Bragança)



Grupo AEx: Legenda

Foto 3.1: (am. V.25.1) Superfície com moderado ataque químico (em cima) é cortada por superfície de fractura recente sem evidências de alteração.

Foto 3.2: (am. V.25.1) Superfície de fractura com planos de cisalhamento e pequenas cavidades originais.

Foto 3.3: (am. V.25.1) As arestas evidenciam maior número de marcas de choque (Vs), fracturas de média dimensão e arrancamentos, que são geralmente associados a meios de alta/média energia.

Interpretação

Admite-se que as marcas observadas sejam relativas a :

- 1) Aspectos geomórficos, como faces não evoluídas de contacto com feldspatos;
- 2) Superfícies de alteração, com precipitação de película siliciosa que adoça algumas arestas e ligeira dissolução em alguns sectores.
- 3) Fase de abrasão, devido a transporte fluvial curto e de alta energia, responsável pelas fracturas recentes, cortando superfícies de alteração anterior, e marcas de choque frescas e angulosas nas arestas.

2.2.2. Grupo BEx - Precipitação dominante

Amostras: Estevais e MC.5 (depósitos de Castelãos, F. Aveleda)

Aspectos característicos:

Prevalece a precipitação de sílica na superfície dos grãos que evidenciam ainda formas herdadas.

Grãos não evidenciando transporte, têm a superfície homogeneizada por película de precipitação, sujeita posteriormente a dissolução pouco intensa.

Descrição

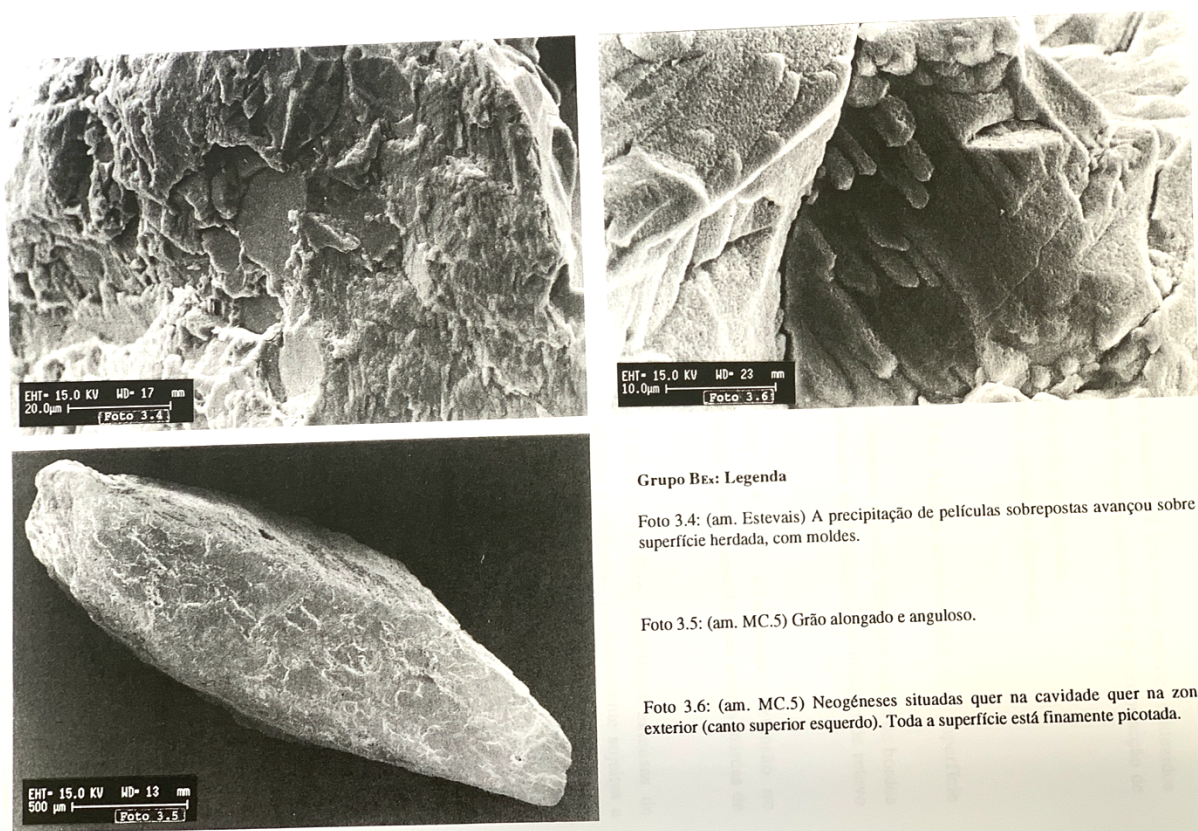
Estevais (foto 3.4): Os grãos, de configuração angulosa, não revelam qualquer marca de transporte. A superfície está suavizada pela precipitação uniforme de película que cobre zonas salientes e zonas deprimidas de morfologia herdada, com glóbulos e microblocos de bordos

arredondados. A dissolução evidencia a estrutura acamada da película de precipitação nas zonas mais expostas.

MC.5 (foto 3.5 e 3.6): Grãos subangulosos sem marcas evidentes de transporte. Identificam-se: superfícies de fractura com sobreposição de uma película de precipitação; zonas mais protegidas com microblocos agregados por precipitação posterior e pequenas neogêneses; superfície finamente picotada.

Interpretação

- 1) Libertação das partículas e sedimentação rápida, ou transporte em suspensão viscosa, com manutenção das formas originais dos grãos.
- 2) Marcas químicas que se traduzem no predomínio da precipitação de sílica.
- 3)



2.2.3. Grupo CEx - Amorfização e precipitação de sílica

Amostras: V.43.5 (terraço do Douro), V.28.2 (Formação de Sampaio), MDL.5.3 (F. Mirandela), MDL.4.1.2 (Membro de Atalaia, FB), NB.4 (M. Atalaia, FB), SD.1.3 (M. Castro, FB) e MC.11.3 (M. Atalaia, FB).

Aspectos característicos:

Marcas de choque nítidas e efeito moderado a extenso de actividade química traduzidos essencialmente pelo adoçar das formas por atrito (desgaste mecânico) e posterior acção de precipitação/dissolução.

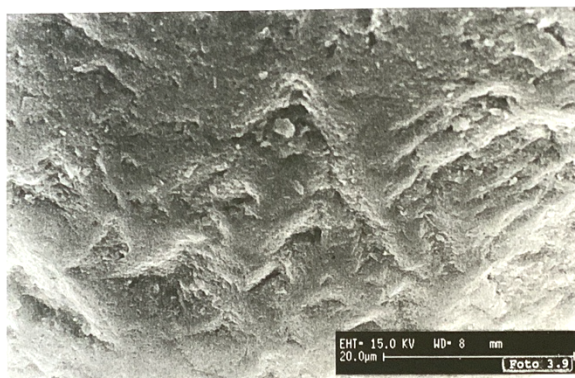
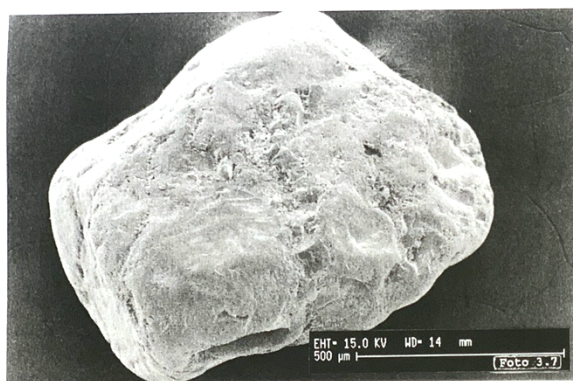
Grãos de relevo forte denunciando efeitos de alteração pronunciada.

Marcas de transporte exploradas geralmente pelo processo de dissolução.

Descrição

V.43.5 (terraço do rio Douro) (foto 3.7 a 3.9): Arestas arredondadas com superfície amorfizada pelo choque e efeitos de dissolução.

Marcas de choque - arrancamentos, fracturas concoidais grandes, cúpulas e sulcos de bordos angulosos, sobre aquelas superfícies. Efeito posterior de dissolução/precipitação de relevo reduzido e extensão média.



Grupo Cx: Legenda

Foto 3.7: (am. V.43.5) Grão subredondo moderadamente atacado por efeito químico, arestas desgastadas e com marcas de impacto.

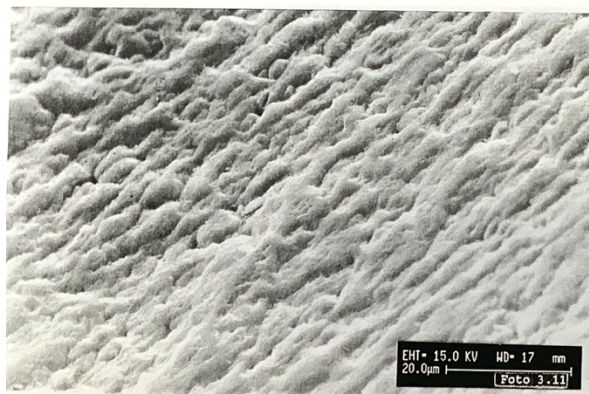
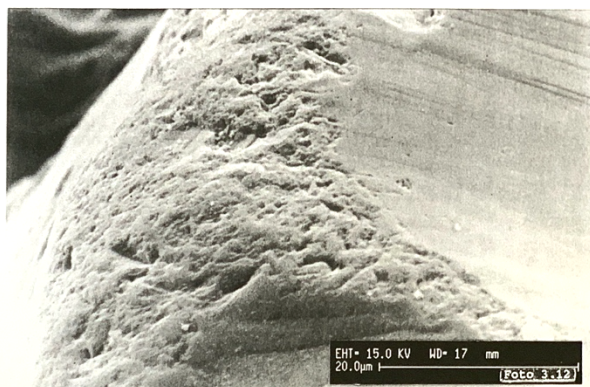
Foto 3.8: (am. V.43.5) Marcas de choque nítidas (Vs, crescentes e fracturas concoidais). A aresta com arredondamento acentuado evidencia picotado característico.

Foto 3.9: (am. V.43.5) O efeito de adoçamento das formas por atrito mascara e reduz a profundidade de figuras de dissolução geométricas formadas anteriormente.

V.28.2 (depósitos da Vilariça): Semelhante a V.43.5, com menor extensão no arredondamento das arestas, com marcas prováveis de esmagamento, mas poucas marcas de choque de grande dimensão.

MDL5.3 (Formação de Mirandela) (foto 3.10 e 3.11): Com superfícies extensas de precipitação, em escama ou neogêneses incipientes e alinhadas, posteriormente sujeitas a dissolução. Superfícies de fractura também cobertas por película. A existência de arestas arredondadas e picotadas, cortadas pelas superfícies de fractura suavizadas sugere a sobreposição de efeitos químicos aos efeitos mais evidentes na amostra V.43.5. São também evidentes as marcas de transporte.

MDL4.1.2 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.12): Película de precipitação cobre de forma quase uniforme todas as superfícies. Com menor desgaste das arestas do que MDL5.3. Semelhante às amostras anteriores nos restantes aspectos.



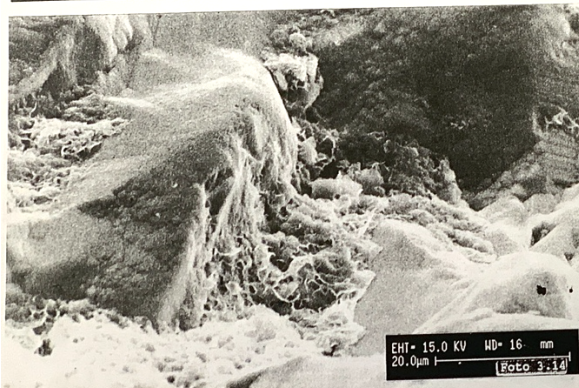
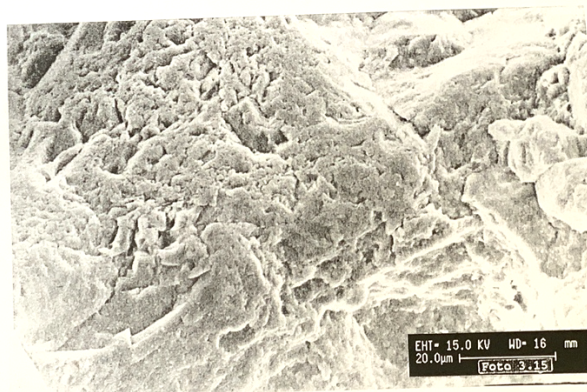
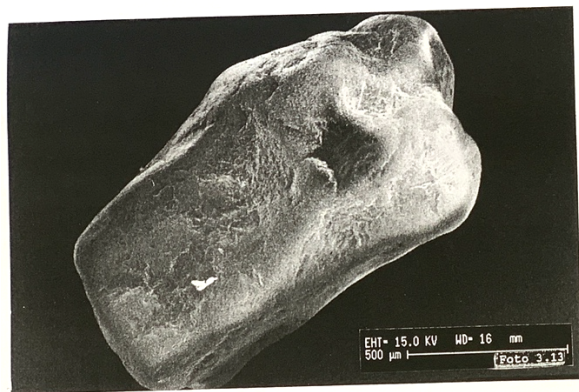
Grupo Cex: Legenda:

Foto 3.10: (am. MDL 5.3) Grão redondo de superfície homogênea.

Foto 3.11: (am. MDL 5.3) A homogeneidade observada à escala da fotografia anterior é devida a um processo de desgaste de uma superfície de dissolução/precipitação.

Foto 3.12: (am. MDL 4.1.2) Evidência do processo de arredondamento das arestas pela amorfização do quartzo sujeito a choques, com marcas de impacto e pequenos arrancamentos.

NB.4 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.13 a 3.15): Uma parte dos grãos tem arestas bem arredondadas. Agregação de edifício esquelético de filossilicatos nas depressões. Superfície revestida uniformemente por película siliciosa. Marcas de choque alargadas por dissolução, abundantes em zonas expostas (VV, cúpulas de choque). Neogêneses de pequena expressão agrupadas em zonas protegidas, também cobertas por película siliciosa. Grandes superfícies de fractura com planos de cisalhamento e precipitação posterior de sílica. Flores de sílica incipientes.



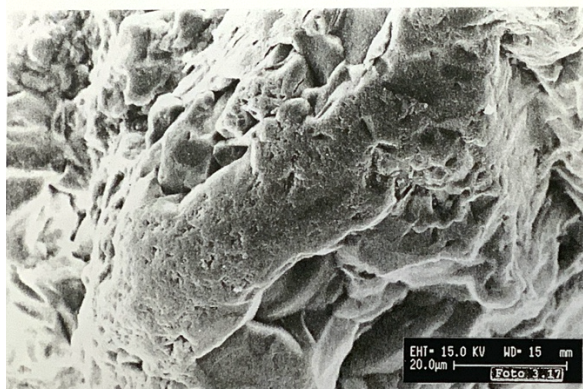
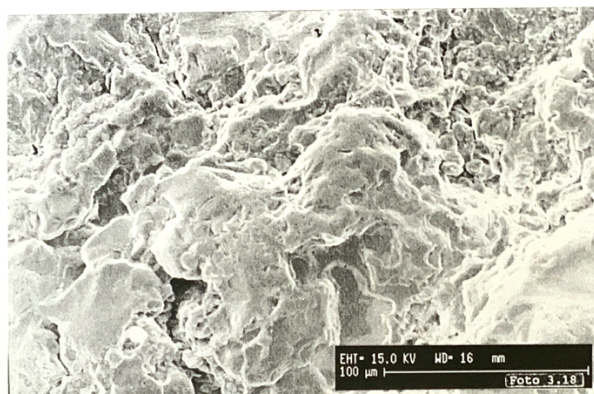
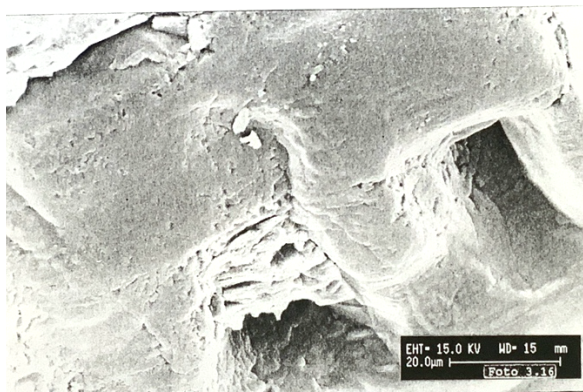
Grupo Cex: Legenda

Foto 3.13: (am. NB.4) Grão subredondo alongado.

Foto 3.14: (am. NB.4) Superfície de relevo forte com agrupamento de pequenas neogêneses e acumulação de minerais de argila em depressão.

Foto 3.15: (am. NB.4) Zona exposta do mesmo grão, onde a dissolução é mais intensa, afectando uma superfície desgastada por acção mecânica.

MC.11.3 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.16 e 3.18): Microblocos nas depressões, correspondentes a fase de dissolução, sobrepostos e fixados por espessa precipitação. Estruturas folheadas e marcas de choque. As zonas mais expostas estão bem arredondadas.



Grupo Cex: Legenda

Foto 3.16: (am. MC.11.3) Película de precipitação adocendo quer as cavidades onde permanecem restos de outros minerais, quer a zona exposta com marcas geradas em fase anterior.

Foto 3.17: (am. MC.11.3) Pormenor do arredondamento da zona mais saliente do grão, com marcas de impacto posteriormente adoçadas.

Foto 3.18: (am. MC.11.3) Uma película de precipitação oblitera, na zona exposta, marcas de choque e sobrepõe-se também a microblocos nas zonas deprimidas.

SD.1.3 (Membro de Castro, F. Bragança) (foto 3.19 e 3.20): Películas sobrepostas de precipitação mascaram em algumas zonas todas as marcas pré-existentes. As zonas mais expostas apresentam marcas de choque.

Interpretação

Intensa dissolução/precipitação de sílica na superfície dos grãos, onde é visível o desgaste das arestas e marcas de atrito com regularização da zona externa. O relevo forte, a acumulação de microblocos e o alargamento de algumas marcas que permanecem nas zonas protegidas, sugerem uma acção de dissolução que afecta também as marcas de transporte.

Sequência de acontecimentos:

- 1) Marcas de impacto devido a transporte, susceptíveis de serem interpretadas como tendo origem em meio aquoso de alta/média energia, impostas numa superfície amorfizada e suavizada, com arredondamento das arestas;
- 2) Efeito de dissolução/precipitação, acentuando o arredondamento das arestas;
- 3) Precipitação de películas de sílica em algumas zonas e escamação de zonas fragilizadas;
- 4) Dissolução com alargamento das marcas e acumulação de microblocos nas zonas deprimidas dos grãos.

2.2.4. Grupo DEX - Precipitação/dissolução intensa

As amostras revelam efeitos de *dissolução mais intensa* na superfície dos grãos.

2.2.4.1. Subgrupo D1Ex - Neogénese e dissolução predominante

Amostras: NB.21 (F. Aveleda), aSd.21 (F. Bragança); CT.21 (Membro de Atalaia, F. Bragança), SM.3 (depósitos de Mós, F. Aveleda), MC.9.2 (Membro de Castro, F. Bragança), MC.9.6 (Membro de Atalaia, F. Bragança), MDL.7.2 (F. Aveleda) e SD.1.10 (Membro de Atalaia, F. Bragança)

Aspectos característicos:

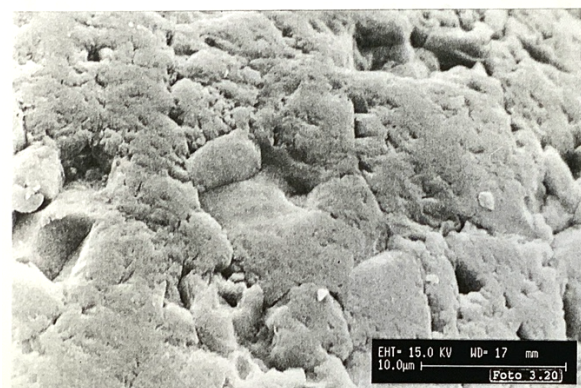
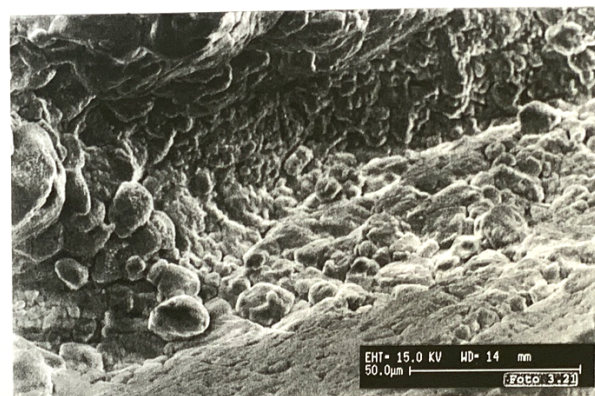
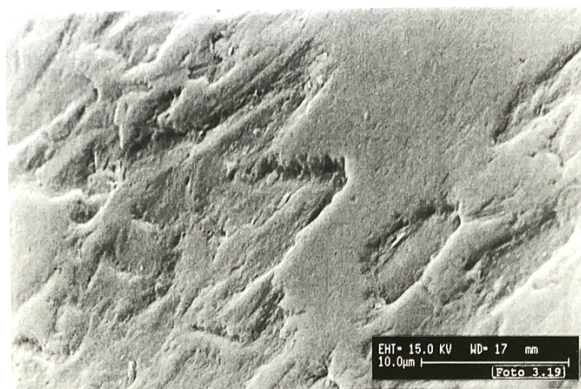
Forte acção química, com neogénese e precipitação de película siliciosa.

Dissolução evidente por escamação e penetração de marcas na película superficial mais exposta.

Descrição

NB.21 (F. Aveleda): A dissolução parece nesta amostra evidente, devido à permanência de formas triangulares alinhadas sob película de precipitação. Nas arestas, prováveis marcas mecânicas de choque foram alargadas por dissolução.

Sd.21 (F. Bragança) (foto 3.21): A combinação dissolução/precipitação conduziu a uma morfologia em que dominam os microblocos agregados em depressões e suavização da superfície. Um processo de dissolução mais efectivo, provavelmente posterior, conduziu à formação de redes de dissolução anastomosadas profundas e à escamação da sílica precipitada anteriormente.



Grupo Cx: Legenda

Foto 3.19: (am. SD.1.3) Pormenor de uma provável película de precipitação avançando sobre uma superfície mais antiga que confere ao grão um aspecto homogêneo.

Foto 3.20: (am. SD.1.3) Processo de dissolução/precipitação numa zona mais exposta do grão, com marcas de choque.

Subgrupo D1Ex: Legenda

Foto 3.21: (am. aSd.21) Uma cavidade na superfície do grão, na qual se concentra grande número de microblocos. O efeito de dissolução manifesta-se na face protegida (em 1º plano) segundo formas geométricas.

CT.21 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.22 e 3.23): Neogénese e número elevado de placas em dissolução, principalmente da película mais externa. Filossilicatos aprisionados nos crescimentos de sílica. Admite-se precipitação intensa, com neogénese e películas sobrepostas e posterior dissolução.

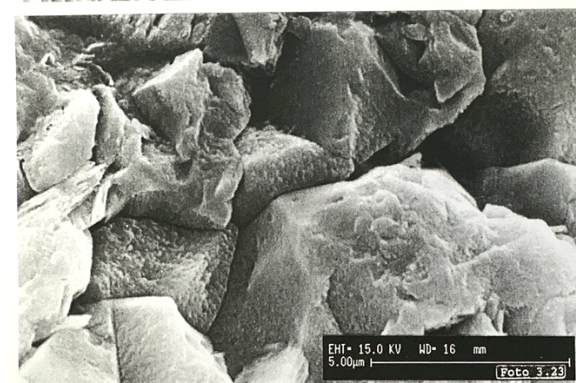
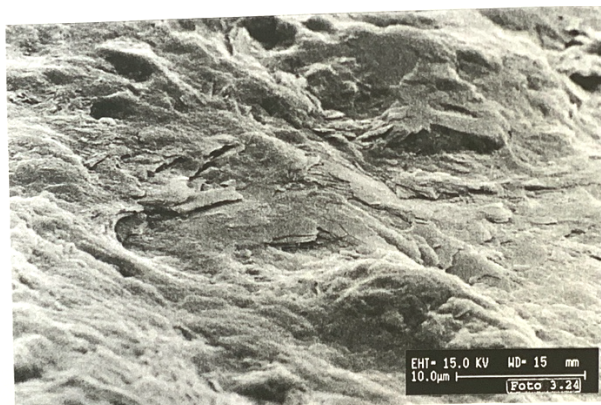
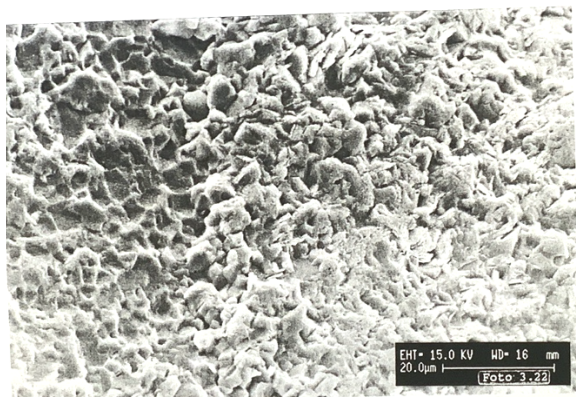
SM.3 (depósitos de Mós, F. Aveleda) (foto 3.24): Intenso processo de precipitação, definido pelo grande número de pequenas neogénese alinhadas e película de sílica, provavelmente posterior. A dissolução afectou posteriormente grandes superfícies dos grãos, com libertação de escamas e abertura de marcas de choque nas zonas mais salientes.

MC.9.2 (Membro de Castro, F. Bragança) (foto 3.25): A precipitação de película siliciosa afecta superfícies de fractura, faces herdadas e zonas deprimidas com glóbulos, arredondando todas as superfícies. A dissolução posterior revela-se pela intensa escamação.

MC.9.6 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.26 e 3.27): Superfícies de relevo acentuado, com zonas mais expostas desgastadas por atrito e com marcas de choque. Microblocos e superfície de dissolução com forte relevo; escamas de dissolução. Superfícies de fractura sobrepostas por película. Marcas de choque de bordos arredondados em algumas zonas dos grãos.

MDL.7.2 (F. Aveleda) (foto 3.28 e 3.29): Grãos de formas angulosas sem marcas visíveis de transporte. Dissolução profunda, em redes anastomosadas, com formas semigeométricas, provavelmente de películas precipitadas anteriormente.

SD.1.10 (Membro de Atalaia, F. Bragança) (foto 3.30): Zonas com moldes, depressões e superfícies de fractura adoçadas por precipitação. Arestas mais salientes com marcas de choque alargadas por dissolução e escamação da película de precipitação.

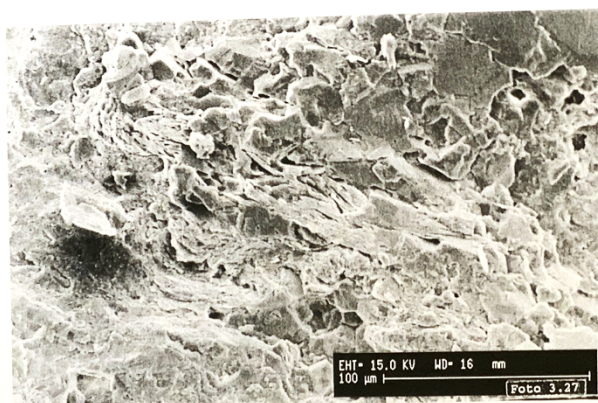
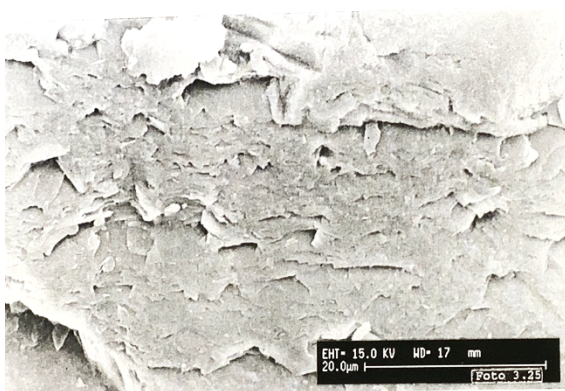


Subgrupo D1E: Legenda

Foto 3.22: (am. CT21) A dissolução atinge uma superfície que se desagrega em partículas de dimensão silte e escamas. À esquerda, toda a parte superficial do grão foi já removida.

Foto 3.23: (am. CT21) Pormenor da imagem anterior. A dissolução actua sobre possíveis neogénese ou microblocos.

Foto 3.24: (am. SM.3) Processo de escamação da superfície do grão.

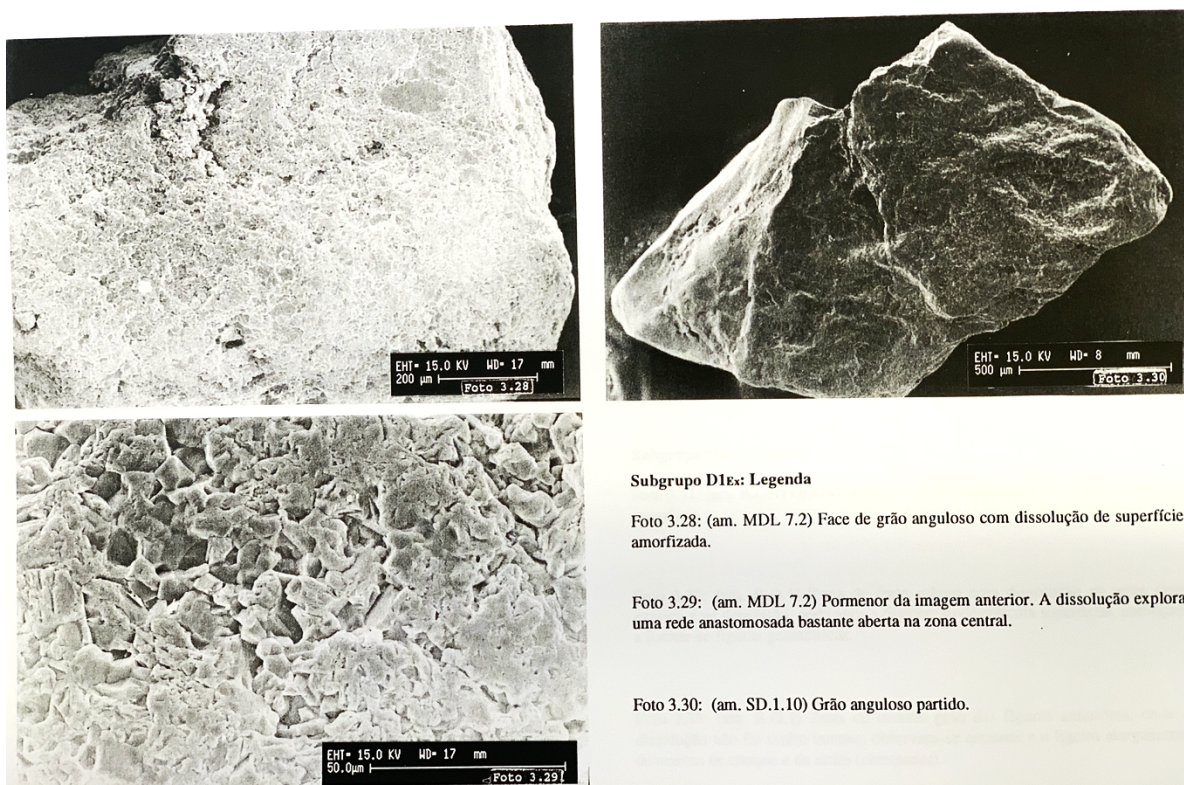


Subgrupo D1E: Legenda

Foto 3.25: (am. MC.9.2) A dissolução é interpretada com base na escamação, de bordos côncavos.

Foto 3.26: (am. MC.9.6) Grão anguloso, de superfície sujeita a intensa acção química.

Foto 3.27: (am. MC.9.6) Superfície de grão sujeita a forte acção química, com escamas de dissolução.



Interpretação

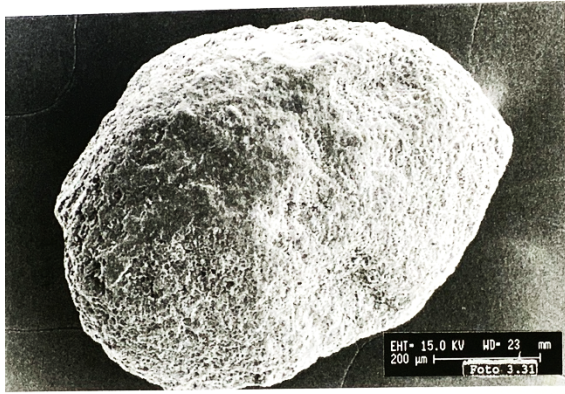
Supõe-se uma evolução do tipo:

- 1) Marcas de choque;
- 2) Precipitação após imobilização com formação de neogénese;
- 3) Dissolução predominante.

2.2.4.2. Subgrupo D2Ex - Dissolução profunda Amostra: Rio Onor.1 (F. Aveleda) (foto 3.31 a 3.35)

Aspectos característicos: O caso de dissolução mais intensa é traduzido pela amostra R.0.1, na qual este efeito penetra a película superficial, alargando profundamente prováveis marcas de choque e constituindo redes anastomosadas profundas. Atingindo a zona cristalina, a dissolução dá origem a formas telescópicas perfeitamente geométricas. A última etapa de evolução é marcada pela dissolução e neogénese incipientes no interior das depressões triangulares e estreita capa exterior em parte de grão.

Interpretação: Os grãos estiveram depositados sob condições de subsaturação de sílica e boa drenagem. A intensidade da dissolução mascara outros efeitos; algumas formas de dissolução sugerem a hipótese do alargamento de marcas de choque.

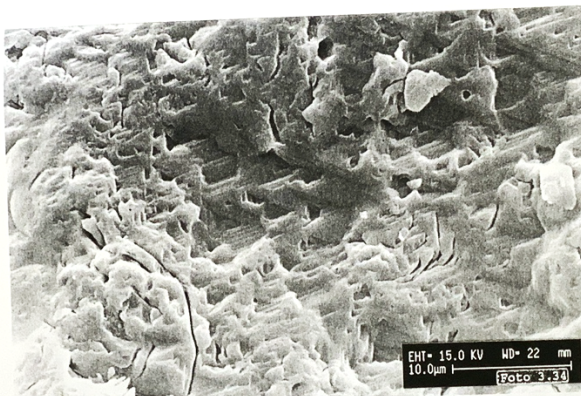
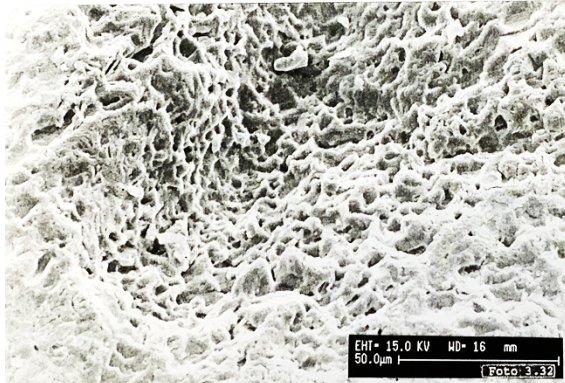


Subgrupo D2Ex: Legenda

Foto 3.31: (am. R.O.1) Grão subrolado com dissolução intensa na maior parte da superfície.

Foto 3.32: (am. R.O.1) Zona de forte relevo com dissolução na zona mais exposta e na depressão, onde após a dissolução de película superficial, começam a formar-se figuras geométricas.

Foto 3.33: (am. R.O.1) Zona do mesmo grão das figuras anteriores, onde a dissolução não foi muito intensa; observam-se escamas e o ligeiro alargamento de marcas de choque e de atrito (*centípedes*).



Subgrupo D2Ex: Legenda

Foto 3.34: (am. R.O.1) Triângulos de dissolução na zona menos exposta; alargamento de fracturas, marcas de choque e de atrito na zona externa.

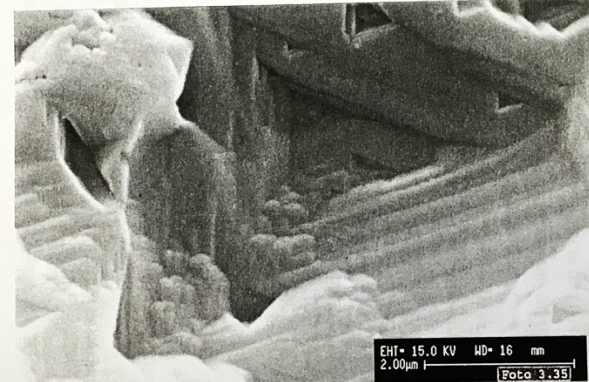


Foto 3.35: (am. R.O.1) Pormenor de triângulo de dissolução onde se observa a precipitação de pequenas neogêneses.

2.3. CONCLUSÃO

O limitado ataque químico após o transporte dos grãos, revelado na amostra V.25.1 (Grupo AEx), é uma característica distinta relativamente às restantes amostras. Esta característica, identificada num depósito recente (Holocénico), sugere que os efeitos químicos observados nas restantes amostras foram gerados essencialmente após a imobilização do grão, num espaço de tempo muito superior ao considerado nesta situação. A ocorrência de marcas de choque e grandes superfícies de fractura sem traços de ataque químico, sugere um regime de transporte de elevada a média energia que modificou a superfície original dos grãos desta amostra. Algumas partes dos grãos mantêm as características herdadas, com moldes de cristais; a existência de uma provável película de precipitação sobre estas faces caracteriza uma fase de ataque químico nos perfis de alteração da rocha-mãe.

A comparação da intensidade do ataque químico registado nas restantes amostras é difícil, pelo que se refere essencialmente o critério da existência de marcas de transporte e o predomínio de dissolução ou precipitação na evolução final dos grãos.

Tentou-se a quantificação dos efeitos químicos, exceptuando o caso referido do Grupo AEx, no qual esses efeitos são reduzidos (Quadro 3.5).

Relativamente ao Grupo BEx, considera-se que as características das amostras reflectem a ausência de marcas de transporte e uma acção química evidenciada pela moderada presença de formas de precipitação. Esta interpretação é compatível com o conhecimento prévio da proximidade destes materiais relativamente à fonte, com transporte praticamente nulo reconhecido em Estevais e reduzido dos depósitos de Castelões (Formação de Aveleda). O carácter pouco evoluído destes depósitos é confirmado pelas restantes informações sedimentológicas.

As marcas mais evidentes de ataque químico, com predomínio de precipitação, são registadas nas amostras da Formação de Bragança, integradas no Grupo CEx. Neste grupo, a amorfização da superfície dos grãos por efeito mecânico é comum também às amostras da Formação de Mirandela, Formação de Sampaio e terraço do Douro; contudo nestas unidades a acção química é menos evidente em comparação com as amostras da Formação de Bragança. Os aspectos referidos caracterizam condições enérgicas de transporte e posterior evolução com variação das condições de drenagem do meio, mas predominantemente favoráveis à precipitação de uma película siliciosa.

A maior intensidade dos efeitos de dissolução atribuídos à última etapa de evolução registada nos grãos (Grupo D), parece relacionar-se com as melhores condições de drenagem dos horizontes amostrados. As amostras assim consideradas correspondem a dois tipos de depósitos:

Em situação dominante, os depósitos que constituem a Formação de Aveleda, com pedogénese acentuada em horizontes com boa drenagem;

Depósitos dos dois membros da Formação de Bragança, representados por leitos arenosos ou de matriz essencialmente arenosa, revelando boa drenagem.

Quadro 3.5: Síntese dos aspectos interpretados por exoscopia.

AMOSTRA	GRUPO	ESTRATIGRAFIA	INTERPRETAÇÃO
V.25.1	A	Aluvião da rib. Vilariça	Formas geomórficas/alteração/transp alta energia
Estevais MC.5	B B	Graben de Estevais Dep. Castelãos	Formas geomórficas/transporte curto/precipitação após imobilização
V.43.5	C	Terraço Douro	Transp elevada energia; precip./dissol. moderada
V.28.2	C	Depósito da Vilariça	moderada
MDL5.3	C	Formação de Mirandela	moderada
MDL4.1.2	C	M. Atalaia (FB em Mirandela)	moderada
SD.1.3	C	M. Castro (FB no Planalto)	extensa
MC.9.6	C	M. Atalaia (FB em Macedo)	extensa
MC.11.3	C	M. Atalaia (FB em Macedo)	extensa
NB.4	C	M. Atalaia FB em Bragança	extensa
Rio Onor 1	D2	Formação de Aveleda (Bragança)	Dissolução/fig. telescópicas geométricas Condições subsaturação de sílica e boa drenagem
NB.21	D1	Formação de Aveleda (Bragança)	Marcas choque/neogénese/dissol. intensa
MDL7.2	D1	Formação de Aveleda (Mirandela)	Condições menos marcadas do que em D2
MS.3	D1	Depósitos Mós (Bragança)	
CT21	D1	M. Atalaia (FB em Bragança)	
MC.9.2	D1	M. Castro (FB em Macedo)	
aSd.21	D1	Formação de Bragança (Sendas)	
SD.1.10	D1	M. Atalaia (FB no Planalto)	

Os resultados obtidos revelam que a intensidade dos efeitos químicos pode ser relacionado, nas amostras estudadas, com as suas condições de drenagem e tempo de evolução pós-deposicional (Quadro 3.5). Não são sugeridas outras relações, exceptuando a possível influência da alteração pedogénica. As amostras que revelam pedogénese menos intensa situam-se no conjunto que apresenta menor intensidade de acções químicas.

3. A FRACÇÃO < 2µm

3.1. ARGILAS E CONDIÇÕES MORFO-SEDIMENTOGÉNICAS

Para fins de interpretação paleoclimática, *os minerais de argila (em solos e perfis de alteração) e os parâmetros climáticos, como precipitação e temperatura são quantitativamente relacionáveis* (Singer, 1980). É com base neste princípio que os minerais de argila têm sido utilizados como indicadores paleoclimáticos. Seja qual for a sua origem, o mineral de argila considera-se estável no seu ambiente de formação, de tal forma que existe uma relação directa entre o tipo, composição química e cristalinidade de um mineral de argila e as condições ambientais em que se formou. Contudo, existem factores diversos que limitam estas interpretações, como os que se relacionam com a natureza da rocha-mãe, topografia, actividade biológica, oscilações do nível freático, ou com o facto de nem sempre os minerais argilosos representarem produtos finais estáveis (Keller, 1970; Singer, 1980; 1984; Gálan, 1986; Gomes, 1988; Rocha, 1993).

Com base na realidade actual à superfície do globo, admite-se uma zonação climática global dos minerais de argila (Millot, 1979):

nas zonas frias, hidrólise reduzida e predomínio de alteração física que favorecem a presença de ilite e clorite;

nas zonas temperadas, actuação de alteração física e química com produção privilegiada de vermiculite e interestratificados;

nas zonas tropicais e mediterrânica com contrastes sazonais, as condições são essencialmente favoráveis à neoformação de esmectite;

nas zonas tropicais e equatoriais quentes e muito húmidas, predomínio da hidrólise, com formação de caulinite e/ou hidróxidos de ferro ou de alumínio, como a gibbsite, sendo este mineral favorecido por condições de boa drenagem.

Sem aplicação precisa a nível local ou regional, o modelo anterior salienta pela generalização, a formação preferencial de determinados minerais em função da intensidade de meteorização associada a esta zonalidade.

A relação entre as condições climáticas e os principais modos de alteração e formação de minerais argilosos é também traduzida de forma sintética por Pédro (1984) (Quadro 3.6), que define os três principais processos de alteração responsáveis pela neoformação de minerais secundários (Quadro 3.7). No caso em que os climas propiciam uma hidrólise menos agressiva (húmidos mas de temperatura atenuada ou quentes mas áridos) a alteração é do tipo atenuada com permanência nos horizontes, durante longo tempo, de minerais alteráveis e individualização discreta de argilas; neste caso o plasma argiloso provém essencialmente da herança de filossilicatos da rocha-mãe, podendo estes sofrer ao longo da evolução fenómenos de transformação (inter e intrafoliar) em fase sólida (Pédro, 1984). Para este autor, tal facto indica que, sob estas condições de clima, as neoformações, no sentido restrito, têm reduzida importância e reduzem-se quase só a hidratos de ferro independentes, constituintes húmicos e carbonato de cálcio.

Quadro 3.6: Quadro climático dos principais tipos de alteração (Pédm, 1984).

IA: índice de aridez = $P / (T+10)$; P= média pluviosidade anual T= temperatura média anual

T °C	I _A > 20	5<I _A <20	I _A < 5
< 5 (regiões frias)	Alteração aplasmogénica		Regiões desérticas Ausência de alteração
5 - 20 (regiões temperadas)	Alteração atenuada com plasma de transformação (argilas 2/1)		
> 20 (regiões quentes)	Alteração maciça com plasma de neoformação		
	Caulinite (1/1) Gibbsite	Esmectites (2/1)	
	Zona tropical húmida	Zona tropical seca	

Quadro 3.7: Processos de alteração ligados à neoformação de minerais secundários (Pédro, 1984).

Rocha-mãe	Geoquímica de alteração	Processos	constituintes secundários característicos
Rochas cristalinas	Hidrólise total (dessilicificação e desalcalinização totais)	Alitização	Hidróxido (Gibbsite)
	Hidrólise parcial (dessilicificação parcial) desalcalinização total desalcalinização parcial	Monosialitização (Si-Al)	Filossilicato 1/1 (Caulinite)
		Bisialitização (Si-(Al,Fe)-M)	Filossilicato 2/1 (Esmectites)
Rochas vítreas (vulcânicas)	Hidrólise	Alofanização	Alofana

Nas bacias em que se depositam e após a sua mobilização, as argilas passam a ser, tal como as restantes partículas detríticas, elementos herdados dos solos e perfis de alteração da rocha-mãe. De acordo com Singer (1984), a interpretação paleoclimática com base em argilas sedimentares, presuppõe que são detríticas e não foram alteradas por processos diagenéticos, que se formaram como produtos da meteorização subaérea de várias rochas numa área continental que pode, em termos gerais, ser identificada. É também esperado que, devido ao facto de terem sido isoladas dos efeitos subaéreos, as argilas não evoluam, ao contrário dos solos e perfis de meteorização. Contudo, a variação das condições ambientais em determinado meio sedimentar, pode provocar instabilidade dos minerais de argila, dando lugar a transformações ou neogénese. Também a velocidade a que se processa a transformação é variável, dificultando a interpretação.

Permanece assim a questão, não só acerca da eventual ocorrência de minerais autigénicos, como também da sua proporção e sentido em que se formaram. Saber qual o momento que caracteriza a associação mineral é pois problemático, em face da possível coexistência de minerais herdados característicos da fase de meteorização da rocha mãe in situ e minerais autigénicos que caracterizem um novo ambiente com uma evolução pedológica ou diagenética dos sedimentos.

A distinção entre argila detrítica e argila autigénica é sempre problemática e baseia-se essencialmente em critérios de morfologia, distribuição, cristalinidade, textura e estrutura, sendo mesmo assim muitas vezes difícil concluir acerca da sua origem. A confiança na

utilização de argilas sedimentares como indicador paleoclimático, depende também da dimensão das bacias analisadas; bacias de grande dimensão permitem obter uma "média" das condições em que se formaram, sendo a atribuição do factor climático mais seguro. Aspectos fundamentais como topografia, geomorfologia, selecção durante o transporte e outros factores têm que ser equacionados como influenciando o cortejo argiloso, pelo que quando analisadas duas fácies, a diferença de composição em minerais de argila não pode ser atribuída unicamente a variações climáticas e pelo menos duas variáveis adicionais têm efeito significativo na composição em minerais de argila (Singer, 1984):

- material parental devido à provável diferença de proveniência das duas fácies;
- a topografia e área de proveniência que durante os seus estádios de meteorização foi completamente diferente.

Como referido por Galán (1986), na evolução ao longo de um perfil intervêm a quantidade de água precipitada, condições de drenagem (em parte dependentes do tipo de rocha), topografia e seres vivos; Barshad (1966) traduz de forma evidente a relação entre a frequência dos minerais de argila, o tipo de rocha (ácidas e básicas) e a precipitação média anual (fig.3.5); isoladas as restantes variáveis, Johnsson et al. (1993) estabelecem uma boa correlação entre a precipitação média anual e a frequência relativa de esmectite, haloisite e caulinite, decrescendo a primeira espécie com o aumento da precipitação.

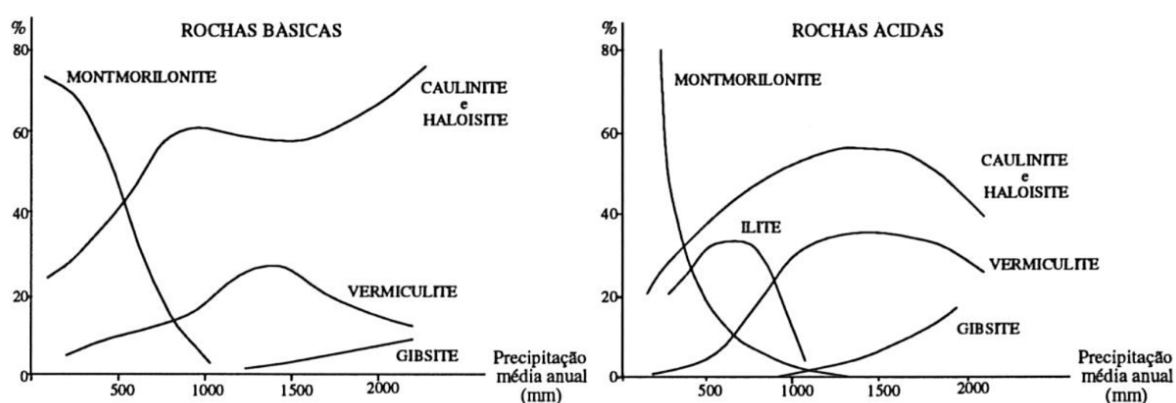


Fig. 3.5: Relação entre a precipitação e formação e frequência de minerais argilosos (Barshad, 1966).

Do conjunto de variáveis assinaladas, a drenagem é reconhecida como fundamental ao condicionar de forma significativa a mineralogia das argilas que se formam nos solos; como exemplo, verifica-se que para restantes condições semelhantes, a caulinite pode dominar em solos de escasso declive, enquanto a esmectite domina em solos formados em depressões (Kantor & Schwertmann, 1974).

As variações observadas em perfis de meteorização permitem conhecer a evolução vertical do cortejo argiloso, com minerais representativos de estados mais avançados de meteorização junto à superfície e minerais menos evoluídos nas secções inferiores. Assim, é importante reconhecer que também a taxa de erosão condiciona o cortejo argiloso herdado que atinge a bacia de sedimentação. Taxas de erosão elevadas podem ser responsáveis pela mobilização de argilas

representativas de determinadas condições paleoambientais, conjuntamente com argilas pouco evoluídas mobilizadas da base dos perfis de meteorização. Conclui-se então que se a erosão é pouco intensa, permite que os solos amadureçam e alcancem o equilíbrio com o ambiente, pelo que reflectem condições ambientais originais; se erosão é activa, remove solos e produtos meteóricos imaturos, mesmo até à rocha mãe pelo que parecerá que as argilas terão sido formadas sob climas pouco agressivos (Galan, 1986), um dos aspectos limitativos na interpretação paleoclimática dos minerais de argila. A actividade tectónica deve pois ser considerada como um factor fundamental, na medida em que afecta a taxa erosiva e consequentemente a maturidade dos sedimentos.

Em síntese, para além dos factores climáticos, foi referida a importância da intervenção de factores não climáticos como topográficos, litológicos e tectónicos, devendo considerar-se igualmente importantes a diferenciação durante o transporte devido à selecção das partículas. As transformações resultantes da diagénese pós-deposicional, por efeitos de aumento de temperatura e pressão, não foram consideradas relevantes no presente caso, especialmente devido ao carácter superficial dos sedimentos, nos quais não se reconhecem esses efeitos.

No caso das bacias terciárias coexistem geralmente três tipos de materiais: primários, erodidos directamente; secundários, erodidos das suas alterites; minerais neoformados na bacia a partir da carga solúvel. As modificações mineralógicas efectuadas no contexto da bacia são salientadas por Blanco (1991a), devido à colonização edáfica que pode afectar não só o tecto da unidade tectosedimentar (UTS) mas também os tectos das diferentes sequências de cada formação, numa acção contemporânea da sedimentação.

O contributo que o estudo da fracção argilosa pode fornecer enquanto indicador ambiental, passa pela redução das variáveis referidas anteriormente e que estão relacionadas com o cortejo presente. É conhecida a dificuldade nesta aplicação, em face das dúvidas quanto à natureza herdada, neoformada ou transformada da argilas. Os minerais autigénicos fornecem informações essencialmente sobre o ambiente de sedimentação, enquanto que os detríticos fornecem informações mais vastas e complexas que se alargam à área-fonte, aos processos de alteração, transporte e deposição (Rocha, 1993).

A frequência relativa de argilas autigénicas e detríticas deve ser variável, mas a comparação entre as argilas de níveis lutíticos e de níveis arenosos num mesmo perfil, a dominância ou não de uma única espécie e a avaliação da cristalinidade constituem os factores a considerar. Em princípio, os níveis argilosos são na origem formados por argilas detríticas, enquanto que eventuais modificações são previsivelmente mais efectivas por transformação ou neogénese em níveis arenosos e conglomeráticos. Assim, é comum que a associação autigénica possa ser dominada por um mineral que é traço ou ausente na associação detrítica (Wilson & Pittman, 1977). Por outro lado é conhecida a tendência para que a evolução mineralógica das argilas num depósito sedimentar imponha a presença de um único mineral, em substituição de um cortejo variado característico da herança de sedimentos em diversos estados de maturidade e gerados em condições distintas, nomeadamente de drenagem.

A utilização do cortejo mineralógico das argilas, frequência relativa dos vários componentes e graus de cristalinidade, tem sido utilizada, no sentido da interpretação paleoambiental de formações sedimentares cenozóicas portuguesas de origem diversa, bem como marcadores de diferentes unidades (Carvalho; 1968; 1994; Lapa & Reis, 1977; Azevêdo, 1982; Reis, 1983;

Rocha & Gomes, 1989; 1991; Cunha, 1992; Rocha, 1993; Azevêdo & Pimentel, 1994; Barbosa, 1995).

A generalizada raridade de jazidas fósseis com valor cronostratigráfico em depósitos cenozóicos no nosso país, constitui também um factor decisivo para que tradicionalmente a mineralogia das argilas seja um método de aproximação à cronologia dos sedimentos: o Paleocénico especialmente caulinítico; a presença de paligorskite é predominante em formações do Eocénico-Oligocénico (Carvalho, 1967;1968; Azevêdo, 1991), embora a sua presença local seja referida em formações mais recentes, nomeadamente da Bacia do Douro (Martin-Serrano, 1988a), do Mongego (Reis, 1983) e do Baixo Tejo (Cunha, 1992); o predomínio de esmectite é em geral associada a formações de idade situada entre o Eocénico e o Miocénico; o Pliocénico superior caracteriza-se pelo carácter acentuadamente caulinítico e a Rarla é caracterizada pela associação ilite-caulinite. O predomínio de certas condições climáticas entre as fases de meteorização e de sedimentação nas épocas referidas, traduz-se na generalização apresentada. Contudo, oscilações climáticas de ordem menor e diferentes enquadramentos morfotectónicos condicionam, por exemplo, os modelos deposicionais, sendo assim responsáveis por diferenças que se reconhecem a uma escala de tempo mais limitado, ou mesmo em variações laterais de fácies.

O recurso à caracterização mineralógica da fracção <2p.m dos depósitos cenozóicos do Nordeste Transmontano, com vista também à sua correlação estratigráfica, assume maior interesse especialmente devido à reduzida informação de que se dispõe, nomeadamente quanto às relações geométricas entre as várias unidades. A dificuldade é motivada pela reduzida extensão das depressões, pela escassez de cortes disponíveis, pela movimentação tectónica e pela ausência de conteúdo paleontológico.

Admite-se que neste contexto regional, as variações do cortejo argiloso observadas ao nível das unidades maiores consideradas, se relacionem quer com as condições climáticas quer com as condições de ocorrência. Em síntese, as unidades caracterizam-se da seguinte forma:

- Formação de Vale Álvaro, essencialmente constituída por esmectite e paligorskite;
- Formação de Bragança, essencialmente esmectítica, ou esmectítica-caulinítica, em ambos os membros, embora os níveis mais superficiais do Membro de Atalaia revelem um aumento significativo de caulinite.
- Formação de Mirandela, predominantemente caulinítica.
- Formação de Aveleda, predominantemente constituída por caulinite e ilite;
- Formação de Sampaio e Terraços do Douro, com caulinite predominante sobre ilite e esmectite;
- Terraço baixo e aluviões da Vilarica, predominantemente ílíticos, com caulinite e esmectite.

Na fig. 3.6 estão representadas as amostras estudadas, em função do conteúdo em esmectite, caulinite e ilite da fracção < 2µm, exceptuando-se a Formação de Vale Álvaro caracterizada pela associação esmectite-paligorskite.

Em seguida, interpreta-se o cortejo argiloso ao longo de alguns perfis seleccionados, perfis representativos das diferentes situações observadas.

3.2. PERFIS SELECCIONADOS

As associações mais comuns nos perfis sedimentares amostrados podem ser assim definidas:

Tipo de associação		Mineralogia
sem Paligorskite		
com esmectite	Eki	Esmectite > caulinite + illite
	EKI	Esmectite + Caulinite + Illite
	Kie	Caulinite > illite + esmectite f
	Ivke	Illite + vermiculite > caulinite + esmectite
Sem esmectite	Kiv	Caulinite > Illite ± vermiculite
	Ivk	Illite + vermiculite > caulinite
com Paligorskite	PE	Paligorskite+Esmectite
	PEIk	Paligorskite+Esmectite+Illite+caulinite

Em 20 amostras com predomínio de esmectite na fracção < 2 μ m, determinou-se a reflexão (060), especialmente com vista à identificação do mineral do grupo das esmectites. A identificação baseia-se essencialmente no espaçamento das reflexões basais que depende da natureza dos catiões intercadas, do grau de hidratação dos catiões e da presença de líquidos além da água, propositadamente introduzidos para fins de identificação (Brindley & Brown, 1980; Moore & Reynolds, 1989). O método identificou em todos os casos esmectites dioctaédricas. No teste Hofmann-Klemen, que permite a distinção montmorilonite-nontronite-saponite-beidelite por recurso à saturação com Li (Moore & Reynolds, 1989), confirmou-se o predomínio em todos os casos de beidelite; sendo rara a ocorrência deste mineral na forma pura, admite-se como dominante a situação em que a coordenação octaédrica é efectuada pelo alumínio, característica da beidelite.

O carácter dioctaédrico ou trioctaédrico é em larga parte devido à composição do material ou mineral parental. Ultrabásicas ou muito básicas produzem minerais magnesianos que tendem a originar esmectites trioctaédricas ou dioctaédricas magnesianas ou félicas. Rochas ácidas ou aquelas que contêm larga quantidade de Fe, como \square basalto, tendem a produzir minerais contendo iões trivalentes que resultam na produção de minerais expansivos dioctaédricos como nontr \square nite, beidelite ou montmorilonite. No presente caso, uma parte das amostras estudadas, com origem total ou quase total em rochas básicas e ultrabásicas (Formação Vale Álvaro), revelam, tal como as restantes o predomínio de beidelite na fracção < 21.1 μ m. Este facto revela uma provável evolução mineralógica dos sedimentos no sentido da transformação dos minerais argilosos com libertação de parte significativa de Fe e Mg.

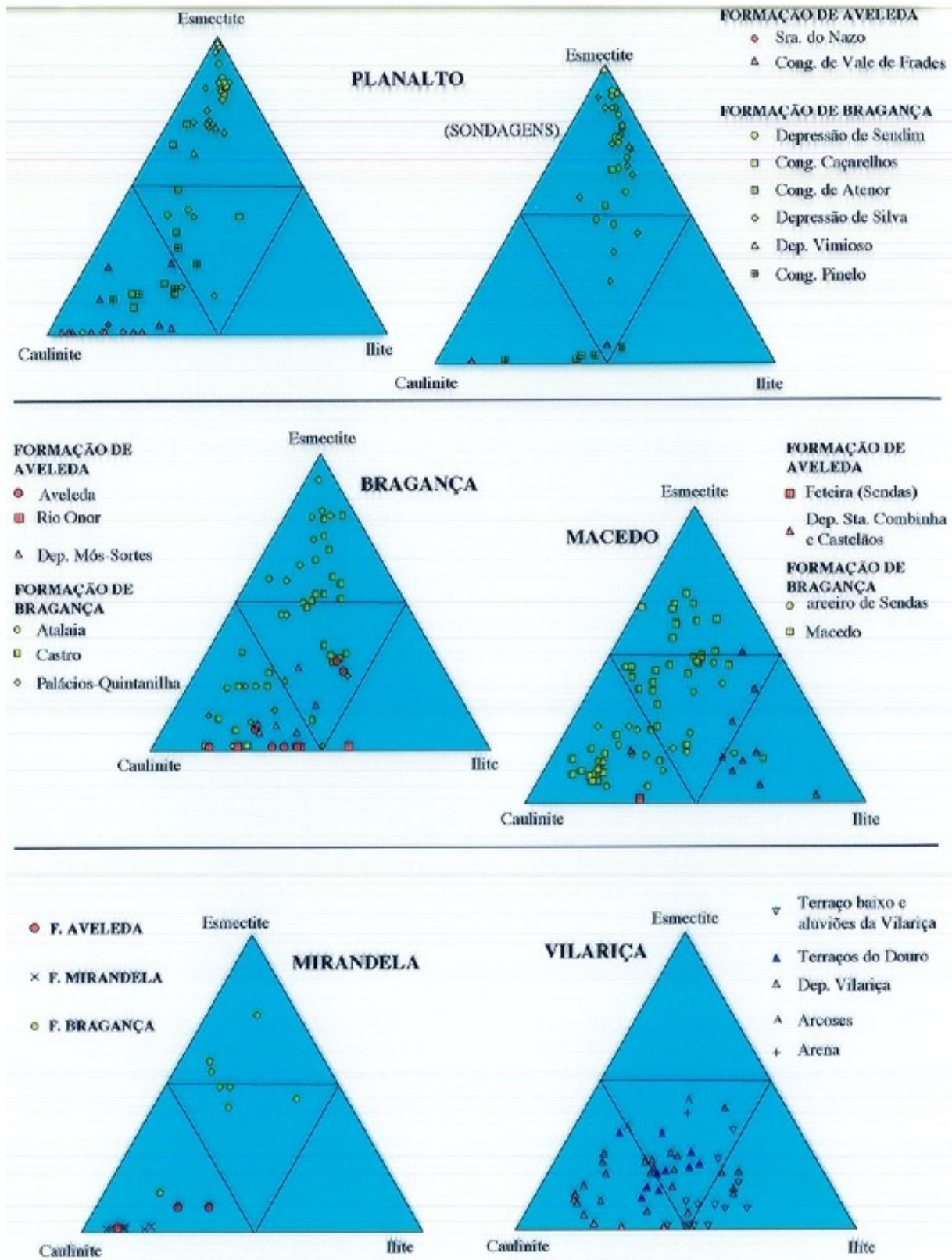


Fig. 3.6: Projecção em diagrama triangular esmeectite - caulinite - ilite, das amostras das Formações de Aveleda, Mirandela e Bragança e ds depósitos do vale da Vilariça.

3.2.1. Alterites

Sem intenção de estudar especificamente os processos de alteração, efectuou-se a recolha de algumas amostras de alterites desenvolvidas sobre diferentes litologias, com a intenção de obter alguma informação sobre a relação entre sedimentos e rocha-mãe.

3.2.1.1. Granitos

Quadro 3.8: Semiquantificação dos minerais presentes em alterites de granitos.

Perfil	Local	Rocha total	Fracção <2µm
PA3	S. C. Rossas	Qz + Mc + fk + plag + k	62(H + K) + 33Gb + Si + (10-14)
PA6	Montezinho	Qz + Gb + Mc + fk + k	87Gb + 9K + 4g + i
PA.vil.	Vilariça	Qz + Mc + fk + plag + k + e	311 + 30K + 20E + 19(10-14e)

As amostras foram obtidas próximo da superfície, em rocha facilmente desagregável mantendo a estrutura original, mas sem cobertura de solo.

A larga frequência de gibsita no granito de Montezinho, bem como nos filitos encaixantes (Quadros 3.8 e 3.9), constitui um facto saliente do conjunto de resultados. Os perfis amostrados desenvolvem-se a cerca de 1000 metros de altitude, com ocorrência de uma estação fria e húmida. Também a alteração do granito de S. Comba de Rossas revela a presença de gibsita. A presença de gibsita em solos derivados de granitos e de xistos em Trás-os-Montes é assinalada por Silva (1983) que atribui a sua ocorrência, em solos de evolução média (teores elevados de vermiculite e mica), a uma boa drenagem e elevada precipitação. É conhecida também a ocorrência de gibsita na paragénese do jazigo de Montezinho, associada a fase pneumatolítica-hidrotermal, ocorrência que se estende às apófises que penetram a rocha encaixante, embora não se considere que a presença superficial se deva a este facto. Na alterite do granito de S.C.Rossas, a DRX de uma pseudomorfose de megacrystal de feldspato indica a sua transformação em haloisite.

Salienta-se ainda a presença de interestratificados ilite-esmectite e de esmectite na alteração do granito da Vilariça.

As associações observadas são:

Gibbsite + (Caulinite + Haloisite) + ilite ± goethite

Caulinite + Mie + Esmectite + interestratificados (i-e)

As restantes amostras que são descritas em seguida, foram obtidas na base de perfis de alteração, na zona em que a rocha perde a sua coerência e mantém a estrutura original.

3.2.1.2. Rochas metasedimentares ácidas

Sobre os filitos amostrados junto à povoação de Montezinho (PA.5.1), assenta uma pequena acumulação de sedimentos pouco evoluídos, essencialmente constituídos por uma matriz silto-argilosa castanha e larga frequência de clastos (PA.5.2). Admite-se que esta acumulação se relacione com uma torrente de montanha, em acção recente. A matriz desta acumulação revela constituição semelhante à alteração dos filitos que lhe deram origem: predomínio de gibsite e presença mais abundante de caulinite e pouco significativa de ilite, vermiculite e interestratificados ilite-vermiculite (Quadro 3.9).

Quadro 3.9: Semiquantificação dos minerais presentes em alterites de rochas ácidas.

Perfil	Local	Fácies	Rocha total	Fracção <2~
PA1	Podence	Micaxisto	Qz + Mc + v + k	63K + 9i + 8g + 71ep + 5v + 5(i-v) + 3e
PA4	Portelo	Filito	Qz + Mc + k	53K + 161ep + 14i + 1le
PA5.2	Montezinho	Dep. sed.	Qz + Mc + Gb + k	45Gb + 28K + 9i + 7v + 5(i-v) + g
PA5.1	Montezinho	Filito	Qz + Mc + Gb + k + v	82Gb + 12K + i + v + (i-v) + g
PA10	Mós	Filito	Qz + FK + Plag + Cl + Mc + e	441 + 41E + 15cl + k
MDL2	Franco	Filito	Qz + Mc + cl + k + v	71K + 16i + 9v + cl + 4g
MDL6.1	Mirandela	Filito	Qz + Mc + k	67K + 201 + 9(i-e) + 4g

Os restantes perfis revelam ou condições para a formação de caulinite abundante e pouco significativa de esmectite, com presença vestigial na fracção <21µm de ilite, vermiculite, clorite e interestratificados (i-v), bem como goethite e lepidocrocite, ou esmectite e ilite abundantes e frequência reduzida de clorite e caulinite (Quadro 3.9).

Assim, observam-se três tipos de associações distintas, interpretadas como podendo representar essencialmente condições de drenagem distintas, particularmente favoráveis no caso da ocorrência de gibsite e deficiente nos casos em que é mais abundante a esmectite.

Gibsite + Caulinite + ilite + vermiculite + interestratificados (i-v) + goethite Caulinite + Ilite ± vermiculite ± esmectite ± clorite + goethite ± lepidocrocite lute + Esmectite + clorite + caulinite

3.2.1.3. Xistos verdes

A alteração que se desenvolve neste perfil sobre xistos verdes revela-se pouco evoluída, com quartzo, plagioclase, clorite e micas identificados por DRX na rocha total; a fracção <21.1m é constituída essencialmente por clorite + ilite + goethite (Quadro 3.10).

Quadro 3.10: Semiquantificação dos minerais presentes em alterite de xistos verdes.

Perfil	Local	Rocha total	Fracção <21.1m
PA8	Nogueira	Qz + plag + cl + mc	64Cl + 241 + (cl-v) + 12g

3.2.1.4. Rochas máficas e ultramáficas

O perfil sobre rocha básica situado em Nogueira (PA9), tal como o que se desenvolve nas proximidades sobre xistos verdes, apresenta um fraco grau de evolução, com clorite, vermiculite e interestratificados i-v na fracção <211m. As restantes alterites evidenciam a formação abundante de esmectite (Quadro 3.11) e a presença de vermiculite e serpentina na alteração do peridotito e a presença pouco significativa de caulinite em qualquer dos casos. Estão presentes estádios de alteração diversos, representados entre a abundância de clorite + vermiculite até à quase exclusividade de esmectite.

Quadro 3.11: Semiquantificação dos minerais presentes em alterite de rochas máficas e ultramáficas.

Perfil	Local	Fácies	Rocha total	Fracção <2µm
PA2	Podence	Vulcanito básico	Qz + Cl + v + e + mc + k + pl + g	Qz + E + Cl + i + v + k
PA7	Rabal	Anfibolito	+ E + Plag + mc + k	95E + 5k
PA11PA9	Izeda	Xisto Anfibólico	Anf + Plag + E + qz + k	Plag + Anf
	Nogueira	Blastomilonito básico	+ Cl + V	80E + 16k + 4g
PA 12	Morais	Peridotito	Anf + V + K + e + sem + talco	Cl + V + (cl-v)
				33E + 23V + 14k + (cl-v) + serpentina

3.2.1.5. Síntese das associações mineralógicas identificadas em alterites

O conjunto de dados obtidos evidencia três tipos de associações mais comuns na fracção <2µm:

Nos perfis de alteração desenvolvidos sobre granitóides e rochas metasedimentares ácidas, são mais comuns a caulinite e a ilite; podem ocorrer também esmectite, clorite e interestratificados expansivos; a gibsita parece ocorrer em condições que se admitem relacionadas com precipitação abundante e fácil drenagem.

No perfil desenvolvido sobre xistos verdes, a alteração traduz-se na presença de clorite, ilite e interestratificados;

A ilite está praticamente ausente e a caulinite ocorre com frequência reduzida, em perfis desenvolvidos sobre rochas máficas e ultramáficas; nestes perfis a fracção <2gm caracteriza-se pelo predomínio de esmectite, clorite e vermiculite.

3.2.2. Formação de Vale Álvaro

A fracção argilosa dos depósitos da Formação de Vale Álvaro é constituída essencialmente por esmectite ou por paligorskite + esmectite. Os perfis estudados revelam ausência de ilite em função da sua origem exclusiva nos maciços de ultramáficas de Bragança (perfil de Vale Álvaro) e Morais (Perfil Limãos) (fig.3.7).

A presença de paligorskite, que associada à presença de carbonatos é característica desta formação, foi também detectada em amostras de sondagem na região de Silva (S7, Planalto

Mirandês, a sul da mina em calcários cristalinos de S. Adrião) e na região de Salselas (Macedo de Cavaleiros). Em Silva, esta associação mineralógica caracteriza um nível de calcreto desenvolvido no substrato sob depósitos da Formação de Bragança. Na região de Salselas a ocorrência de paligorskite, assinalada anteriormente por Carvalho (1967), parece relacionar-se também com um processo de formação de um calcreto, que constitui a actual superfície topográfica; a amostragem efectuada num perfil com 2 metros de espessura, revela a seguinte associação, do topo para a base:

esmeclites

esmeclites+paligorskite

clorite+esmeclites+corrensite

3.2.2.1. Perfil de Limãos (Lm.1)

A estreita cobertura sedimentar que se sobrepõe ao nível de calcreto que afecta o substrato, é constituída por um leito argiloso e um nível conglomerático, com calhaus de anfíbolito e peridotito muito alterados (Quadro 2.18).

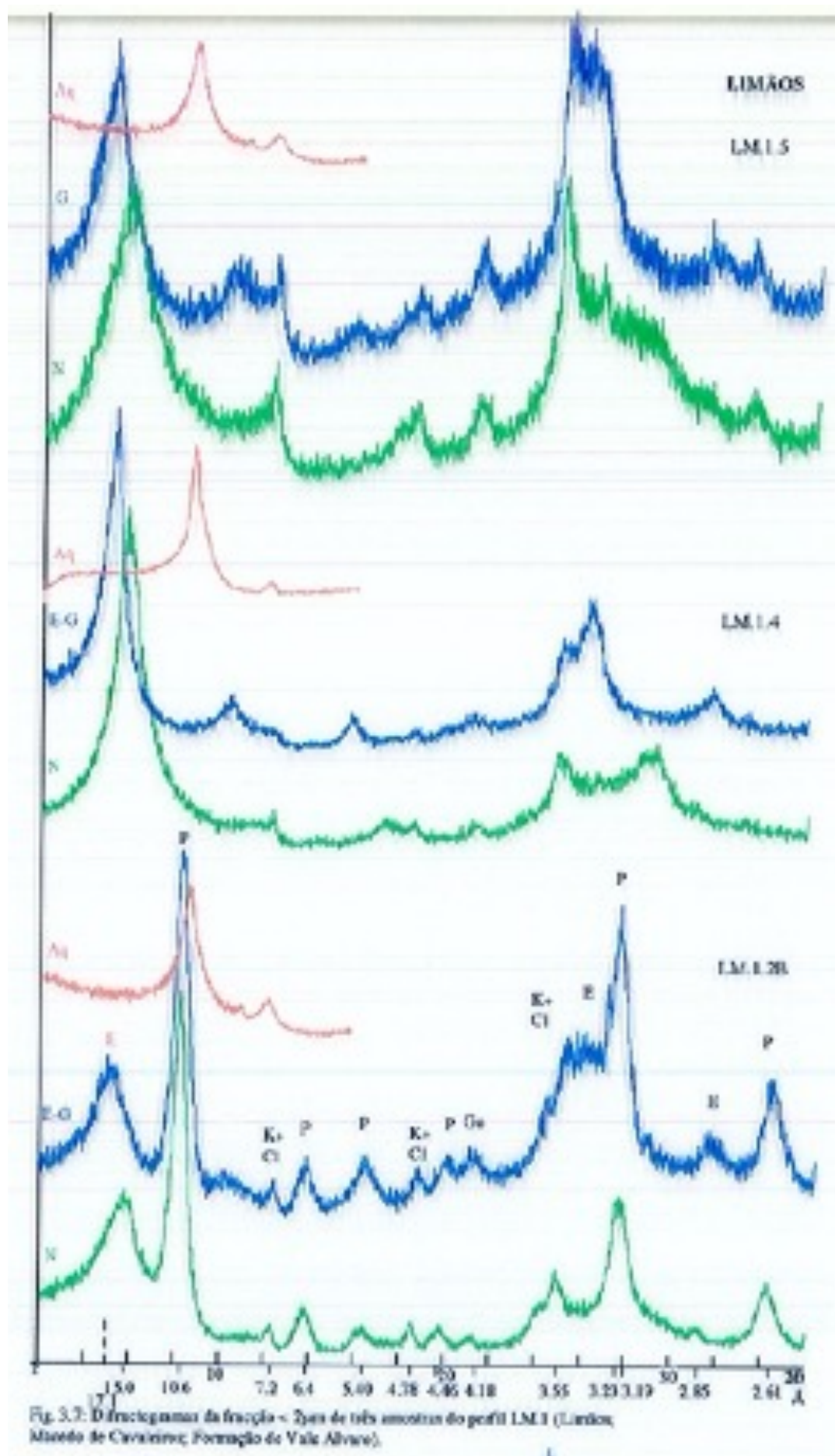
O nível argiloso (Lm 1.2A) é predominantemente constituído por paligorskite (fig.3.7). Ocorre ainda esmeclite, representadas pelo pico 15Å, cuja abertura sugere a eventual degradação destas estruturas. A clorite é vestigial, bem como a goethite.

O nível conglomerático (Lm.1.3), bem como lenticula arena-argilosa intercalada não apresentam diferenças no cortejo argiloso. A fracção argilosa é constituída por esmeclite (15.5 Å) e vestígios de clorite, interestratificados e goethite. A difracção (060) indica a presença de esmeclites dioctaédricas e o teste Hofmann-Klemen sugere a espécie beidelite.

No nível superficial (Lm.1.5), observa-se a abertura da reflexão centrada a 14.4 Å, bem como de uma banda 4.7-5 Å, admitindo-se a presença de vermiculite e interestratificados.

Assim, a meteorização reflete-se na possível degradação da esmeclite, acompanhada do ligeiro aumento da caulinite. Uma mineralogia e uma evolução vertical semelhantes são assinaladas no perfil de Vale Álvaro (Bragança).

Materiais resultantes de um processo de alteração semelhantes, são descritos na região a oeste de Zamora, afectando o substrato e sedimentos paleogénicos e aí relacionado com os depósitos vermelhos do Miocénico inferior (Martin-Serrano et al., 1989).



3.2.3. Formação de Bragança

Na fracção $< 2\mu\text{m}$ das amostras da Formação de Bragança é predominante a esmectite (fig. 3.6). E também assinalada uma frequência variável de caulinite nos diversos perfis e a presença subordinada e relativamente constante de ilite. Estão presentes, em quantidades menores, interestratificados, goethite e vermiculite. Nos níveis superficiais é comum a redução da frequência de minerais expansivos e o aumento de caulinite.

3.2.3.1. Perfis MC.9 e MC.11 (Macedo de Cavaleiros)

O cortejo argiloso é semelhante ao longo do perfil, com variação no estreito nível superficial do Membro de Atalaia (Quadro 3.12):

Quadro 3.12: Síntese das características sedimentológicas do perfil MC.9 (Formação de Bragança).

Amostra	Membro	Litofácies	Textura	% argila	Fracção $< 2\mu\text{m}$
MC.9.6	Atalaia	Gh/Gp	<i>msG</i>	18	$K > i + e$
MC.9.5	Castro	Gt	<i>msG</i>	7	$E > k + i$
MC.9.4	Castro	Fm	<i>(g)sM</i>	18	$E > k + i$
MC.9.3	Castro	Gh	<i>msG</i>	14	$E + K + I$
MC.9.2	Castro	Gh/Gp	<i>msG</i>	10	$E + K + I$
MC.9.1	Castro	Gh	<i>msG</i>	2	$E > k + i$

Topo

MC.9.6 - Banda 10-14 Å, expansível para 17 Å; reflexões 10 Å e 5 Å da ilite abertas e de fraca intensidade; caulinite dominante e vestígios de goethite (fig. 3.8).

MC.9.5 - Banda 12.5-15 Å, centrada a 14.7v; a reflexão (060) obtida em amostra desorientada revela a presença de beidelite. Boa cristalinidade da ilite e reflexão 7ik da caulinite ligeiramente aberta; vestígios de goethite e quartzo.

MC.9.4 - Esmectite e interestratificados expansíveis representados na banda 12.5-16v expansível para 17.4v, ilite de cristalinidade média e caulinite; vestígios de goethite e quartzo.

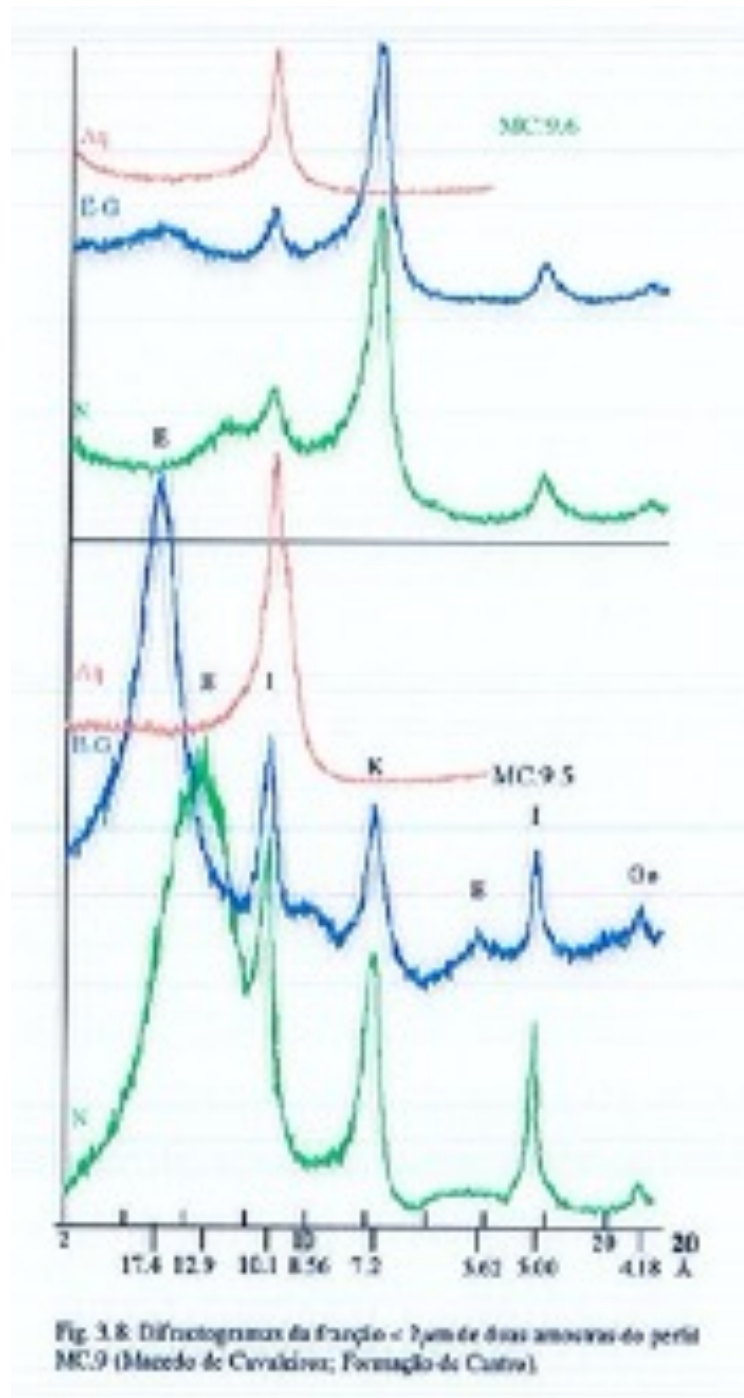
MC.9.3 - Banda 12.5-15 Å que expande para 17 Å; ilite ligeiramente aberta no sentido 10-14 Å.

(idem a 5 Å), reflexão 7 Å da caulinite ligeiramente assimétrica e vestígios de goethite e quartzo.

MC.9.2 - Semelhante a MC.9.3.

MC.9.1 - Semelhante a MC.9.5.

O perfil MC 11 tem composição semelhante ao anterior; domina a esmectite no nível argiloso do Membro de Castro; no topo (Membro de Atalaia) as reflexões da esmectite situam-se numa banda alargada 12.5-15 Å; aumenta a frequência relativa de caulinite; as reflexões da ilite e da caulinite são abertas.



Os perfis MC.9 e MC.11 (FC) caracterizam-se da seguinte forma:

Níveis areno-conglomeráticos com intercalações de níveis lutíticos. A fracção arenosa e grosseira sugere a sua origem sob condições de meteorização de intensidade média, com persistência do feldspato potássico e de aproximadamente 40% de clastos de metasedimentos, metavulcanitos e provavelmente anfíbolitos alterados. A desagregação intensa destas litologias revela alteração pós-deposicional. Esta alteração química pode traduzir condições de relativa humidade em climas temperados a quentes.

A fracção <2µm revela que os minerais expansivos são predominantes, com excepção do nível superficial (Membro de Atalaia). A beidelite (esmetite) foi identificada como mineral predominante.

A presença de uma banda situada entre 12.5 e 15 Å, expansível para 17 Å com etileno-glicol e 10 Å no aquecimento a 4900C, é admitida como podendo representar a presença de esmetites quer com Na quer com Ca como catião intercalar; admite-se também que o alargamento desta reflexão possa indicar a degradação das esmetites e a presença de interestratificados expansivos.

O nível superior dos dois perfis (Membro de Atalaia) caracteriza-se pelo aumento significativo da frequência relativa de caulinite, pela abertura e diminuição do pico 10 Å da ilite e pela maior abertura e achatamento da banda de reflexões entre 10 e 14 Å.

Os restantes dados não indicam grandes variações nas características sedimentológicas, na transição para o nível superior, pelo que supõe:

Herança da maioria das partículas que constituem a fracção argilosa, hipótese sugerida pela mistura de esmetite, caulinite, ilite e interestratificados, sem um claro predomínio de qualquer das espécies (Wilson & Pittman, 1977).

Evolução pedológica que se traduz na alteração dos componentes menos resistentes da fracção grosseira e provável degradação dos feldspatos. A fracção argilosa deverá ter sofrido alguma evolução com transformação de parte dos seus componentes bem como derivada da transformação de minerais de maior dimensão (feldspatos e moscovite).

A variação vertical nos perfis sugere, no nível mais superficial, a degradação de parte das ilites em interestratificados (10-14v) e a degradação da esmetite. Este último facto poderá ser devido, não só à sua transformação em caulinite, mas também a processo de iluviação da fracção mais fina, em condições de boa drenagem do nível superficial. Nos níveis inferiores, a ilite apresenta em geral boa cristalinidade, facto que sugere transformação pouco significativa da fracção argilosa.

Evolução possível:

Formação de manto de alteração que sob condições variáveis de drenagem (localização diversa), seria constituído por esmetite + caulinite + ilite + interestratificados. Nos perfis efectuados em alterites de rochas máficas, sem ilite, verifica-se a formação quase exclusiva de esmetite, revelando boa cristalinidade; junto à superfície as reflexões a 15 Å são substituídas por uma banda mais pronunciada entre os 12-16 Å, que traduz supostamente a degradação da esmetite.

Disponível grande diversidade litológica, com ligeira concentração de quartzo e rochas quartzosas por desagregação de parte das rochas menos resistentes. Degradação das plagioclases e maior resistência do feldspato potássico.

A disposição dos corpos sedimentares e a associação de fácies presente são características de um modelo fluvial de alta a média energia. São sugeridas condições de clima temperado com estações de humidade contrastada, com temperaturas moderadas a quentes. Estas condições deveriam prevalecer anteriormente e favorecerem a formação dos mantos de alteração referidos.

Poderá ter-se acentuado a secura com fases de exposição aérea do depósito como sugere a presença de óxidos de manganês em grãos detríticos e os indícios de hidromorfismo.

Admite-se a evolução dos sedimentos sob condições semelhantes, no mesmo sentido em que anteriormente se formaram nos perfis de alteração; este processo, sob condições de alternância estacional terá contribuído para a libertação do Fe e sua fixação na forma de goethite e hematite.

3.2.3.3. Perfil VM.4 (Vimioso)

Este perfil reflecte, de forma clara, variação na quantidade relativa de esmectite e caulinite (Quadro 3.13). O nível inferior lutítico (VM.4.1), sugere a maior preservação dos minerais herdados. O nível superficial grosseiro, provavelmente do Membro de Atalaia, revela uma evolução pedogénica que se traduz no empobrecimento em expansivos e enriquecimento em caulinite, bem como na transformação de parte da ilite.

Quadro 3.13: Mineralogia da fracção < 2µm do perfil VM.4.

Amostra	Membro	Litofácies	Folk (1965)	Fracção < 2µm	Associação < 2µm
VM.4.2	Atalaia ?	Gh/Gmm	<i>mG</i>	77K + 6I + 4V + vest i-e + i-v + 13g	Kie
VM.4.1	Castro?	Fm	(g) <i>sM</i>	58E + 25K + 12I + 5g	Eki

3.2.3.4. Perfil SD.1 (Sendim)

A sucessão de leitos constituídos essencialmente por areia fina e lutitos, têm estreitos níveis areno-conglomeráticos intercalados. Estes níveis revelam grande constância na composição das argilas, fracção com grande predomínio de esmectite (70 a 90%). Esta, possui uma reflexão intensa a 15 Å expansível para 17 Å quando saturada com etileno-glicol e colapsa para 10 Å quando aquecida a 490°C. A presença de ilite e caulinite é pouco significativa, sendo detectados vestígios de quartzo (fig. 3.9, am. SD.1.9). O largo predomínio e cristalinidade da esmectite ao longo do perfil, sugerem o seu carácter essencialmente autigénico.

A DRX efectuada sobre a fracção < 2µm do nível conglomerático vermelho do topo (Membro de Atalaia), que corta erosivamente a sucessão inferior, revela uma banda centrada a 12.5 Å, um pico a 10 Å aberto e um aumento da intensidade da reflexão a 7 Å. Nota-se a particular dificuldade no colapso da caulinite a 490°C, conseguido posteriormente por novo aquecimento (fig. 3.9). O aumento relativo de caulinite e a degradação da esmectite é interpretado como resultante da evolução meteórica do nível superficial.

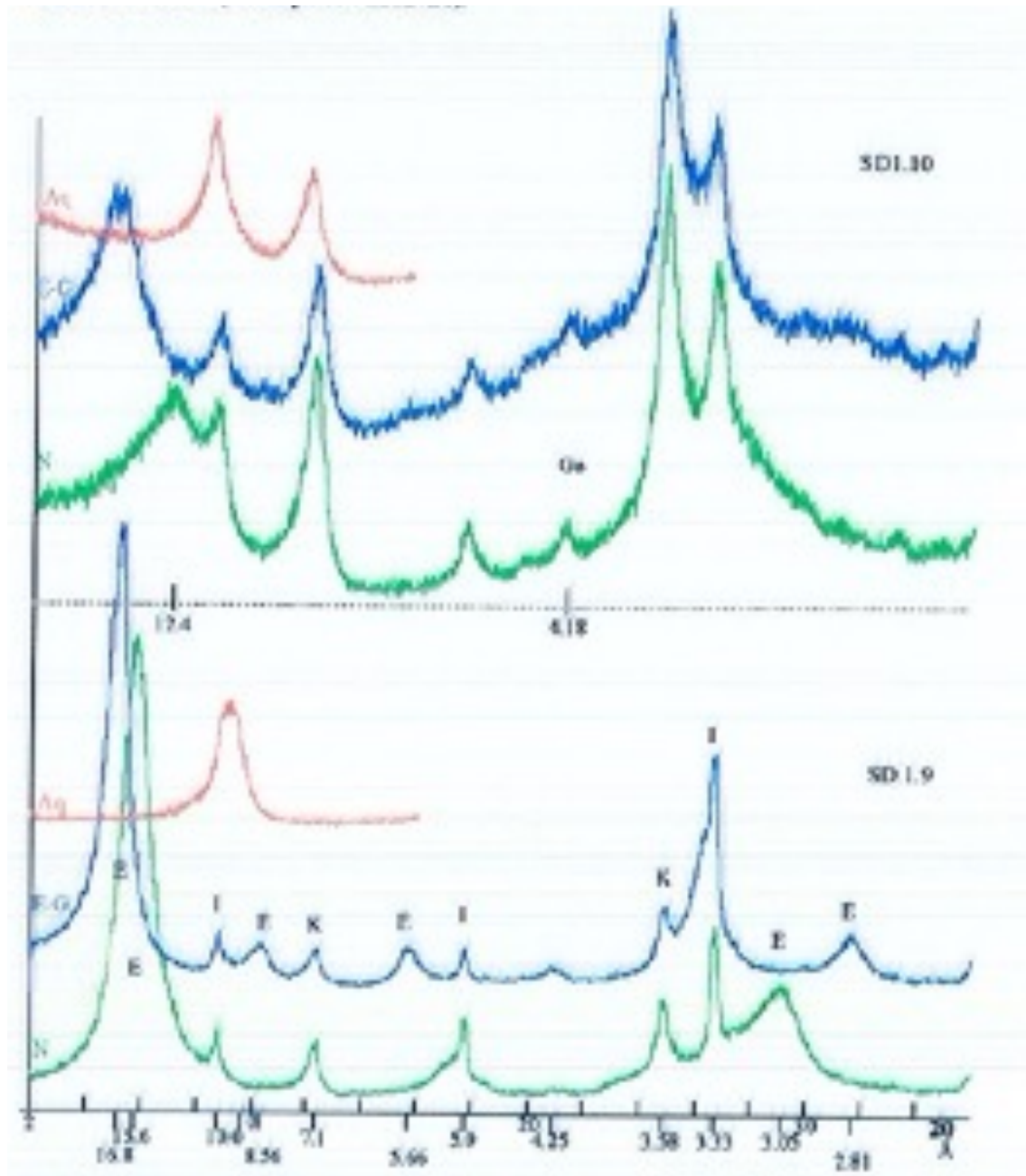


Fig. 3.9: Difractogramas da fracção < 2µm de duas amostras do perfil SD.1 (Sendim, Planalto Mirandês; Formação de Bragança).

3.2.4. Formação de Mirandela

A Formação de Mirandela caracteriza-se pelo seu carácter conglomerático maciço, feldspático, esbranquiçado a rosado e uma fracção argilosa caulinítica (fig. 3.10). A composição da fracção arenosa traduz uma larga contribuição de rochas granitóides e a fracção grosseira de fácies quartzosas e quartzíticas do substrato metasedimentar; a estrutura deposicional do depósito reflecte o enchimento de um paleovale, por fluxos aquosos de alta energia não efémeros.

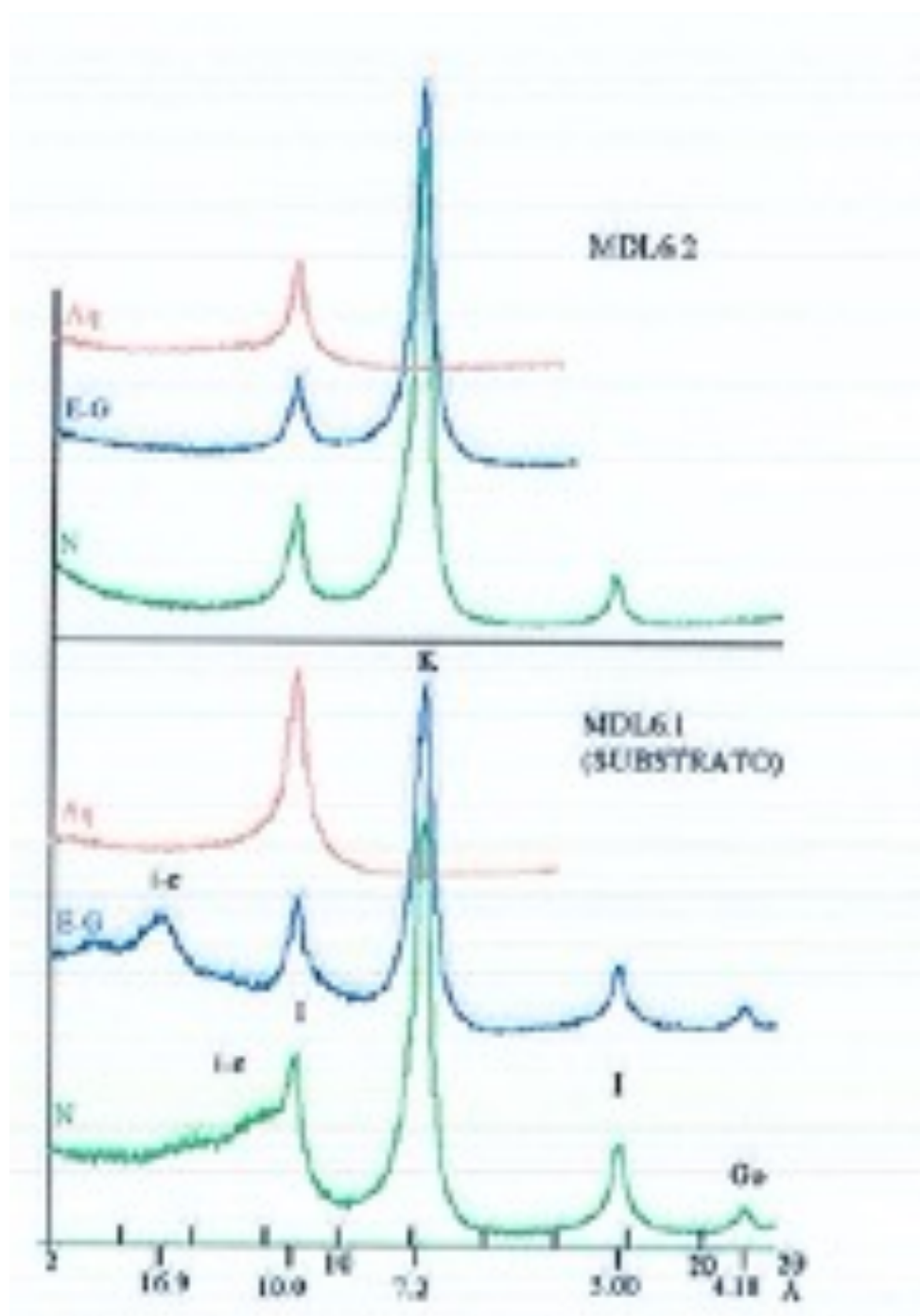


Fig. 3.10: Difractogramas da fracção < 2µm de amostras do perfil MDL6 (Formação de Mirandela).

No perfil MDL6 amostrou-se o xisto que constitui o substrato alterado (MDL6.1) e o depósito sedimentar subjacente (Quadros 2.5 e 3.9). A alteração do xisto revela um domínio da caulinite sobre ilite e interestratificados (10-14e) e vestígios de goethite. Os níveis sedimentares revelam largo predomínio de caulinite sobre ilite e a ausência de expansivos (fig. 3.10). A caulinite revela boa cristalinidade em ambos os casos.

O carácter caulinitico da fracção argilosa constitui, em conjunto com a natureza específica das restantes fracções, um aspecto identificador da Formação de Mirandela. As condições relativas a esta unidade são interpretadas no § 3.3.3 deste capítulo (pag. 247).

3.2.5. Formação de Aveleda

Esta formação caracteriza-se pela associação caulinite-ilite (KI e IK) na fracção < 2µm. 3.2.5.1.

Perfil Rio de Onor

Quadro 3.14: Mineralogia da fracção < 2 µm do depósito de Rio de Onor (Formação de Aveleda).

Amostra	Litofácies	Folk (1965)	% argila	Fracção < 2µm	Associação
R.0.1	GmmFm	mG	40	61K + 211 + 4V + 2(i-v) + 12g 451	KI
R.0.2		(g)sM	30	33K + 22g	IK

A fracção <2µm apresenta as seguintes características (Quadro 3.14):

- nível lutítico intercalar (R.0.2) é constituído essencialmente por ilite e caulinite, em ambos os casos com boa cristalinidade (fig. 3.11).
- No nível conglomerático do topo, revela-se a presença de vermiculite e interestratificados 10-14v, acompanhados da degradação da ilite (fig. 3.11). Assim, admite-se evolução do tipo Ilite --> (10-14v) --> Vermiculite, por acção pedogénica (Vicente et al., 1991), situação comum a outros perfis estudados.
- É detectada a presença abundante de goethite, com reflexões bem definidos a 4.17/4.15 Å e 2.68 Å.

Os dados sugerem que os sedimentos representam materiais disponíveis nas vertentes, pouco maduros, com abundância de ilites e posteriormente transportados. A sua degradação posterior, com transformação parcial em interestratificados 10-14v e vermiculite no nível superficial, terá sido acompanhada também pela hidrólise dos clastos menos resistentes e neoformação de caulinite.

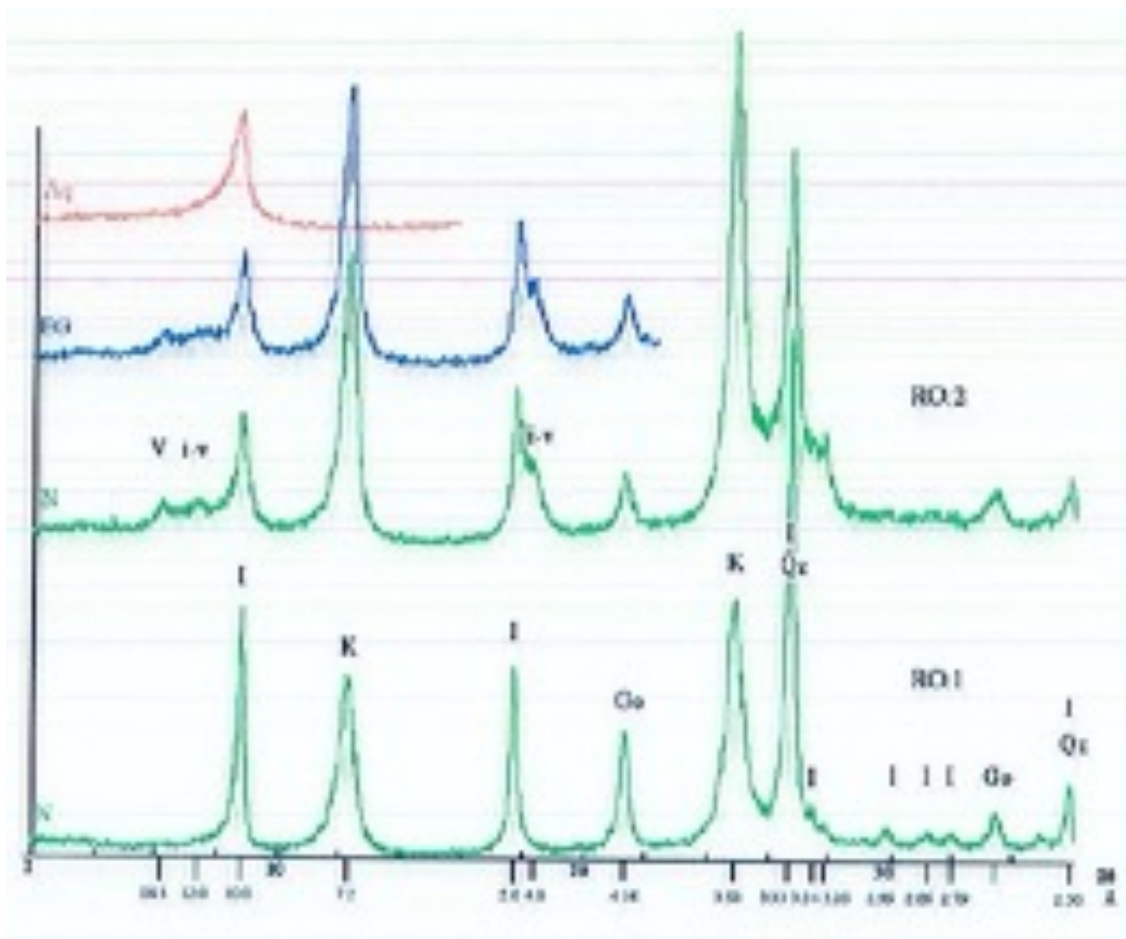


Fig. 3.11: Difractogramas da fracção < 2µm de amostras do perfil Rio de Onor (Formação de Aveleda).

3.2.6. Formação de Aveleda sobre a Formação de Bragança

Perfil Norte de Bragança (NB)

Neste perfil descrevem-se e diferenciam-se as características da fracção <2µm das duas unidades presentes - Formação de Aveleda e Formação de Bragança (Quadro 3.15).

As Formações de Aveleda e de Bragança apresentam características distintas quanto à mineralogia da fracção < 2µm, revelando-se 3 tipos de associações mineralógicas:

- A associação do tipo KIV é característica da Formação de Aveleda (NB18 a 21):
 - Caulinite + ilite abundantes, associadas a interestratificados (10-14v), vermiculite e goethite;
- A associação do tipo Eki é característica da Formação de Bragança (NB 1 a NB 11):
 - Esmectite 15Å abundante, vestígios de interestratificados 10-14e e goethite frequente; ilite e caulinite pouco abundantes e lepidocrocite em algumas amostras.
- A associação do tipo Kie parece resultar de uma associação do tipo Eki, com degradação da esmectite por acção pedogénica, nos níveis próximos da superfície topográfica (NB 12 e 13).

Quadro 3.15: Mineralogia da fracção < 2µm dos depósitos situados a Norte de Bragança.

Amostra	Formação/ Membro	Litofácies	Textura Folk (1965)	% argila	Argilas	Assoc.
NB21	F. Aveleda	Gh	<i>mG</i>	27	75K + 16i + 9g	KIv
NB20	F. Aveleda	Gmm	<i>mG</i>	28	53K + 34I + 6v + (i-v) + 6g	KIv
NB19	F. Aveleda	Fm	<i>gM</i>	23	54K + 29I + 6v + (i-v) + 11g	KIv
NB18	F. Aveleda	Gh	<i>mG</i>	18	49K + 37I + 8v + (i-v) + 6g	KIv
NB13	M. Atalaia	Gh	<i>msG</i>	17	49K + 16e + 9i + 26g	Kie
NB12	M. Atalaia	Fm	<i>(g)sM</i>	24	48K + 18e + 17i + 17g	Kie
NB11	M. Atalaia	Fm	<i>sZ</i>	19	71E + 12k + 7i + 10lep	Eki
NB10	M. Atalaia	Sh	<i>mS</i>	11	73E + 12i + 7k + 5g + 3lep	Eki
NB9	M. Atalaia	Gt	<i>msG</i>	9	60E + 14k + 10i + 16g	Eki
NB8	M. Atalaia	Sp	<i>gmS</i>	14	90E + 5k + 3i + 2g	Eki
NB7	M. Atalaia	Gh	<i>msG</i>	17	58E + 12i + 10k + 11lep + 9g	Eki
NB6	M. Atalaia	Sp	<i>(g)mS</i>	10	77E + 9i + 8k + 6g	Eki
NB5	M. Atalaia	Sp	<i>gmS</i>	16	48E + 29K + 5i + 18g	Eki
NB4	M. Atalaia	Gt	<i>msG</i>	9	35E + 28K + 13i + 21g + 4lep	EKI
NB3	M. Atalaia	Gh	<i>msG</i>	13	33E + 28K + 11i + 24g + 5lep	EKI
NB2	M. Atalaia	St	<i>msG</i>	12	51E + 28K + 10i + 12g	Eki
NB1	M. Castro	Fm	<i>(g)sM</i>	17	63E + 25K + 12i	Eki

Ao longo do perfil observa-se a seguinte evolução (fig. 3.12):

NB6 - Banda 12.5-16Å, expansível para 17 Å representando predomínio de esmectite. O alargamento poderá ser motivado pela degradação da estrutura ou mistura de camadas com catião intercamadas variável (Na para 12.5 Å e Ca para 15 Å), ou pela presença de interestratificados irregulares. Ilite e caulinite pouco abundantes. Goethite, lepidocrocite e quartzo vestigiais.

NB 11 - Salientam-se a ausência de interestratificados, a boa definição das reflexões a 15.5Å (esmectite), 10.1 Å (ilite), 7.2 Å (caulinite) e a presença de lepidocrocite (6.28 Å).

NB12 - A mesma formação, amostrada a uma profundidade de 2 metros da superfície topográfica. Os expansivos estão representados por banda centrada nos 14Å. Por comparação com NB6, observa-se a diminuição da altura e o alargamento da banda de reflexões dos minerais expansivos. A ilite não sofre variação e a caulinite apresenta um aumento e abertura da reflexão 7 Å; admite-se a transformação de esmectite em caulinite.

NB13 - A 1 metro da superfície topográfica acentuam-se as características da amostra anterior, com banda de reflexões aplanada e centrada a 14 Å. A ilite é pouco abundante e evidencia abertura das reflexões 10 Å e 7 Å; a reflexão 7 Å da caulinite é aberta.

Supõe-se que a meteorização *in situ* degrada as ilites, com formação de interestratificados (10-14v). A degradação da esmectite traduz-se numa banda central a 14 Å expansível, resultando também a formação de caulinite, aumentando assim a sua frequência relativamente aos níveis inferiores.

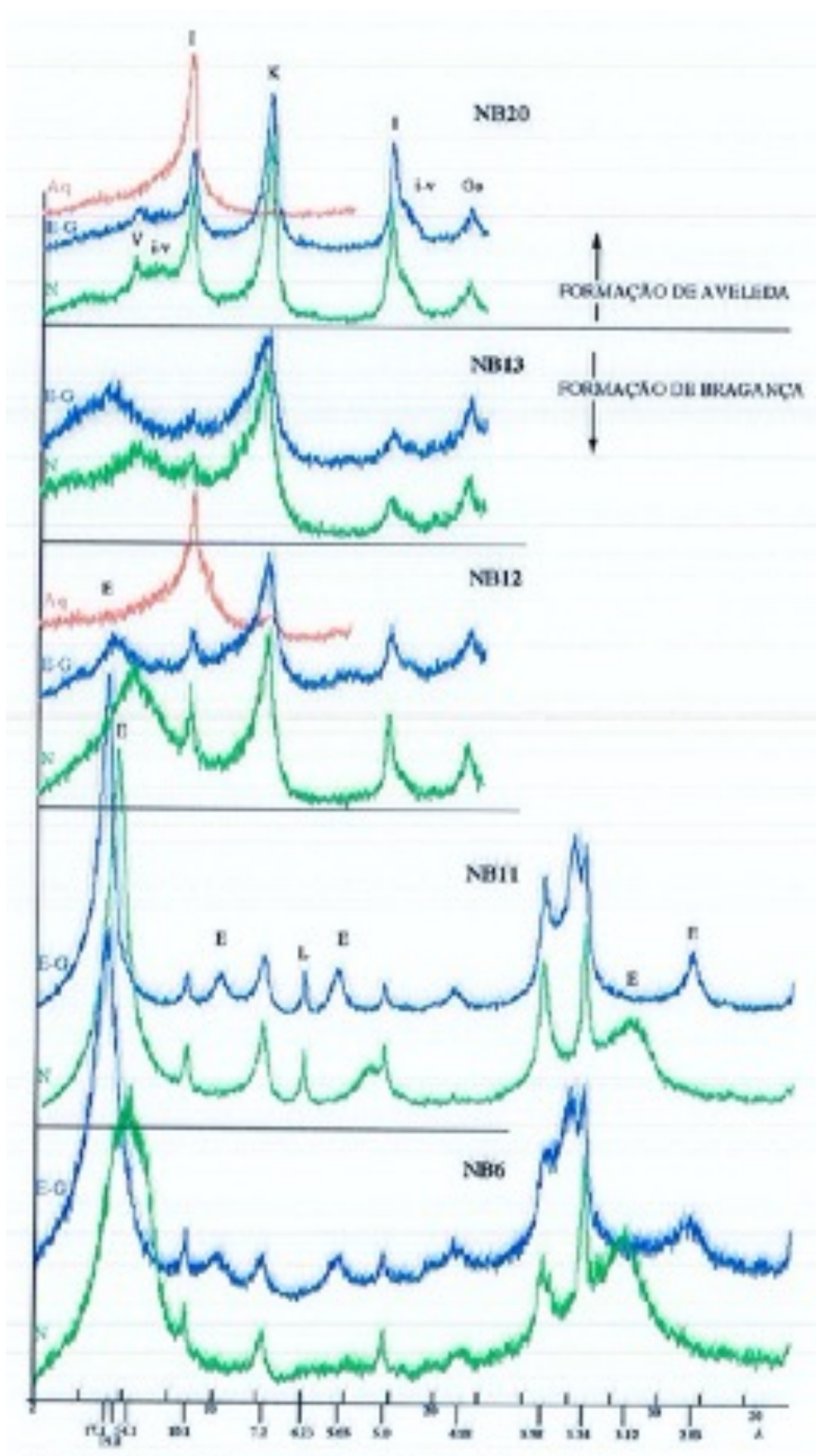


Fig.3.12: Difractogramas da fracção < 2μm de amostras do perfil NB (norte de Bragança; Formações de Bragança e Aveleda).

A Formação de Aveleda quando ocorre em posição culminante, é caracterizada por: presença significativa de caulinite e ilite, bem como vermiculite e interestratificados ilitevermiculite; expansivos ausentes ou vestígias (fig. 3.12). A reflexão 7Å da caulinite representa boa cristalinidade e o pico 10/k da ilite apresenta ligeira abertura. Notar as características semelhantes aos depósitos de Rio de Onor (Formação de Aveleda) (fig. 3.11).

Nas situações descritas, a mineralogia da fracção argilosa evidencia quer a origem dos sedimentos quer a influência ambiental na sua evolução. Deve notar-se que a Formação de Bragança, quer sob influência de rochas máficas e ultramáficas na origem quer sem essa influência, é essencialmente esmectítica. Por outro lado a Formação de Aveleda possui uma constituição essencialmente ilito-caulinítica. A evolução *in situ* faz-se no sentido da degradação da ilite com formação de interestratificados ilite-vermiculite e vermiculite e aumento relativo de caulinite.

3.3. INTERPRETAÇÃO DO CORTEJO ARGILOSO DOS DEPÓSITOS DE TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL

No bordo ocidental da bacia do Douro, a relação entre a idade dos sedimentos terciários e o tipo de argilas dominantes pode ser sintetizado da seguinte forma, de acordo com descrição de Martin-Serrano (1988a; 1989b; 1991b):

- 1) **Série siderolítica**, fluvial, fossiliza um manto de alteração caulinítico, constituída por sedimentos maduros (quartzo e caulinite) e com cimentações de ferro e sílica; paleocénica ou pré-paleocénica; poderá contudo ser equivalente temporal do tecto do Grupo do Buçaco (Cunha & Reis, 1992).
- 2) **Sedimentos fluvio-lacustres não siderolíticos**, arcósicos e constituídos por sedimentos pouco maduros, argilas de carácter esmectítico ou ílítico, às vezes paligorskítico, cimentados por carbonatos e sílica; situados entre o Eocénico médio e Oligocénico.
- 3) **Séries rojas**, depósitos vermelhos de leque aluvial ou fluviais de baixa sinuosidade, com elementos grosseiros geralmente pouco maduros e encrostamentos carbonatados nas zonas distais; a descrição destes materiais revela uma variação apreciável no tipo de argilas dominantes - esmectite, caulinite, ilite e paligorskite; idade atribuída ao Miocénico inferior.
- 4) **Séries ocres**, fácies próximas da última etapa de preenchimento de muitas das bacias da meseta, sistemas fluviais de baixa e alta sinuosidade, sedimentação terrígena constituída por sedimentos relativamente maduros, sendo a caulinite relativamente importante na fracção argilosa; a presença de esmectites caracteriza os sedimentos distais; Miocénico superior - Pliocénico.
- 5) e) O **episódio fini-neogénico**, que está representado nas áreas marginais norte-ocidentais da bacia do Douro por depósitos quartzosos e ilito-cauliníticos - "Altas plataformas aluviales" e "depósitos coluvionares da serra da Culebra".

A comparação entre o conhecimento obtido para as formações cenozóicas de Trás-os-Montes oriental e aquele que resulta quer da descrição das formações do bordo ocidental da bacia do Douro quer do seu reconhecimento no terreno, permite estabelecer a seguinte correspondência:

- A Formação de Vale Álvaro, constituída por sedimentos pouco maduros, esmectíticos, às vezes paligorskíticos, cimentados por carbonatos, apresenta semelhanças com as unidades do Eocénico médio-Oligocénico (b) da Bacia do Douro.
- A Formação de Bragança, poderá relacionar-se com os sedimentos pouco maduros, com variação apreciável no tipo de argilas dominantes, aflorantes por exemplo em Asperiegos (Martin-Serrano, 1988a, pag. 124) e que o autor inclui nas Series Rojas.
- A Formação de Mirandela, com sedimentos maduros, predominantemente cauliníticos, apresenta semelhanças com as "Altas plataformas aluviales", incluídas nas Series Ogres.
- A Formação de Aveleda tem características semelhantes aos depósitos descritos na serra da Culebra como "depósitos coluvionares", caracterizados por sedimentos quartzosos e com ilite+caulinite dominante na fracção argilosa.

3.3.1. Associação esmectite-paligorskite na Formação de Vale Álvaro

As características dos depósitos que constituem a Formação Vale Álvaro:

Uma fracção detrítica, com reduzida alteração dos clastos, predominantemente de anfíbolito e peridotito.

- A cimentação de algumas camadas por precipitação química de calcite, limitando aí a alteração da fracção detrítica; a neogénese de minerais argilosos ter-se-á efectuado durante o ciclo químico representado pela precipitação de carbonatos e neogénese de esmectite e de paligorskite, minerais largamente dominantes na fracção <4µm.
- A sobreposição de uma fase de alteração caulinítica mais recente manifesta-se junto à superfície, resultando na profunda alteração dos clastos e a degradação da esmectite.

Apesar da maior abundância de esmectite, a paligorskite constitui um mineral de argila característico da Formação de Vale Álvaro, atendendo à sua ausência ou presença vestigial nas outras unidades.

A paligorskite tem um campo de estabilidade muito restrito e consequente escassa representação mundial. É geralmente descrita como mineral de neoformação, por alteração química da esmectite, ligada a carbonatações, a silicificações ou a formações evaporíticas, em ambiente lacustre e marinho e sua presença é um bom indicador de condições áridas ou semiáridas (Millot, 1967; Hassouba & Shaw, 1980; Singer, 1984; Gomes, 1988; Chamley, 1989; Rocha, 1993)..

Uma origem detrítica da paligorskite tem sido igualmente referida em depósitos marinhos e constituem exemplos a presença em sedimentos do Pliocénico marinho da costa sul da Sicília, interpretados como tendo origem em sedimentos do Paleogénico do norte de África (Chamley, 1989), e em rochas calcárias do Cretácico médio, em relação com acções transgressivas e condições anóxicas (Deconinck & Accarie, 1990).

Macarro (1987) situa o jazigo de paligorskite da depressão de Talavan-Torrejon el Rubio (Cáceres) no membro inferior da série arcósica do Paleogénico superior; ao aparecimento da paligorskite associa-se a desestabilização de micas, clorite, feldspatos e esmectite, bem como a diminuição da frequência de terrígenos; a esmectite forma-se no primeiro estágio de formação

dos paleossolos sobre níveis de sedimentos finos, correspondentes a depósitos de planície de inundação, sendo a neoformação de paligorskite posterior; este conjunto de processos alcança por vezes o substrato; o autor conclui que o desenvolvimento de paleossolos deveria fixar o magnésio circulante por uma paisagem de clima árido.

Em depósitos continentais eocénicos da bacia do Ebro, Inglês & Anadón (1991) referem a paligorskite como dominante na fracção argilosa de níveis característicos de ambientes áridos e transformada de argilas preexistentes em ambiente rico em Mg; Rodas et al. (1990a; 1990b) documentam o crescimento de paligorskite a partir de esmectites em sedimentos paleogénicos das bacias do Douro e Tejo. A sua larga repartição geográfica é referida em formações sedimentares de idade muito variável, do Permo-Carbonífero marinho até a desertos actuais (Millot, 1967). Com base no significado paleoclimático da paligorskite, Callen (1984) definiu as paleolatitudes das zonas áridas ou semiáridas desde o Câmbrio; de acordo com esta zonação, no Eocénico e Oligocénico ambientes com estas características situar-se-iam em ambos hemisférios numa posição entre 30 e 40° latitude e no Neogénico entre 20 e 40° de latitude N e 10 a 35° de latitude S.

Em Portugal, Carvalho (1967) estudou as ocorrências de paligorskite conhecidas no país até àquela data, concluindo da sua relação, na maioria dos casos, com formações paleogénicas; do conjunto de amostras referidas pelo autor, salientam-se as provenientes de Bragança (Vale Álvaro) e estudadas por Ramalhal (1968), bem como amostra descrita como brecha de cimento calcário com elementos de xisto proveniente de Salselas (Macedo de Cavaleiros).

Embora num domínio de sedimentação com influência marinha, a paligorskite é referida nos depósitos cenozóicos de Aveiro, como o mineral característico das zonas intermédia e superior da Unidade I (Paleogénico?), unidade que revela condições de sedimentação em ambiente lagunar confinado, com fácies evaporíticas e pré-evaporíticas a indicarem um clima quente e seco, semi-árido (Rocha, 1993); para a zona intermédia, onde é mais característica a presença de paligorskite, o autor refere condições climáticas semi-áridas, com períodos pluviosos mais ou menos longos, favorecendo a acção de alteração química nas zonas continentais adjacentes e um maior transporte de filosilicatos terrígenos para a bacia.

Na Bacia do Baixo Tejo, a ocorrência de paligorskite em depósitos paleogénicos, é explicada segundo os seguintes modelos genéticos (Cunha & Reis, 1989; Cunha, 1992; Dias et al., 1997): precipitação directa e/ou transformação a partir de esmectite-ilite, associada à formação de calcretos, processo relacionado com a circulação de águas freáticas alcalinas ricas em Mg; associada à formação de silcretos.

Na Bacia do Mondego a paligorskite é descrita no Membro II da Formação do Bom Sucesso e associada a silcretos nos Grés e Argilas de Amor (Reis, 1983); localmente, ocorre também na base do Membro Inferior das Arcoses de Côja (Daveau et coll, 1986; Cunha, 1992).

Grade & Moura (1981) descreveram a associação mineralógica de amostras com paligorskite, recolhidas nas sondagem efectuadas nos depósitos sedimentares do Planalto Mirandês; indicam um conjunto de características, em especial a alternância de níveis grosseiros e níveis finos, bem como a associação de ilite, caulinite, montmorilonite, paligorskite e carbonatos; em períodos de acalmia tectónica e clima quente e árido dar-se-ia a concentração das soluções e a neoformação de montmorilonite e paligorskite; os autores consideram a possibilidade do

Maciço de Morais ter constituído a fonte dos materiais acumulados, conferindo ao meio o necessário carácter alcalino. Na amostragem que efectuamos destas sondagens, a ocorrência de paligorskite limita-se a níveis, ou mesmo sítios muito específicos, com representação mais significativa a 12.4 metros da sondagem S17 (fig. 2.12) e nos níveis sedimentares da sondagem S7, sobre o nível de calcreto (fig. 2.10); nas sondagens S6 e S10 a presença deste mineral é vestigial. A paligorskite encontra-se em níveis carbonatados, com maior ou menor frequência de esmectite. Nos níveis sedimentares do Planalto mirandês o cortejo mineralógico comporta ainda ilite e alguma vermiculite e caulinite. As bancadas de rochas carbonatadas cristalinas paleozóicas (identificadas na mina de S. Adrião) constituem a fonte das carbonatações ocasionais associadas à paligorskite no Planalto mirandês (fig. 2.1).

Estes depósitos, nos quais a presença de paligorskite é ocasional e pouco significativa, foram enquadrados na Formação de Bragança. A sua presença poderá ter origem na erosão dos calcretos subjacentes e eventualmente de depósitos paleogénicos actualmente não identificados. Contudo, a presença de paligorskite nos depósitos do Planalto Mirandês, permite também admitir a presença da Formação de Vale Álvaro, pois noutros domínios só é identificado nesta formação, embora nenhum outro critério sedimentológico ou estratigráfico evidencie a sobreposição das duas formações.

Na Formação de Vale Álvaro, a paligorskite é considerada como mineral de neoformação, ocorrendo em alguns níveis sedimentares, a partir da combinação das esmectites com fluidos lixiviantes ricos em Mg supostamente com origem nos maciços de rochas básicas e ultrabásicas. A sua presença sugere um factor morfoclimático responsável pela sua neoformação associada à presença de carbonatos, em zonas deprimidas, com má drenagem e limitadas por relevos vigorosos, sob condições de clima árido ou semi-árido.

3.3.2. Esmectite na Formação de Bragança

A Formação de Bragança caracteriza-se por uma associação do tipo esmectite+caulinite+ilite, em proporções variáveis, mas com predomínio de esmectite no conjunto de amostras estudadas. De acordo com a associação mineral e o contexto em que se situam, podem ser interpretados:

- Domínios sedimentares em que não existe um claro domínio deste mineral, admitindo-se o carácter predominantemente herdado do cortejo mineralógico (Wilson & Pittman, 1977). Nestas condições é comum a alternância de leitos mais esmectíticos com leitos mais caulíníticos, ou a sucessão de leitos em que coexistem diversos minerais na fracção argilosa. A mistura de caulinite e esmectite traduz a mobilização de áreas que embora próximas, estariam sujeitas a condições variáveis de drenagem, com formação privilegiada respectivamente de um ou outro mineral. Os mantos que alimentam estes depósitos, formaram-se num processo de alteração que afectou em especial os filossilicatos e as plagioclases; quartzo, feldspatos potássico e outros minerais de resistência média e elevada transitaram para a bacia sedimentar.
- Domínios em que a esmectite, para além de ser largamente majoritária, apresenta elevada cristalinidade. Esta situação ter-se-á observado em depressões com deficientes condições de drenagem favoráveis à neogénese de esmectite. Embora a distinção entre minerais de argila autigénicos e detríticos seja problemático, particularmente no que

respeita à esmectite, uma cristalinidade elevada pode indicar origem autigénica, enquanto má cristalinidade é indicador de origem detrítica (Singer, 1984).

- Domínios do Membro de Atalaia, próximos da superfície topográfica, caracterizados pelo aumento de caulinite e pela degradação da esmectite. Este efeito de alteração superficial deve ser observado como a sobreposição das características da Formação de Aveleda à Formação de Bragança. O efeito de superfície é sentido essencialmente nas condições de amostragem em afloramento, facto evidenciado na região do Planalto Mirandês, onde se dispõe também de uma amostragem por sondagem, na qual este efeito é menos evidente, resultando uma menor frequência de caulinite; a comparação dos resultados (fig. 3.6), reforça a convicção de que o incremento de caulinite em parte das amostras é devido ao efeito de uma alteração superficial.

A origem da esmectite é muitas vezes discutida porque se formam hoje sob grande variedade de climas que vão desde os semiáridos aos subtropicais. Segundo Velde (1985), as esmectites dioctaédricas são o mais abundante produto em perfis de meteorização desenvolvidos em tipos variados de rochas, sob climas temperados com drenagem moderada a boa. Contudo, é mais comum associar-se a neoformação de esmectite a condições de drenagem deficiente ou em depressões, favoráveis ao aumento da alcalinidade e da concentração salina (Kantor & Schwertmann, 1974 in Galán, 1986; Gomes, 1988).

De entre as várias possibilidades admitidas por Chamley (1989) para a origem de esmectites sedimentares, é aplicável às condições em que são identificadas esmectites em depósitos cenozóicos transmontanos, aquela que se refere a:

modificações em solos desenvolvidos sob condições hidrolizantes em áreas mal drenadas ou com origem em sedimentos que derivaram desses solos, formando-se principalmente beidelites Al-Fe.

Em geral, um perfil de meteorização que produz abundantes esmectites indica que o processo de meteorização é moderadamente avançado. Nos solos fersialíticos, às argilas micáceas (ilites) herdadas e muito fracamente transformadas (por vezes vermiculizadas), juntam-se as montmorilonites de neoformação ou aquelas resultantes de agradação por substituição de iões, e reintegração de moléculas de sílica nas lacunas de camadas tetraédricas de certas vermiculites (Duchaufour, 1977).

Climas quentes com sazonalidade bem marcada, destacando-se uma estação húmida e uma estação seca, são os mais frequentemente associados à formação de esmectites (Galán, 1984; Gomes, 1988; Chamley, 1989; Rocha, 1993). Salienta-se ainda a diferenciação entre esmectites como producto de alteração em climas temperados (Singer, 1984; Velde, 1985) ou mineral de neoformação em climas sub-áridos (Singer, 1984).

De acordo com os dados disponíveis, o predomínio de esmectites na Formação de Bragança, maioritariamente identificadas como beidelite, poderá ser interpretado fundamentalmente como de origem detrítica, resultante de clima temperado-quente com sazonalidade bem marcada; associam-se, em alguns domínios, condições de deficiente drenagem nas depressões tectónicas, favoráveis à sua neogénese.

3.3.3. O carácter caulinitico da Formação de Mirandela

A Formação de Mirandela caracteriza-se pelo predomínio de caulinite na fracção <2µm.

A caulinite é um mineral de argila formado sob condições de clima com características tropicais a temperadas, com humidade acentuada e condições de boa drenagem; a sua presença está também condicionada pelo tempo, pois sob condições temperadas, um estado de evolução avançado exige um período de tempo mais ou menos longo. A caulinite é um dos minerais de argila de melhor interpretação paleoclimática, pois forma-se em estados avançados de meteorização química, com boa drenagem e permanece estável mesmo que as condições variem bruscamente e retrocedam a ambientes mais frios e secos (Galán, 1986); como exemplo indica-se a interpretação de períodos de humidade crescente, expressos pelo aumento da frequência de caulinite em sedimentos marinhos, no Oligocénico (cerca de 30 Ma), Miocénico médio (14 Ma), Miocénico superior (10 Ma) e Pliocénico superior (3 Ma) (Chamley, 1989).

A arenização é descrita por Braga et al. (1990) como o processo de meteorização de rochas granitóides que actua em condições temperadas e que produz quantidades crescentes de caulinite na Europa Atlântica, à medida em que se observa a transição de condições húmidas-frias (no norte da Europa, com produção essencialmente de argilas 211) para temperadas. Uma das associações indicadas por Alves (1989) como característica na alteração de micaxistos do Minho, resulta da caulinitização dos feldspatos e parcialmente da biotite, e predominam como minerais secundários ilite-i-caulinite+goetite, formados sob condições lixiviantes com boa drenagem em clima húmido com duas estações, condições semelhantes, não só a clima tropical húmido, mas também do tipo mediterrânico húmido.

A presença de gibsita revela, em geral, condições de meteorização e drenagem mais acentuadas relativamente às anteriores, embora a sua formação possa acontecer também numa etapa inicial da meteorização em ambiente ácido e francamente lixiviado que permite a formação de interestratificados biotite-vermiculite e vermiculite (Alves, 1989). A presença de gibsita nas situações amostradas em Trás-os-Montes oriental, encontra-se limitada a alterites desenvolvidas em dois perfis sobre granitos (Quadro 3.8) e um sobre filitos com um depósito torrencial imaturo de montanha (Quadro 3.9). Nas condições em que é identificada, a gibsita parece relacionar-se com condições de precipitação abundante e perfis desenvolvidos em rochas ácidas.

O carácter caulinitico da fracção argilosa da Formação de Mirandela, associado ao carácter quartzoso dos clastos, indicam uma meteorização química mais acentuada relativamente às formações anteriores, supostamente associada a condições de maior precipitação e melhor drenagem. Nos restantes depósitos sedimentares de Trás-os-Montes oriental a caulinite encontra-se quase sempre presente, sendo contudo vestigial nos depósitos formados a partir das rochas máficas e ultramáficas. Constitui ocasionalmente o mineral de argila dominante em alguns níveis dos depósitos da Formação de Bragança. É característico o predomínio de caulinite nos níveis mais superficiais do Membro de Atalaia, revelador da sobreposição de condições favoráveis à sua neogénese, como foi referido anteriormente.

3.3.4. A associação caulinite-ilite na Formação de Aveleda

A Formação de Aveleda caracteriza-se pela associação caulinite+ilite na fracção <2 μ m.

A ilite ocorre em perfis de meteorização de rochas ácidas, sendo substituída pela vermiculite em rochas básicas. A sua presença nos solos é maioritariamente herdada do material parental, resultando da divisão mecânica de micas pré-existentes (Gomes, 1988; Martin-García et al., 1997).

Como mineral detrítico e na ausência de condições de diagénese dos sedimentos, a ilite é interpretada como mineral herdado ou resultante da transformação de minerais primários, permanecendo estável enquanto prevalece a meteorização física e degradando-se para vermiculite ou montmorilonite sob climas húmidos (Galán, 1986).

A ilite constitui o mineral predominante da fracção argilosa, na fácies dos arenitos vermelhos (Milot, 1967), materiais de origem continental formados por acção combinada de actividade tectónica e clima árido sob o qual predomina a meteorização física (Milot, 1967; Galan, 1986).

A cristalinidade da ilite que de forma expedita é traduzida pela razão entre a abertura a meia altura do pico da reflexão basal (001) e a sua altura, pode representar um índice indirecto do poder hidrolizante nos ambientes de origem do mineral; condições de hidrólise intensa do mineral, sob condições de elevada precipitação e temperatura, deverão conduzir à abertura da sua estrutura, em oposição a condições de baixa temperatura e secura, sob as quais a cristalinidade é preservada, podendo assim este parâmetro diferenciar entre períodos frios-secos de quentes-húmidos (Singer, 1984).

Na Formação de Aveleda, a boa cristalinidade e predomínio da ilite, evidenciada essencialmente nos níveis lutíticos, poderá traduzir condições pouco propícias para a hidrólise nos perfis de meteorização que alimentaram o depósito. Assim, devem associar-se a condições predominantemente resistásicas, provavelmente quentes e secas, caracterizadas por erosão pronunciada.

Nos níveis conglomeráticos superficiais da Formação de Aveleda é observada a abertura da estrutura da ilite, acompanhada pela formação de interestratificados ilite-vermiculite e vermiculite e pelo aumento relativo da caulinite. As modificações, são interpretadas como associadas a uma evolução pedológica de solos fersialíticos, traduzidas principalmente pela neoformação de caulinite, proporcionalmente ao seu desenvolvimento (Delgado et al., 1990; Delgado et al., 1994; Martin-García et al., 1997). Esta mineralogia, evoluída por transformação e neoformação a partir da fracção detrítica original, traduz a evolução do meio sedimentar, em condições climáticas favoráveis à formação dos solos fersialíticos.

A fase de alteração que afecta os níveis superficiais da Formação de Aveleda, caracterizada pelo aumento de caulinite, afecta também, como referido anteriormente, os depósitos mais antigos predominantemente esmectíticos da Formação de Bragança.

De acordo com Vicente *et al.* (1991), a evolução das características mineralógicas da fracção argilosa ao longo de um perfil, com cerca de 30 metros, sob a rafia, pode ser sintetizada da seguinte forma:

Raia

Sob a Raia	Esmectites evoluem para caulinite; vermiculite derivada provavelmente de ilite
Zona intermédia	Esmectites dominantes
Base	Clorite Fe começa a dar lugar às esmectites
Xisto	Clorite Fe, mica, quartzo e feldspato

Segundo os autores, duas hipóteses podem explicar as diferenças entre a zona mais superficial e as zonas média e inferior do perfil: a primeira, contemplando um único processo de meteorização sob clima subtropical do tipo savana, com formação de caulinite por lixiviação da zona superficial e de esmectites em ambiente confinado nas zonas mais profundas; a segunda contempla dois processos separados no tempo e sobrepostos, inicialmente com transformação das clorites em esmectite, processo não muito intenso devido à permanência de micas e feldspatos, e posteriormente um processo mais agressivo afectando a parte superficial destruindo a esmectite.

As características que observamos nos perfis sedimentares agora estudados, evidenciam como muito provável a segunda das hipóteses, tal como posteriormente foi indicado por Molina et al. (1993), referindo nos Montes de Toledo uma alteração esmectítica fossilizada pelas raras e uma alteração mais recente posterior à sedimentação da raia e em muitos aspectos funcional na actualidade. Este segundo processo de meteorização referido é responsável pela mineralogia da raia e afecta as zonas superficiais dos perfis de meteorização em rochas cristalinas e dos depósitos sedimentares terciários. Um intenso processo edafogénico, muito activo é referido como responsável pelo predomínio de caulinite e da intensa alteração dos clastos de quartzito também em rapas do Sistema Central Espanhol (Caballero & Donaire, 1985).

3.3.5. O cortejo argiloso nos depósitos da depressão da Vilariça

No contexto da depressão tectónica da Vilariça, os depósitos amostrados revelam:

- Os depósitos recentes (aluviões e terraço baixo), caracterizam-se por algum predomínio da ilite sobre a caulinite; a esmectite está presente em parte das amostras;
- Os terraços do Douro e a Formação de Sampaio revelam associações semelhantes, do tipo caulinite + ilite + esmectite, sendo as duas primeiras espécies mais abundantes do que a esmectite;
- A fracção <2µm das Arcoses de Vilariça revela-se semelhante à da alteração do granito -uma mistura equitativa de caulinite, ilite e esmectite.

A presença simultânea de vários minerais de argila, sugere que a alteração do granito e da arcose que dele deriva, se poderá processar no sentido da herança e fragmentação das micas, transformação e neoformação de esmectite e caulinite (Martin-Garcia et al., 1997).

O predomínio de um carácter ligeiramente mais ílitico dos sedimentos mais recentes deverá representar condições de selecção dinâmica da ilite, relativamente aos restantes.

Relativamente às características evidenciadas pelas diversas formações anteriormente definidas, a Formação de Sampaio distingue-se da Formação de Bragança, pela ausência de situações em que é dominante a esmectite. A evolução destes depósitos num contexto de depressão, distingue-os também do carácter ilítico-caulinítico dos depósitos da Formação de Aveleda situados em posição culminante.

CAPÍTULO IV:

CONTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS ENVOLVENTES PARA O CONHECIMENTO DA EVOLUÇÃO CENOZÓICA REGIONAL

O conhecimento dos depósitos cenozóicos que se situam nas regiões envolventes é necessário, tendo em vista a proposta de enquadramento temporal das formações sedimentares que se estudaram em Trás-os-Montes oriental. Assim, referem-se em seguida e sucintamente, as características de diversas formações, particularmente as continentais, bem como os modelos deposicionais propostos, condições climáticas e tectónicas interpretadas. Prevelegiam-se os trabalhos mais recentes realizados sobre os depósitos continentais cenozóicos das bacias do Douro, Mondego, Baixo Tejo e Sado, bem como das regiões do Minho e da Galiza. Neste capítulo não se pretende realizar uma síntese detalhada dos dados disponíveis nas áreas referidas; contemplam-se fundamentalmente os aspectos susceptíveis de serem comparados com os de Trás-os-Montes oriental. Estas informações pretendem servir, em capítulo posterior, para:

- correlacionar as características sedimentológicas e possibilitar a elaboração de uma hipótese de enquadramento estratigráfico;
- avaliar o nível de detalhe da estratigrafia proposta em Trás-os-Montes e nas bacias envolventes;
- entender as condições tectónicas e morfo-sedimentogénicas que se associam aos enchimentos dessas bacias e avaliar a sua aplicação à região em estudo.

Com base no estudo detalhado, estratigráfico e sedimentológico, do Cretácico e Terciário do centro de Portugal (Cunha, 1992) definiram-se etapas tectono-sedimentares, conjunto de episódios deposicionais pertencentes a um particular contexto tectono-sedimentar e paleogeográfico da bacia e respectivos episódios deposicionais registados por sequências limitadas por descontinuidades com valor regional, ou abreviadamente SLD, válidas para as bacias do Mondego e Baixo Tejo, na continuidade do conceito de unidades tectosedimentares (Megias, 1973; 1982). Barbosa (1995), para os depósitos do Ribatejo prefere a designação de Unidade Alostratigráfica que apresenta, de acordo com o North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NASC, 1983) como "corpo estratiforme cartografável, composto por rochas sedimentares, que se define e identifica por possuir como limites descontinuidades a tecto e a muro", designado por Aloformação, paralelizável com a SLD. Os episódios deposicionais, as etapas tectono-sedimentares e as rupturas sedimentares de hierarquia distinta, encontram-se materializadas nos registos estudados em diversas regiões do território português e também em "offshore" (Cunha, 1992) e permitem integrar as descontinuidades que foram reconhecidas por outros autores em várias regiões destas bacias peninsulares (Carvalho, 1968; López-Martínez et al., 1985; Antunes et al., 1987; Cunha, 1992; Calvo et al., 1993; Barbosa, 1995).

Para além das publicações de natureza paleontológica, vários outros trabalhos têm carácter comparativo ou de síntese (Carvalho, 1968; Antunes, 1979; Soares et al., 1983; Lopez-Martinez et al., 1985; Corrochano & Reis, 1986; Antunes et al., 1987; Reis & Cunha, 1989b; Barbosa et al., 1990; Azevêdo, 1991; Reis et al., 1992a; 1992b; Cunha et al., 1992; 1993; Antunes & Pais, 1993; Calvo et al., 1993).

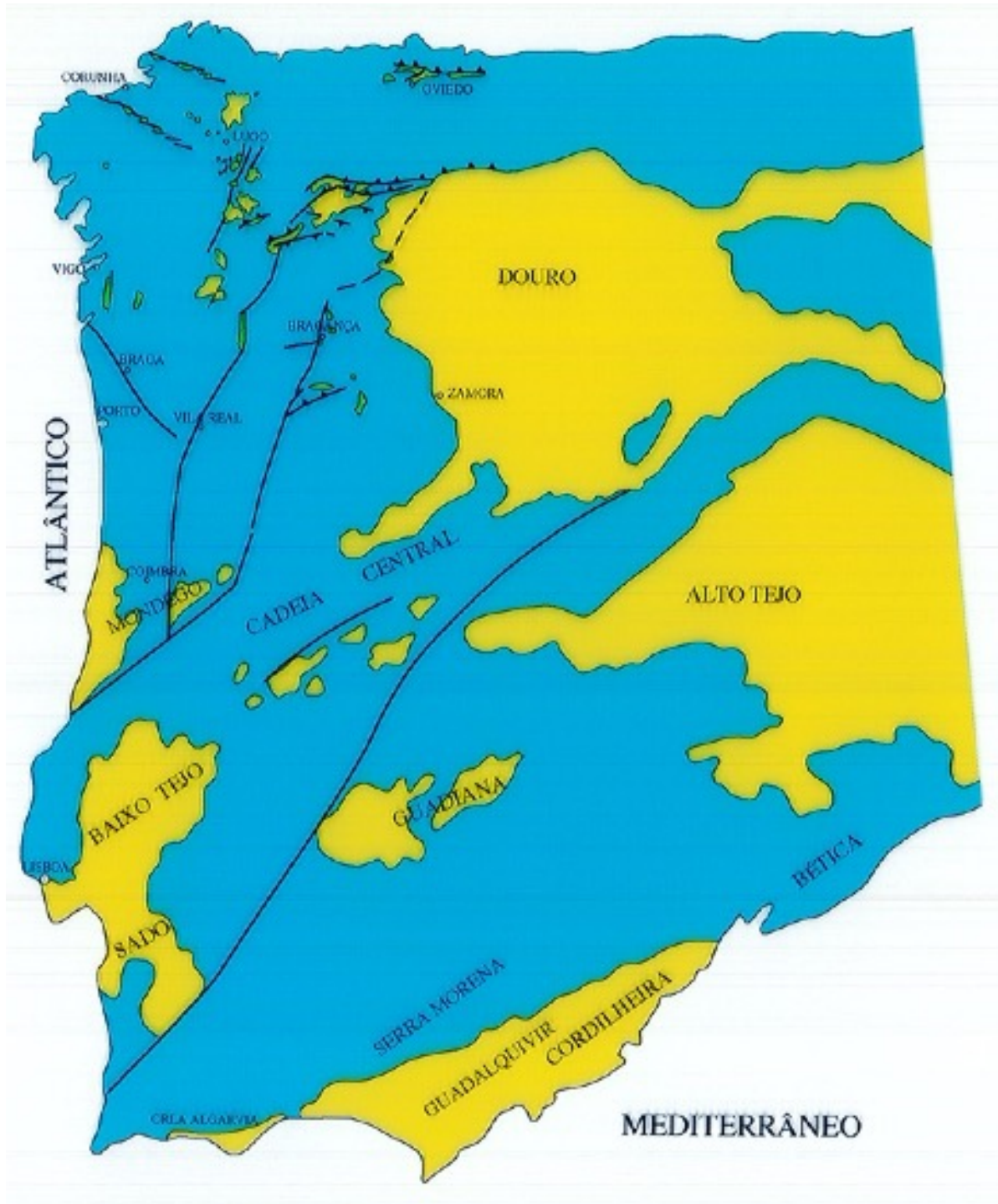


Fig.4.1: Enquadramento da Bacia do Douro e das pequenas depressões terciárias da Galiza no contexto da Península Ibérica.

Uma parte dos trabalhos realizados sobre depósitos continentais cenozóicos, quer em Portugal quer na bacia do Douro em Espanha (os que assumem maior afinidade com o caso em estudo), têm um carácter essencialmente regional ou bacinal, com recurso à caracterização e interpretação sedimentológica; são, em geral, propostas unidades litostratigráficas, enquadradas por alguns dados paleontológicos. Parte dos trabalhos salientam as características que resultam da evolução climática e aquelas que são resultantes da evolução tectónica. Refere-se o caso particular dos depósitos acumulados sobre o substrato hercínico na região de Zamora, no bordo ocidental da Bacia do Douro, próximo da região estudada. As condições climáticas são em geral também enfatizadas, na discussão da transição das Séries Rojas do Miocénico inferior às Séries Ogres (Martin-Serrano, 1988a) ou da problemática das Ratlas que, no final do Pliocénico (Vilafrankiano superior), sugerem um importante controlo climático.

No presente trabalho assumem maior interesse as referências a formações de idade semelhante e posterior à admitida para a Formação de Vale [Álvaro](#). Com base na caracterização sedimentológica considera-se a hipótese da Formação de Vale Álvaro ser correlacionável, pelo menos em parte, com o Paleogénico da Bacia do Douro e com o Complexo de Benfica. Consideram-se assim mais relevantes, a Etapa VI, do Luteciano superior ao Chatiano inferior e aquelas que se lhe seguem, VII e VIII de Cunha (1992), definidas nas bacia do Mondego e Baixo Tejo. Barbosa (1995), no Ribatejo (sector central da Bacia do Baixo Tejo), encontrou correspondência com aquelas etapas e episódios deposicionais definidos por Cunha (1992).

1. CRETÁCICO TERMINAL - EOCÉNICO INFERIOR

1.1. SEDIMENTOS E PROPOSTAS DE IDADES

Na Galiza, Martin-Serrano (1982) indica a hipótese de uma idade compreendida entre o Paleocénico e o Eocénico inferior para os lignitos situados na base do enchimento das bacias, por comparação com depósitos quer da bacia do Douro quer de outras bacias europeias. Esta hipótese não é contudo suportada pelos dados paleontológicos que apontam para idades mais recentes. Um conjunto de sedimentos, entre os quais os da bacia de As Pontes devem ter uma idade entre a base do Oligocénico superior e parte do Miocénico inferior (López-Martínez et al., 1993 in Santanach, 1994). O enchimento destas bacias deverá ter-se efectuado essencialmente no Neogénico e no Quaternário, pelo que este assunto será retomado posteriormente.

A base do enchimento da Bacia Terciária do Douro é descrita, na região ValladolidZamora, como constituída por um conglomerado poligénico frequentemente vermelho no contacto com os xistos, esbranquiçado sobre os granitos, ocasionalmente de cor vermelha ou rosada; a sequência dita Siderolítico ou Pré-Luteciano (IGME, 1983) tem continuidade numa alternância de materiais detríticos, grosseiros e argilosos, alguns destes particularmente espessos - 4 a 5 metros, de tons brancos ou cinzento-esverdeados, por vezes avermelhados, com espessura até 40 metros.

Martin-Serrano (1988a) assinala, para o bordo ocidental da bacia do Douro, a descontinuidade entre o Siderolítico e o restante Paleogénico como a mais nítida do enchimento cenozóico. Fundamentalmente o Siderolítico tem natureza siliciosa e caulínica. É constituído por uma

formação detrítica grosseira, composta por conglomerados, arenitos e níveis mais finos de silte e argila, cujos constituintes principais são o quartzo e a caulinite. As cimentações são importantes, transitando de uma couraça ferralítica na base, para intensas silicificações no topo. De acordo com a descrição, o carácter quartzo-caulinítico vai-se também diluindo para o topo. O único dado cronológico relativo ao que se designa por Pré-Luteciano ou Paleocénico (Martin-Serrano, 1988a), obteve-se na província de Salamanca, onde datações radiométricas de alunites no silcreto do tecto da unidade, indicaram o Thanetiano (Paleocénico superior) (Blanco et al., 1982).

Para Martin-Serrano (1988a), o Paleocénico é identificado como correspondente ao primeiro dos quatro ciclos tectono-sedimentares ou etapas fundamentais morfotectónicas, definidas pelos "rasgos mineralógicos e petrográficos impostos indirectamente (herdados) e sobretudo directamente (sobre o próprio sedimento) pelo clima". Posteriormente estes depósitos são enquadrados na U. T.S. MC, definida no sector ocidental da bacia do Douro (Santisteban et al., 1991a) e que envolve a transição do Cretácico ao Paleocénico. Santisteban et al. (1991a) definem na U.T.S. MC, duas unidades litostratigráficas, respectivamente Unidade Siderolítica e Unidade Silícea, com as características anteriormente assinaladas por Martin-Serrano (1988a).

Apoiada discordantemente sobre o substrato ou sobre a unidade anterior, a U.T.S. Pl, arcósica ou subarcósica, contendo desde conglomerados a argilas, é constituída quase exclusivamente por quartzo, feldspatos, mica, esmectite e caulinite; pode apresentar cimentações por sílica ou carbonatos (tardia) e para o tecto são frequentes as impregnações por óxidos de Fe; sobre os últimos depósitos da unidade desenvolve-se um encrostamento dolomítico-paligorskítico de 1 a 5 metros e de extensão regional (Santisteban et al., 1991a). A fauna que ocorre nestes depósitos da província de Zamora, aponta para uma idade situada no Eocénico inferior (Jiménez, 1977; 1982).

Armenteros & Corrochano (1994) indicam uma 1ª fase de registo sedimentar na Bacia do Douro, que permanece unicamente na margem ocidental da Bacia; a sua descrição corresponde aos depósitos descritos como U.T.S. MC. No registo destes autores está ausente qualquer referência a depósitos de idade Eocénico inferior (U.T.S. Pl), admitindo-se uma idade Eocénico médio, correspondendo à 1ª sequência da 2ª fase.

A leste do meridiano de Coimbra, o Grupo do Buçaco materializa a sequência deposicional basal do enchimento sedimentar da região de Lousã-Arganil e engloba três formações para as quais foi proposta uma duração do Albiano médio ao Campaniano inferior (Reis & Cunha, 1989a; Cunha, 1992); estes autores descrevem o Grupo do Buçaco constituído por sedimentos siliciclásticos muito mal calibrados, com feldspatos alterados e frequência importante de caulinite associada à ilite, com origem predominante numa importante alteração granítica e cujo limite superior corresponde a uma importante descontinuidade regional, sublinhada por uma intensa silicificação e lacuna erosiva. A datação do Grés do Buçaco sempre foi problemática (Antunes, 1979; Reis & Cunha, 1989a; Cunha, 1992), tendo sido anteriormente indicada uma datação no intervalo entre o Cretácico terminal e os princípios do Eocénico, com base em macrorestos vegetais (Teixeira & Pais, 1976), intervalo de idade que coincide com o sugerido para a unidade basal da Bacia do Douro Martin-Serrano, 1988a; Santisteban et al., 1991a).

Os sedimentos do Grupo do Buçaco têm continuidade paleogeográfica para a Orla Ocidental Portuguesa, num mesmo modelo deposicional, representando as fácies mais a montante dentro

da Bacia Lusitânica (Daveau et al., 1986; Reis & Cunha, 1986; Cunha, 1992; Cunha et al., 1992).

As Areias do Buçaqueiro (SLD5) sucedem na bacia da Lousã, após lacuna erosiva, ao Grupo do Buçaco e têm continuidade paleogeográfica para a Orla Ocidental, nas Areias e Argilas de Taveiro, datadas de Campaniano superior-Maastrichtiano; são constituídas por camadas amarelas de arcossarenito a quartzarenito, micáceo, com fraca consolidação, em geral de fácies St, alternantes com lutitos de cor vermelha (Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995).

Na região a sul da Figueira da Foz, as Areias e Argilas de Silveirinha, são espessas camadas lutíticas vermelhas e ricas em esmectite, com raras intercalações de conglomerados intraformacionais por vezes com calcretos (Soares & Reis, 1980; Cunha, 1992) e correspondem à SLD6 (Paleocénico-Luteciano inferior) (Cunha, 1992). Uma jazida indica a base do Ipresiano (Soares & Reis, 1980; Reis et al., 1981; Reis, 1983; Antunes et al. 1987), sendo sugerida a individualização de duas SLD - 5 (Campaniano-Maastrichtiano) e 6 (Paleocénico-Ipresiano) - para a etapa do Campaniano superior - Luteciano inferior (Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995).

A norte da Serra de Sintra, ao Conglomerado de Monte Santos é atribuída uma idade situada entre o fim do Cretácico e o início do Paleogénico, provavelmente Paleocénico (Carvalho, 1968; 1983; 1994; Azevedo, 1991). O Conglomerado de Monte Santos é descrito como brechóide, heterométrico, poligénico, imaturo, de matriz e cimento carbonatados, cor rosa-salmão e argilas herdadas, essencialmente caulinite e ilite e rara esmectite; ocorrem calcretos como equivalentes laterais (Carvalho, 1994).

1.2. MODELOS DEPOSICIONAIS

Na Bacia do Douro em Espanha, referem-se sistemas fluviais entrancados e de planície de inundação para a U.T.S. MC e sistemas fluviais com parte do seu curso enraizado no substrato para a U.T.S. P1 (Santisteban et al., 1991a).

Em Portugal, destacam-se:

As associações de fácies aluviais definidas no Grupo do Buçaco (SLD4), identificam os sectores proximal, médio e distal de leques aluviais coalescentes, percorridos por canais entrancados e não confinados, numa organização vertical condicionada por uma transgressão e regressão marinha, respectivamente responsáveis pelo desenvolvimento de condições pantanosas-palustres e posteriormente a progradação para ocidente, com encaixe do sistema aluvial (Cunha, 1992).

Para as Areias do Buçaqueiro (SLD5) é inferido um sistema com canais de sinuosidade intermédia a alta e entrancamento baixo a intermédio, num sector proximal de uma planície aluvial (Cunha, 1992).

As Areias e Argilas de Silveirinha (SLD6) são fácies de planície aluvial com predomínio de sedimentos de inundação e decantação (Reis, 1983).

O Conglomerado de Monte Santos é interpretado como uma acumulação aluvial pós-tectónica correlativa do relevo recém-criado da Serra de Sintra (Carvalho, 1994).

1.3. CLIMA

Na análise comparativa das unidades das Bacias do Douro, Ocidental Portuguesa e Lousã, Corrochano & Reis (1986) relacionam as silicificações indicadas, com fases de não sedimentação e episódios de alteração climática mais importante, abaixo de duas rupturas principais, a primeira das quais situada na transição Paleocénico-Eocénico e representada pelas silicificações do Grés do Buçaco e da unidade de base da Bacia do Douro. A silicificação deverá ser observada como o resultado de longos períodos de cimentação siliciosa sob clima hidrolizante, num contexto de estabilidade tectónica, impostos na Lousã a sedimentos com idade entre o Albiano médio e o Santoniano (Reis & Cunha, 1989a; Cunha et al., 1992; Cunha, 1992); a silicificação pode pois situar-se no Campaniano inicial, podendo prolongar-se até mais tarde em áreas não cobertas pelos sedimentos sucessivos (Areias do Buçaqueiro e Arcoses de Côja).

O conjunto de dados da Bacia do Mondego indica, do Campaniano superior ao Luteciano inferior, um clima tropical ou subtropical durante esta etapa, com um marcado contraste estacional e significativa precipitação estacional (Cunha, 1992).

Para Martin-Serrano (1988a) as implicações morfo-tectónicas intervêm nas unidades sedimentares, baseadas inicialmente no clima, com a tendência climática evoluindo progressivamente no mesmo sentido e sem inflexões importantes, da 1ª (Paleocénico) para a 2ª etapa (Paleogénico restante), sendo neste caso a sua separação determinada pela tectónica. Os sedimentos correspondentes resultam da erosão dos produtos de alteração hidrolizante (lateritização) do Maciço Hespérico durante o Mesozóico e neles estão impressas as condições quentes e húmidas finicretácicas, mais evidentes nos níveis inferiores (Jiménez, 1974; Bustillo & Martin-Serrano, 1980; Martin-Serrano, 1988a), perdurando as condições tropicais ou subtropicais até próximo do limite superior da U.T.S. P1 (Eocénico inferior) (Jiménez, 1974; Santisteban et al., 1991a); o topo desta unidade revela condições de maior sazonalidade climática, ao que se terá seguido um largo período de exposição subaérea, traduzido pelas estruturas erosivas e pelo encrostamento dolomítico-paligorskítico do tecto (Santisteban et al., 1991a).

O Cretácico terminal é caracterizado por um clima tropical, com vegetação rica e locais encharcados, com subsidência activa, rejuvenescimento do relevo, erosão e sedimentação (Antunes, 1979). Assume-se a continuação de condições sensivelmente semelhantes no Paleocénico, embora neste caso com referências a sazonalidade climática, de acordo com as características sedimentológicas referidas (Martin-Serrano, 1988a; Cunha, 1992; Carvalho, 1994). Estas condições, que se traduzem por uma estação seca, são referidas mais frequentemente no fim desta etapa - Eocénico inferior, em especial nas Areias e Argilas de Silveirinha e U.T.S. P1 (bordo W da Bacia do Douro).

1.4. TECTÓNICA E VULCANISMO

A fase Larâmica é indicada como responsável pelo rejuvenescimento dos relevos, com acarreios sobre as superfícies erosivas. Também a actividade vulcânica que se registou em Portugal ocidental durante esta etapa, foi responsável por modificações importantes na paisagem, na qual

se destacavam os cones vulcânicos, a partir dos quais se formou o manto basáltico de Lisboa, entre o Cretácico superior e o Eocénico inferior (Alves et al., 1980) e que terão atingido uma altura máxima de 2800 metros (Serralheiro, 1978), bem como os maciços subvulcânicos de Sintra, Sines e Monchique. Estes relevos constituíram importantes fontes alimentadoras na etapa posterior.

A discordância com a sequência seguinte relaciona-se com a fase Pré-Pirenaica (Reis & Cunha, 1989a; Cunha, 1992), ou Neolarâmica (Portero et al., 1982); na margem ocidental da Bacia do Douro observa-se a movimentação dos acidentes NE-SW e N-S, bem como sistemas de horst-graben e semi-graben com certa importância, em relação com o sistema NE-SW, como é o caso da fossa de Ciudad Rodrigo (Santisteban et al., 1991a).

2. PALEOGÉNICO PÓS-EOCÉNICO INFERIOR

2.1. SEDIMENTOS E DATAÇÃO

Na abordagem do Paleogénico português tem-se dado particular atenção ao Complexo de Benfica na região de Lisboa e às Arcoses de Côja, esta unidade situada a norte da Cordilheira Central, em particular nas áreas de Naia e Côja. Enquanto que o Complexo de Benfica se encontra enquadrado estratigraficamente, mas sem indicações precisas quanto à sua idade, as jazidas de fósseis da Beira Alta têm fundamentado o Eocénico.

Outros depósitos têm fornecido também datações, com base no conteúdo fóssilífero; na região litoral a norte da Nazaré, "*conglomerados, areias e argilas vermelhas com níveis concrecionados de Vale Furado*" - Eocénico médio a superior e "*arenitos amarelos, geralmente grosseiros, às vezes consolidados, de Felgueira Grande*", possivelmente do Bartoniano superior (Antunes, 1975; Antunes, 1979), correspondentes aos dois membros da Formação do Bom Sucesso (Reis & Cunha, 1989a) e equivalentes laterais dos dois membros definidos nas Arcoses de Côja (Cunha & Reis, 1991).

O Complexo de Benfica é sucintamente descrito como constituído essencialmente por níveis conglomeráticos muito grosseiros, até 60 metros de espessura, com calhaus e blocos heterogéneos, envoltos numa matriz areno-argilosa, ou margosa, avermelhada, em alternância com depósitos mais finos: areias, pelitos, margas e calcários; os minerais de argila são predominantemente paligorskite e esmectite (Azevêdo, 1991). A descrição de três cortes seleccionados do Complexo de Benfica (Azevêdo et al., 1991), salienta a presença de rochas com componente essencialmente detrítica, de granulometria variável, desde conglomerados a pelitos, de cor predominantemente avermelhada ou vermelho-acastanhada; os conglomerados, de muito grosseiros a finos, têm matriz arenítica e cimento frequentemente margoso ou mais raramente calcário; na base, calhaus geralmente mal rolados de quartzo e quartzito, de xisto, metagrauwaques e afins, parcialmente alterados e mais raramente de granito muito alterado, com fragmentos de fenocristais de feldspato potássico, muito argilizados. No topo existem calhaus bem rolados até 80 cm de dimensão, de rochas calcárias, arenitos e silex, do Mesozóico, basaltos muito alterados e calhaus subangulosos e subrolados de quartzo filoniano, quartzito, xisto e grauwaque de muito menores dimensões. Arenitos essencialmente quartzosos, argilosos ou margosos, com impregnações de óxidos e hidróxidos de Fe e às vezes de Mn. É característico

o espesso calcareto - Calcários de Alforneiros, entre a série predominantemente detrítica (Choffat, 1950; Azeredo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991; Azevêdo & Pimentel, 1995).

A fracção argilosa identificada no Complexo de Benfica é essencialmente esmectítica nos arenitos e paligorskítica nos calcários, siltitos e argilitos (Azevêdo, 1991). Associações do tipo esmectite ± 'dite ± caulinite sobre o calcareto (SLD8) e paligorskite ± ilite ± esmectite para os níveis inferiores (SLD7), são referidos como caracterizando as fácies continentais do Eocénico-Oligocénico da Bacia do Tejo (Carvalho, 1968; Cunha, 1987; 1992; Dias, 1993; Barbosa, 1995).

A caracterização sedimentológica têm sido o principal argumento de correlação de alguns depósitos com o Complexo de Benfica, nomeadamente:

- Nas imediações da Cadeia da Arrábida, numa sucessão semelhante à de Lisboa (Carvalho, 1968; Azevêdo, 1982; 1991); a norte da cadeia, descrevem-se duas macrosequências revelando alimentações distintas, em paralelismo tectono-sedimentar com a região de Lisboa, evidenciando corresponderem a partes integrantes de uma mesma bacia - sector SW da Bacia do Baixo Tejo (Azevêdo & Pimentel, 1995).
- No sector ribatejano da Bacia Terciária do Baixo Tejo, os Grés de Monsanto (Barbosa, 1995), ou Complexo Atapulítico de Carvalho (1968), de cor esbranquiçada e crostas carbonatadas, localmente cimentações siliciosas, bem como paligorskite e esmectite, correlacionável com o Complexo de Benfica.
- Paleogénico do Baixo Alentejo Ocidental, continental, vermelho, grosseiro e parcialmente carbonatado, (Pimentel, 1989; Pimentel & Silveira, 1991; Azevêdo & Pimentel, 1994; 1995; Pimentel & Azevêdo, 1994a; 1994b).
- A primeira sequência de deposição (SD1), do registo cenozóico da Bacia de Moura-Marmelar (Silveira, 1990), para a qual é admitida uma idade do Paleogénico (Carvalho, 1967) ou Miocénico inferior ou médio (Silveira, 1990). A sequência é constituída por duas associações de fácies: uma constituída por arenitos grosseiros e conglomerados maciços, compactos e avermelhados, sobre os quais se desenvolvem encrostamentos calcários pedogénicos; a outra associação constituída por fácies areníticas e lutíticas, e níveis intercalados de carbonatos de cor branca, muito compactos, por vezes cristalinos, aos quais é atribuída uma génese sedimentar e/ou pedológica (Silveira, 1990); a fracção argilosa é predominantemente constituída por esmectites e paligorskite (Carvalho, 1967).

O Complexo de Benfica está limitado inferiormente pelos basaltos de Lisboa-Mafra e superiormente pelo Neogénico. Antunes (1979) indica que a idade dos depósitos nele incluídos se repartem pelo Eocénico, sem limite inferior preciso, e Oligocénico.

Nos cerca de 400 metros do Complexo de Benfica, identificam-se duas macrosequências com alimentações distintas (Azevêdo, 1991; Reis et al., 1991; Azevêdo & Pimentel, 1995); Reis et al. (1991) consideram que esta diferenciação define dois episódios deposicionais separados por uma disconformidade atribuível à fase paroxismal pirenaica, numa estrutura idêntica à definida noutras regiões, como na Formação do Bom Sucesso, a norte da Nazaré (Reis & Cunha, 1989a).

Para os Calcários da Qt^o da Marquesa é indicada, com base no conteúdo paleontológico, uma idade situada pelo menos em parte no Oligocénico, com um nível provavelmente do Oligocénico inferior (Azerêdo & Carvalho, 1986).

A análise macro e micropaleontológica dos sedimentos vermelhos, grosseiros, detectados em sondagens profundas na Península de Setúbal (região do Barreiro) e que foram paralelizados com o Complexo de Benfica, tem revelado idades contraditórias fornecidas por ostracodos e foraminíferos planctónicos (Azevêdo, 1991); a distribuição dos organismos com idades situadas entre o Chatiano superior e o Aquitaniano, favorece um modelo interpretativo em que se indica a presença de material detrítico e microfauna do Oligocénico (Chatiano); a sua presença posterior, em conjunto com organismos de idade mais recente, advém da sua remobilização, do bordo oriental da bacia, ao longo do Aquitaniano (Azevêdo, 1991; Marfins et al., 1991; Nascimento & Azevêdo, 1991; Martins et al., 1995).

Na Beira Baixa, sector NW da Bacia do Baixo Tejo, Cunha (1987; 1992; 1996) descreve e define a Formação do Cabeço do Infante, como constituída por sedimentos muito mal calibrados, predominantemente arenitos grosseiros e conglomerados, de composição feldspático-lítica, de matriz abundante lutítica, esmectítica e paligorskítica, cor verde acinzentada ou esbranquiçada, com níveis de tons violáceos, ou com acentuada rubefacção; clastos de quartzito, quartzo leitoso, xisto, feldspato potássico e raros de granito; com cimentação siliciosa, de espessura variável, afectando o tecto, níveis dolomíticos e ocorrências de óxi-hidróxidos de Fe e Mn na forma de carapaças e de concreções. Em toda a Beira Baixa só se identifica uma SLD, pelo que a grande ocorrência de paligorskite e de epigenia carbonatada poderá indicar a SLD7 (Cunha, comunicação oral).

No início da etapa paleogénica observou-se a diferenciação das bacias do Mondego a norte e Tejo-Sado a sul, em resultado do carácter distensivo da movimentação tectónica. Nas zonas marginais destas bacias, ou em contextos mais confinados, como de acidentes hercínios reactivados, ter-se-ão produzido escarpas alimentadoras dos derrames aluviais. Se bem que ainda sem a estruturação da Cordilheira Central, mais tardia, em relação com a movimentação bética a partir do Tortoniano médio (Cunha, 1987; 1992; Ribeiro, 1988), pode considerar-se o sector intermédio entre estas bacias, um umbral separando domínios sedimentares.

A norte da Cordilheira Central, as Arcoses de Côja, apresentam dois membros - Casalinho de Cima o inferior, com 43 metros de espessura máxima e o da Monteiro, o superior, atingindo 30 metros (Cunha & Reis, 1991; Cunha, 1992). São descritos como arcoses grosseiras e conglomerados de cor verde acinzentada, esbranquiçada ou amarelada, com clastos de quartzito, quartzo leitoso, feldspato, xisto e granito; areias de quartzo, feldspato, moscovite e biotite, com turmalina e rútilo e abundante matriz lutítica, essencialmente esmectítica; os níveis lutíticos, normalmente siltitos grosseiros que alternam com as fácies arenosas, são exclusivos do membro superior, podendo representar parte significativa deste. As cimentações de calcite ou dolomite afectam localmente partes do membro inferior, às quais se associa em geral a paligorskite.

Na depressão da Longroiva (Beira Alta), um pouco a sul do vale da Vilariça, Ferreira (1971; 1978) descreve arenitos argilosos, ilito-montmoriloníticos, mais ou menos feldspáticos, de origem granítica, esbranquiçados ou cinzento-esverdeados, pouco consolidados e com estratificação visível; para o autor, estes arenitos da Longroiva parecem testemunhar uma antiga

cobertura da superfície da Meseta que, tal como as arcoses de Nave de Haver, deve ser de idade paleogénica, possivelmente Eocénico superior.

Neste domínio, a norte da Cordilheira Central, a situação é mais clara quanto à idade das formações. A contribuição é fundamentalmente dada pelas jazidas fósseis em depósitos de Côja e Naia. Antunes (1992a) apresenta uma tabela sinóptica acerca das sucessivas contribuições que foram dadas e que permitem enquadrar as ocorrências no Eocénico superior (Antunes, 1964; 1967; 1986; Antunes & De Broin, 1977). As mais recentes referências confirmam as datações anteriores, nomeadamente os elementos da fauna, em Côja (Antunes, 1992b) e da flora, em Naia e Sobreda (Pais, 1992). A posição das jazidas, indica a possibilidade de considerar o membro inferior - Casalinho de Cima (SLD7), como Eocénico médio e talvez parte do Eocénico superior; o membro superior - Monteiro (SLD8) como Ludiano (Priaboniano), no seu nível fossilífero da base, incluindo provavelmente o Oligocénico inferior (Cunha, 1992; Pais, 1992).

Os depósitos arcósicos de Nave de Haver foram atribuídos ao intervalo Eocénico-Oligocénico (Corrochano & Reis, 1986; Pais, 1992). De acordo com Pais (1992), a comparação dos fragmentos recolhidos nas jazidas de Naia, Sobreda e Nave de Haver aponta para correlacionar o nível fossilífero de Nave de Haver com o membro inferior das Arcoses de Côja (Membro de Casalinho de Cima).

Na Bacia do Douro, a U.T.S. P2 é constituída por conglomerados, arenitos, siltitos e argilas de natureza subarcósica (Santisteban et al., 1991a; 1996); a fracção mais grosseira é predominantemente constituída por quartzo, quartzito, feldspato alterado, lidito e xisto; a fracção argilosa é composta por micas, ilite, clorite, esmectite e paligorskite; uma cimentação dolomítica afecta a base desta unidade e uma cimentação calcítica afecta o tecto; a tendência é granocrescente e estratocrescente, acompanhada por uma maior preservação dos depósitos de planície de inundação.

A U.T.S. P3 (Santisteban et al., 1991a; 1996), é predominantemente conglomerática, arcósica ou subarcósica, com argilas pouco abundantes; a fracção mais grosseira é constituída essencialmente por quartzo e feldspato e ainda quartzito, granito, lidito e xisto; a fracção argilosa é uma mistura de minerais herdados - micas, caulinite e escassa clorite e neoformados -esmectite e paligorskite; pode apresentar encrostamentos constituídos essencialmente por calcite e paligorskite e por cimentações siliciosas e calcíticas tardias. É característica a preservação dos fragmentos mais instáveis - feldspatos, xistos e granitos, quase sem alteração.

Para todo o sector SW da Bacia do Douro a U.T.S. P2 (Eocénico médio-superior) de Santisteban et al. (1991a; 1996) aproxima-se cronologicamente da SLD7 de Cunha (1992) e a U.T.S. P3 (Eocénico terminal - Oligocénico) encontra correspondência a SLD8 (Quadro 4.1, pag. 298). A redefinição do que os autores designam por U.T.S. P2, levou-os a considerar nesta unidade, depósitos anteriormente atribuídos ao Eocénico médio-superior e Oligocénico, e outros como Miocénico inferior, com base fundamentalmente na reavaliação da natureza dos contactos; enquadra-se, com base em diversas datações, entre o Rheniano (Eocénico médio) e de forma algo imprecisa, o limite Eocénico-Oligocénico. A U.T.S. P3 é atribuída ao Oligocénico, com base quer no seu enquadramento entre depósitos datados do Eocénico superior e do Miocénico inferior, quer na alteração vermelha do Miocénico inferior que afecta o topo desta unidade.

Para a Bacia do Douro, Armenteros & Corrochano (1994) consideram a 2ª fase de registo sedimentar limitada pelo Eocénico médio e o Miocénico inferior, coincidentes com os limites anteriormente considerados por Martin-Serrano (1988a); definem no bordo W da Bacia três macro-sequências negativas individualizadas por fases tectónicas "menores", permanecendo pouco clara a correspondência com a estratigrafia proposta por Santisteban et al. (1991a; 1996) (Quadro 4.1, pag. 298).

2.2. MODELOS DEPOSICIONAIS

O maior ou menor confinamento das bacias e as condições locais de drenagem, e as diferentes expressões que tomam o relevo e a actividade tectónica, condicionam os modelos deposicionais identificados, pelo que observam algumas diferenças, nomeadamente a norte e a sul da Cordilheira Central. São comuns as condições endorreicas que promovem a neogénese de esmectite e paligorskite; os regimes com elevada frequência de carga sólida são intercalados por episódios palustres ou paleosolos caracterizados pela presença de carbonatos.

A norte, as Arcoses de Côja e os depósitos da Bacia do Douro, são descritos como resultado de acarreios regionais, testemunhando sistemas fluviais entrancados. No caso das Arcoses de Côja, elas representariam a parte mais proximal de fluxos efêmeros, canalizados e não canalizados, drenando uma vasta planície aluvial alongada NE-SW (Cunha, 1992). Para a Bacia do Douro, Santisteban et al. (1991a), referem sistemas de alto gradiente, fluindo por vales relativamente abertos e saindo em zonas de paisagem mais aberta.

O modelo sedimentar do Complexo de Benfica é aplicável na região de Lisboa, bem como de forma semelhante no Ribatejo e a sul, na Península de Setúbal e no Alentejo. São comuns referências semelhantes a acarreios detríticos grosseiros, cujo agente de transporte, energético e pouco selectivo, promovia uma má calibragem, ou características que apontam para fluxos de gravidade do tipo debris-flow e mud-flow, originando leques aluviais (Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991). Os calcários testemunham paragens na sedimentação detrítica e exposição subaérea e pedogénica (Azevêdo et al., 1991; Azerêdo & Carvalho, 1986).

O modelo de leques aluviais é referido no Alentejo associada às falhas da Messejana (Carvalho et al., 1985; Pimentel & Azevêdo, 1994b; Barbosa, 1995), Vidigueira (Silveira, 1990), Torrão e Grândola (Azevêdo & Pimentel, 1994).

Com base no estudo sedimentológico, Azevêdo & Pimentel (1995) sugerem, para a Bacia do Baixo Tejo e Sado, uma configuração em pequenas bacias autónomas, alimentadas por leques aluviais coalescentes desenvolvidos a partir de diversas escarpas de falhas; segundo o modelo proposto por estes autores, salientava-se um bloco tectónico orientado NE-SW no eixo central da bacia, num contexto paleogeográfico admitido como mais próximo do existente no fim do Mesozóico do que aquele que se viria a desenvolver no Neogénico (fig.4.2).

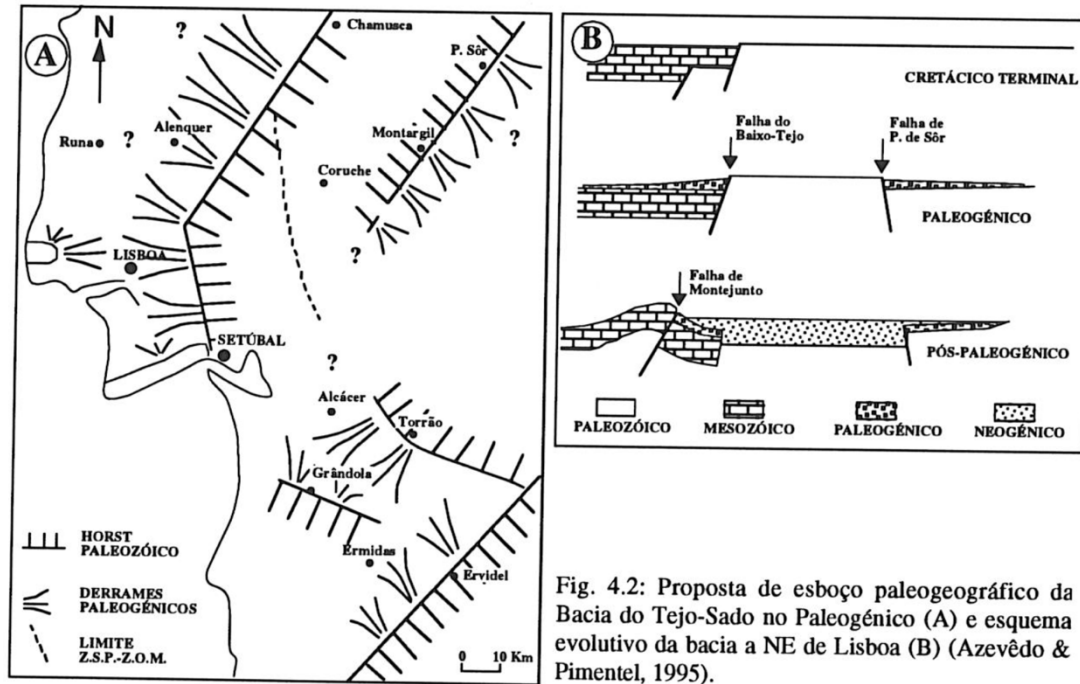


Fig. 4.2: Proposta de esboço paleogeográfico da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico (A) e esquema evolutivo da bacia a NE de Lisboa (B) (Azevêdo & Pimentel, 1995).

Fig. 4.2: Proposta de esboço paleogeográfico da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico (A) e esquema evolutivo da bacia a NE de Lisboa (B) (Azevêdo & Pimentel, 1995).

Na região mais a NE da Bacia do Baixo Tejo, a sucessão continental arcósica definida na Beira Baixa, como Formação do Cabeço de Infante, resulta de sedimentação aluvial episódica, com predomínio de fluxos não confinados, segundo leques aluviais coalescentes numa planície aluvial de sopé (Cunha, 1992; 1996).

2.3. CLIMA

Pais (1992) indica, para o membro inferior das Arcoses de Côja (Eocénico médio-superior), condições de clima húmido e quente, provavelmente subtropical a tropical, com abundante cobertura florestal.

Para o Oligocénico têm sido referidas condições climáticas que evoluíram para quentes e secas, em regime de subaridez (Carvalho, 1968; Azerêdo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991; Barbosa, 1995); esporádicos episódios de precipitação violenta e curta duração justificam as variações de fácies detríticas para fácies carbonatadas/evaporíticas, situação correspondente ao Complexo de Benfica, embora sem a presença de evaporitos.

Na Bacia do Douro, com dados paleontológicos sobretudo referentes ao Eocénico, após os primeiros indícios de estacionalidade climática revelada no topo da U.T.S. PI e período de exposição que se lhe seguiu, a U.T.S. P2 revela prováveis condições de temperatura quente com sazonalidade cada vez mais marcada, sem sintomas importantes de aridez; a fauna indica clima subtropical, com variações oscilantes de humidade - períodos de aridez (Jiménez, 1974), situação não muito diferente das condições subáridas ou mediterrânicas indicadas por paleossolos (Afonso et al., 1989 in Santisteban et al., 1991a).

Para o Oligocénico as características sedimentológicas - imaturidade, encrostamentos desenvolvidos e abundância de esmectite e paligorskite - traduzem condições de maior aridez, ou períodos secos mais longos que os húmidos, durante os quais se observavam precipitação curta e abundante, justificando fluxos torrenciais de carácter esporádico; os dados palinológicos confirmam um clima mediterrânico árido (Santisteban et al., 1991a). Também os conteúdos palinológicos das arcoses de Alamedilla, na bacia do Douro junto à fronteira, que indicam Oligocénico superior ou Miocénico inferior, sugerem degradação climática ou condições mais continentais, relativamente às condições descritas para o membro inferior das arcoses de Côja (Gavilán & Hernández, 1988 in Pais, 1992). Esta interpretação está de acordo com a indicação de clima provavelmente temperado seco traduzido pelo membro superior das Arcoses de Côja (Cunha, 1992).

2.4. TECTÓNICA

Na Bacia do Douro, o limite entre o Eocénico inferior e o Eocénico médio é descrito como uma discordância cartográfica, marcando um efeito tectónico (Armenteros & Corrochano, 1994; Santisteban et al., 1991a).

A sedimentação da U.T.S. P2 (Eocénico médio-superior), produziu-se com a principal fase de fracturação, com actuação dos sistemas E-0 e NE-SW, desenvolvendo um sistema de horst-graben, limitados por fracturas de menor importância de outros sistemas e basculamento generalizado para Este; tais movimentações, em relação com a fase Pirenaica, introduziram as maiores modificações na Bacia do Douro, modificando substancialmente as áreas de sedimentação e os pendentes na bacia, de forma que as unidades seguintes representam sistemas sedimentares de alta energia que se veem forçados a circular por zonas muito delimitadas (Santisteban et al., 1991a).

Os movimentos tectónicos que afectam posteriormente o tecto do Oligocénico são referidos à fase Sávia (Portero et al., 1982); acidentes N-S e NE-SW produzem sistemas de horst-graben de pequeno relevo (Santisteban et al., 1991a). Para a depressão de Ciudad Rodrigo indica-se uma fraturação NNE-SSW afectando os depósitos do Oligocénico que adquiriram uma configuração em blocos levantados e afundados, com constituição de um paleorelevo controlando a deposição da série vermelha miocénica nas áreas deprimidas (Mediavilla & Martin-Serrano, 1989).

Actualmente o Paleogénico do bordo SW da Bacia do Douro está basculado para W, como resultado do rejogo de falhas (especialmente NNE-SSW) durante o Neogénico e Quaternário (Santisteban et al., 1991a).

Cunha (1992) e Reis et al. (1992b) referem a individualização das bacias terciárias do Mondego e do Baixo Tejo com a fase Pré-Pirenaica (cerca dos 50 Ma). Esta etapa está limitada superiormente pela ruptura Castelhana. Durante esta etapa ter-se-ia operado uma tectónica de "grabens - horsts (Carvalho, 1968; Carvalho et al., 1985; Cunha, 1992; Barbosa, 1995), com deposição, na Bacia Terciária do Baixo Tejo, de leques aluviais. É identificada no interior desta etapa, uma descontinuidade atribuível à fase paroxismal pirenaica (Reis & Cunha, 1989a; Cunha, 1992) separando duas SLD (7 e 8), como é reconhecido no Complexo de Benfica (Reis

et al., 1991; Azevêdo & Pimentel, 1995), na Formação do Bom Sucesso (Reis & Cunha, 1989a), ou nas Arcoses de Côja (Cunha, 1992).

De acordo com o modelo proposto por Azevêdo & Pimentel (1994) e Pimentel & Azevêdo (1994a; 1994b) a sedimentação na forma de leques aluviais no sopé das escarpas de falha, como no caso da falha do Torrão, seria a resposta a uma compressão de orientação NE-SW, com tracção secundária na Messejana, activação compressiva das falhas NW-SE e subsidência em áreas limitadas pelas falhas, segundo um regime do tipo dip-slip. O desenvolvimento de relevos por subsidência associada à distensão secundária NW-SE, suporta o modelo de sedimentação defendido por Azevêdo & Pimentel (1994b; 1995) para o Paleogénico das regiões de Lisboa e envolventes (fig.4.2).

3. O NEOGÉNICO

3.1. REGIÃO OCIDENTAL DA BACIA DO DOURO

A dificuldade no estabelecimento da correlação estratigráfica entre os depósitos considerados neogénicos, descritos no sector ocidental da Bacia do Douro, na região centro-oriental da mesma bacia e nas principais bacias terciárias portuguesas, justifica a sua abordagem independente.

Na região ocidental da Bacia do Douro foram anteriormente descritos os depósitos da transição Cretácico-Paleocénico (U. T.S. MC), e as três unidades do Paleogénico. Sobrepoem-se as Series Rojas e as Series Ocreas, de acordo com os critérios adoptados para a definição da estratigrafia regional e que têm por base o tipo de alteração que afecta os depósitos (Martin-Serrano, 1988a; 1988b; 1989b; 1991a; 1991b; Mediavilla & Martin-Serrano, 1989; Santisteban et al., 1991b; Blanco, 1991b). Reconhece-se que esta proposta de estratigrafia é difícil de correlacionar quer com os sectores centro-orientais da bacia quer com os depósitos portugueses.

3.1.1.As Séries Rojas (Martin-Serrano, 1988a)

3.1.1.1. Sedimentos e datação

Como afirma Martin-Serrano (1988a), generalizou-se a ideia de que as fácies vermelhas que cobrem os distintos depósitos paleogénicos do SW da Depressão do Douro, embora azóicas, se localizam na base do Neogénico. No passado foram atribuídas idades desde o Oligocénico até ao Quaternário, devido ao seu aspecto e posição geomorfológica. Merece relevo especial a convicção expressa de que algumas dessas fácies foram confundidas com Raias (Martin-

Serrano, 1988a). Também para Santisteban et al. (1991b), as Séries Rojas de Martin-

Serrano (1988a) constituem um único conjunto, devido ao seu aspecto, posição topográfica e distribuição cartográfica.

As Séries Rojas são constituídas por depósitos siliciclásticos de cor vermelha intensa, muito mal calibrados, predominantemente arenosos e conglomeráticos, com alguns materiais mais finos e cimentações ferruginosas e carbonatadas; os elementos mais grosseiros são

essencialmente quartzíticos, com quartzo, feldspatos, estes mais frequente na base e fragmentos de xistos; o cortejo argiloso é constituído por ilite, esmectite, caulinite, pouca paligorskite e óxidos de ferro. Refere-se como aspecto mineralógico característico a existência de dois grupos de depósitos, com base na associação de minerais de argila: ilite+montmorilonite (ou paligorskite em substituição) e baixa frequência de caulinite; frequência elevada de caulinite e ilite. Os minerais pesados dominantes são a turmalina, a andaluzite e os opacos.

Em alguns locais os depósitos lutíticos são importantes, como na fossa de Ciudad Rodrigo, e encontram-se relacionados com as zonas médias e distais de leques aluviais (Mediavilla & Martin-Serrano, 1989).

Na região de Salamanca definiram-se mais recentemente, duas unidades nas Series Rojas (Santisteban et al., 1991b):

Unidad Roja inferior, caracterizada por depósitos arenosos, areno-conglomeráticos e conglomeráticos de natureza arcósica ou subarcósica, algo micáceos e com fragmentos de rochas alteráveis;

Unidad Roja superior, que repousa numa superfície erosiva desenvolvida sobre a unidade inferior e é composta por depósitos muito ricos em argilas, argilo-conglomeráticos e conglomerados, pobres em feldspatos e micas; ocorrem também alguns depósitos carbonatados de origem palustre.

Estas fácies são azóicas e a sua atribuição ao Miocénico inferior deve-se a jazidas paleontológicas situadas a longa distância, para o interior da bacia (Jimenez, 1970; Corrochano, 1977; Martin-Serrano, 1988a; 1991b; Santisteban et al., 1991b), pelo que a atribuição de idade assenta numa falível correlação estratigráfica. Os casos mais próximos referidos são: a jazida situada em Plasencia, Cáceres, datada do Vindoboniano inferior e médio e do Helveciano e que "presenta una gran similitud litológica con las fácies rojas suprapaleógenas de Zamora y Salamanca" (Martin-Serrano, 1988a); a jazida datada do Vindoboniano, localizada em Benavente, Zamora, no contexto da Fácies Tierra de Campos (paralelizada com as Séries Ogres), situa-se em posição sobrejacente aos depósitos vermelhos. No centro da bacia, as Series Rojas são sobrepostas pelo conjunto sedimentar miocénico constituído pelas três clássicas associações de fácies lacustres de Tierra de Campos, Cuestas e Paramo (Blanco, 1991b), respectivamente U.2, U.3 e U.4 definidas por Armenteros (1991) no sector centro-oriental, atribuídas ao Aragoniano superior e Valesiano.

3.1.1.2. Modelos deposicionais

As Series Rojas representam depósitos de leque aluvial ou fluviais de baixa sinuosidade (Martin-Serrano, 1988a; 1991b).

Nas unidades definidas por Santisteban et al. (1991b):

- A Unidad Roja inferior, com evolução vertical negativa, corresponde a sistemas fluviais entrancados ou algo sinuosos, em função da sua posição paleogeográfica, com uma distribuição cartográfica em franjas que correspondem a paleovals desenvolvidos sobre os materiais subjacentes e depósitos de planície de inundação ;

- A Unidad Roja superior, também de tendência negativa, corresponde a depósitos de leques aluviais em fácies proximais, enraizados nos relevos paleozóicos próximos.

3.1.1.3. Clima e tectónica

O processo de alteração relacionado com a Unidade Roja é referido como afectando o tecto de cada sequência, no intervalo até à sequência seguinte, de acordo com o regime esporádico da sedimentação (Blanco, 1991b); referem-se as seguintes modificações:

desestabilização ou alteração dos minerais detríticos como clorites, micas e feldspatos;

neoformação de plasma argiloso ou argilização;

oxidação e fixação na forma de hidróxidos do ferro libertado pelos minerais que se alteram, fixação unida ao plasma argiloso que simultaneamente se neoforma (rubefacção);

processos de encrostamento carbonatado com fixação de calcite por substituição de silicatos preexistentes (epigenia carbonatada).

Este processo de fersialitização é referido sob climas do tipo mediterrânico com forte contraste sazonal (Duchaufour, 1979) que favorece não só as condições de alteração, como também de formação do próprio depósito (Blanco, 1991b).

As condições tectónicas são de difícil interpretação na zona marginal, onde são referidas frequentemente transições graduais entre as unidades. Por este motivo, a estratigrafia recorre às condições de alteração como critério fundamental.

3.1.2. As Series Ocre (Martin-Serrano, 1988a)

As Series Ocre são referidas como as fácies proximais da última etapa de enchimento das áreas marginais da Bacia do Douro, pelo que culminam o preenchimento das depressões, principalmente no seu bordo NW, também contemporâneas do final da elaboração da superfície fundamental neste sector; são uma unidade litostratigráfica com valor de Formação, geocronologicamente pouco precisa, embora com limites estratigráficos bem definidos; o seu significado morfoclimático prolonga-se para além desta unidade, até às primeiras etapas da dissecação fluvial (Martin-Serrano (1988a; 1988b; 1989a; 1989b; 1991b; 1994; Santisteban et al., 1991b).

Para Martin-Serrano (1989b) as Series Ocre devem considerar-se como uma formação marginal dos depósitos lacustres (§3.2), representados a leste por Las Cuestas e El Páramo, relacionando-se com estes indirectamente através da fácies Tierra de Campo.

3.1.2.1. Sedimentos e datação

As Series Ocre são sucintamente descritas como constituídas por terrígenos de origem fluvial, de moderada maturidade petrológica e mineralógica (Martin-Serrano, 1994).

As diversas litofácies, conglomerados, arenitos e lutitos, variam proporcionalmente em função da sua posição paleogeográfica (Martin-Serrano, 1989b):

- conglomerados muito grosseiros, heterométricos e de matriz abundante em posição muito marginal;
- conglomerados de matriz arenosa com estruturas indicadoras de barras fluviais;
- areias grosseiras com leitos conglomeráticos e finos de inundação;
- lutitos e areias lutíticas com caliches, estruturas edáficas e bioturbação, de planície de inundação, com corpos arenosos de barras de meandro.

Os conglomerados são constituídos essencialmente por clastos de quartzito e quartzo, com abundantes fragmentos de liditos e xistos. As carbonatações e ferruginizações podem afectar os leitos conglomeráticos e arenosos e ocorrem também nódulos de Mn e limoníticos. As areias são essencialmente constituídas por grãos de quartzo, com feldspatos e micas acessórios; nos minerais pesados predomina a associação turmalina + zircão + andaluzite, com cerca de 30 % de opacos. A mineralogia da fracção argilosa é dominada nas zonas marginais pela associação ilite + caulinite e para o interior da bacia por ilite + esmectite, com a presença da goethite.

As Series Ocreas são atribuídas ao Miocénico médio-Pliocénico; o muro apoia-se quer em discordância angular sobre o substrato quer em onlap sobre o tecto da unidade vermelha; os sedimentos ocreas culminam as altas plataformas aluviais, mas a alteração ocre é também típica das Rafias e dos terraços mais altos (Martin-Serrano, 1989b).

É indicado o aparecimento de algumas jazidas com macrofauna (mastodontes e tartarugas) no NW da bacia, que situam esta unidade no Orleaniano superior-Astaraciano (Miocénico médio) (Mazo, 1977; Martin-Serrano, 1989b; Martin-Serrano et al., 1992; Santisteban et al., 1991b). Salienta-se, como factor de reflexão, o facto de ser descrita na Bacia do Douro, a sobreposição de uma alteração ocre a depósitos mais antigos, facto que admitimos poder traduzir-se por vezes num errado enquadramento litostratigráfico, nomeadamente de jazidas fossilíferas. Sobre esta sobreposição:

- *"los datos micromorfológicos indican que la alteracion de tonos rojos es la mas antigua, sobre la que se soperpone la de tonos ocreas, siendo la decoloración el proceso último y, en muchos casos, activo"* (Mofina, 1991);
- *"En la Depresión de Ciudad Rodrigo... la Unidad Roja, una vez depositada, no fue recubierta por sedimentos posteriores a ella; por esse motivo al quedar descubierta durante todo el Mioceno Superior, el Plioceno y el Cuaternario toda a Unidad, o al menos su parte superar, se ha visto sometida a nuevos procesos de alteración que se han superpuesto a los suyos propios. En concreto, la Unidad se ha visto afectada por um proceso de alteración de tipo caolinizante que Martin-Serrano (op. cit.) denomina en el W Zamorano Alteración Ocre"* (Blanco, 1991b).

Deve notar-se que as idades propostas para as Series Rojas e Series Ocreas apresentam um claro desfasamento relativamente aos depósitos com similares características de paleoalteração descritos nas Beiras por Cunha (1992). Por outro lado é referida a presença pouco clara das Series Ocreas na Galiza (Martin-Serrano, 1989b).

Note-se que foram correlacionados com a alteração ocre descrita no bordo W da bacia, sucessões sedimentares afastadas, com predomínio de esmectite e sem alteração de tipo

caulinizante, mas com a mesma coloração ocre. Também nas áreas centrais poderão existir níveis mais antigos relativamente aos que no bordo W apresentam rubefacção.

Em face da descrição, a correlação estratigráfica com base na cor, efectuada entre uma sucessão do bordo ocidental e sedimentos do centro da bacia situados a longa distância, deve ser observada com muitas reservas.

3.1.2.2. Modelos deposicionais

Para as Series Ocre é sugerido um modelo com leques aluviais limitados à cabeceira dos vales, seguindo-se uma drenagem a jusante realizada por um rio colector principal, com poucas contribuições laterais; ainda no sector ocidental a drenagem seria efectuada por um sistema fluvial entrancado, ao qual se seguiria um modelo sinuoso em amplas planícies aluviais (Martin-Serrano, 1989b; Martin-Serrano et al., 1992).

3.1.2.3. Clima e tectónica

Uma situação tectónica passiva é proposta com base nas características granodecrescentes da sequência marginal desta unidade, bem como pelo aumento progressivo da relação largura/profundidade dos canais e da proporção de finos de inundação (Martin-Serrano et al., 1992).

Tal como no caso das Series Rojas, as Series Ocre individualizam-se pelo tipo de alteração que apresentam. No caso dos sedimentos marginais desta unidade, as características mineralógicas impressas, são semelhantes às das rochas do substrato afectadas pela alteração ocre, particularmente notada nas fácies xistosas e gnaissicas; essas características dos sedimentos podem resultar da herança dos perfis de meteorização, sendo mais notável, para além da cor ocre predominante, as presenças da caulinite e da goethite (Martin-Serrano, 1989b; Martin-Serrano et al., 1992). De acordo com estes autores, para o interior da bacia as características não marcadamente siderolíticas estariam atenuadas com o aparecimento de esmectite, relacionado com a deposição em zonas de inundação e a formação de solos calcimorfos.

Para além da referência a condições não marcadamente siderolíticas (Martin-Serrano, 1989b), não são referidos directamente climas específicos associados às Series Ocre. De acordo com as características sedimentológicas descritas (Martin-Serrano, 1988a; 1989b; 1991b; Blanco, 1991a; Molina, 1991; Santisteban et al., 1991b), os perfis de alteração ocre ter-se-iam desenvolvido sob condições temperadas, moderadamente caulinizantes, com lixiviação fácil dos iões alcalinos e alcalino-terrosos nas situação dos perfis em áreas elevadas; o carácter predominantemente endorreico da drenagem terá favorecido o encharcamento das regiões interiores e a alternância, pelo menos em certos períodos de tempo, de estações marcadamente secas e húmidas, teria favorecido a formação de solos calcimorfos e a transformação ou neoformação de esmectite. Condições de estabilidade tectónica são salientadas como factor essencial no desenvolvimento desta formação.

3.1.3. A transição Neogénico-Quaternário (W Bacia do Douro)

Duas posições têm sido correntemente adoptadas em Espanha no que respeita à posição morfológica da Rafia e em consequência, relativamente à transição Neogénico-Quaternário. A discussão desta questão será observada posteriormente (§ 3.5). Em termos gerais, a Rafia tem sido referida em diferentes situações:

- Como um manto conglomerático claramente separado da superfície culminante neogénica e na qual se encontra embutida; também se diferencia morfológica e sedimentologicamente dos terraços fluviais que se encaixam na superfície por ela definida, aspecto comum às situações seguintes.
- Como o episódio terminal do preenchimento neogénico, portanto nele incluído.
- Como depósitos de leque aluvial formados em condições áridas e subáridas quentes, durante o Vilafranquiano.

Martin-Serrano (1988b; 1988c; 1991a; 1994) tem descrito as várias situações sob os quais tem sido vista a Rafia no contexto do Maciço Hespérico; nas situações comuns acima referidas, aquele autor propõe o seu enquadramento como uma etapa de articulação de dois episódios sucessivos de sentido oposto, o primeiro sedimentogénico, marcando o fim do preenchimento neogénico e o segundo de gliptogénese, do qual resultaria uma superfície embutida (fig. 4.3); assim, segundo esta opinião, a Rafia poderia ser considerada a etapa terminal da construção de um piedmonte, mas também o episódio inicial da sua destruição, resultando esta inflexão da variação do nível de base, devido à passagem de um sistema endorreico a um sistema exorreico oceânico (Martin-Serrano, 1994). Deste ponto de vista resulta a proposta para a designação de Ro, ou pré-Rafia, a superfície mais elevada definida no topo do enchimento e Ri, a superfície de Rafia correspondente à primeira superfície de embutimento do encaixe quaternário.

Aspecto importante a considerar para entender o conceito de Rafia de alguns autores, é a ideia expressa por Molina et al. (1994), de que a alteração vermelha é fossilizada pela Rafia e anterior a depósitos neogénicos dos Montes de Toledo, sendo a alteração ocre posterior, efectiva quer sobre a Rafia quer sobre o nível superior de alteração do substrato.

A fig. 4.3 representa quatro situações possíveis de preenchimento de sectores marginais de bacias terciárias no Maciço Hespérico e os tipos de transição Neogénico - Quaternário referidos para o sector NW da Bacia do Douro (Martin-Serrano, 1988b; 1991a; 1994).

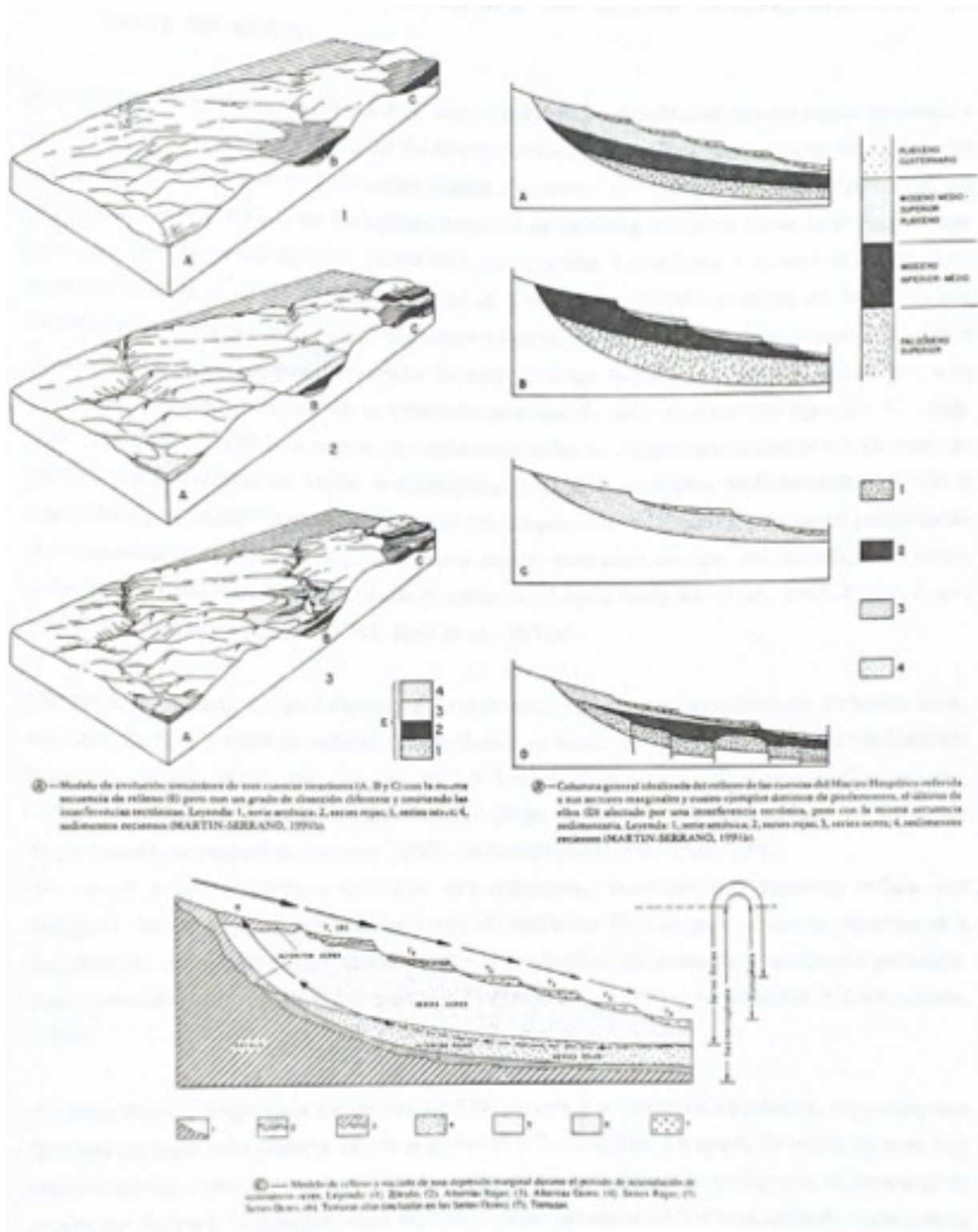


Fig. 4.3: Modelos propostos por Martin-Serrano (1988b; 1989b; 1991a; 1994) para: a) a evolução de três bacias com diferentes graus de dissecação; b) tipos de sopé definidos nos sectores marginais das bacias do Macizo Hespérico; c) formação das superfícies de Bana e de terraços, sobre depósitos e alternes rojos e ocreos, na transição da fase de sedimentogénese à fase de gliptogénese.

3.2. A SUCESSÃO LACUSTRE MIOCÉNICA DA REGIÃO CENTRO-ORIENTAL DA BACIA DO DOURO

Na região centro-oriental da Bacia do Douro o número de sequências deposicionais descritas é variado; definem-se em função quer da interpretação em sectores específicos da bacia quer do valor relativo atribuído às descontinuidades expressas por efeitos menores, paleosolos ou paleocarsificações. Assim, no Neogénico indicam-se para este sector da bacia, cinco sequências limitadas por descontinuidades tectónicas, entre a fase Castelhana e o topo do Miocénico superior (Calvo et al. 1993). Armenteros & Corrochano (1994) indicam no Miocénico a existência de cinco sequências deposicionais positivas, a primeira com características fluviais e as seguintes representando sistemas lacustres; estas sequências são limitadas por seis disconformidades, referindo-se as intermédias como de menor expressão (Quadro 4.1, pag. 298). Armenteros (1991) descreve, no registo atribuído ao Aragoniano superior e Valesiano do sector centro-oriental da bacia, a sobreposição de três sistemas sedimentares, sendo o intermédio constituído por três unidades sedimentares. Assim, supõe-se a possível presença de descontinuidades de menor expressão neste sector, para além das que são reconhecidas como extensíveis à generalidade das bacias espanholas (Lopez-Martinez et al., 1985; Calvo et al., 1993) e portuguesas (Cunha, 1992; Reis et al., 1992a).

Na Bacia do Douro, a maior espessura de sedimentos situa-se na proximidade do bordo leste, em relação com o eixo de máxima subsidência da bacia, zona onde se situa um enchimento paleogénico que atinge um máximo de 2.5 Km de espessura (Armenteros & Corrochano, 1994); sobrepõe-se a sequência de transição Oligocénico-Miocénico, limitada superiormente nesta bacia pela ruptura sedimentar (RN2) do Rambliano (Calvo et al., 1993).

No sector centro-oriental, a descrição dos sedimentos miocénicos posteriores indica, nas margens, fácies de cor vermelha ou verde de ambiente fluvial; para o centro, observa-se a substituição da sedimentação detrítica por um predomínio de ambientes lacustres e palustres, com carbonatos e evaporitos (Armenteros, 1991; Blanco, 1991a; Armenteros & Corrochano, 1994).

O Miocénico atinge uma espessura de 550 metros e a primeira sequência, supostamente limitada no topo pela ruptura intra-Langiano (RN3), constitui excepção às restantes pois tem características essencialmente detríticas, com larga frequência de feldspatos, representando condições fluviais. Seguem-se uma unidade margo-gessífera (U3) e uma unidade carbonatada (U4), positivas e constituídas por fácies lacustre em expansão (Armenteros, 1991); esta sequência é provavelmente limitada superiormente pela ruptura sedimentar situada a 10.5 Ma (RN5), pois traduz uma fase tectónica maior e está bem marcada também por processos de carsificação e alteração (Armenteros, 1991; Armenteros & Corrochano, 1994). Contudo, a idade desta descontinuidade é de difícil acordo na Bacia do Douro; esta dificuldade relaciona-se com a precisão da posição litostratigráfica das jazidas de mamíferos do Valesiano (Corrochano & Armenteros, 1989; Armenteros & Corrochano, 1994; Calvo et al., 1993). Armenteros (1991) refere a jazida de mamíferos de Valles de Fuentidueña, do Valesiano, especificamente situada por baixo da última das unidades (U5, Unidade Siliciclástica-Carbonática) definidas no Miocénico lacustre do sector centro-oriental da Bacia do Douro.

3.3. A ESTRATIGRAFIA PROPOSTA PARA O NEOGÉNICO EM PORTUGAL

A síntese dos principais aspectos do Neogénico faz-se com base no esquema proposto por Cunha (1992) em duas etapas tectono-sedimentares (VII e VIII), respectivamente com duas e três sequências limitadas por descontinuidades com valor à escala da bacia. A ruptura intra-Tortoniano constitui o limite entre as duas etapas e corresponde à inversão tectónica que inicia o rejogo compressivo das falhas NE-SW e movimentação de desligamentos NNE-SSW, associados à compressão bética, com levantamento da Cordilheira Central e outros relevos (Carvalho et al., 1985; Ribeiro, 1988; Ribeiro et al., 1990a; Barbosa, 1995). Para a Etapa VII o conteúdo paleontológico permite a datação das unidades descritas. Para a Etapa VIII, só a descontinuidade entre a SLD12 e a SLD13 apresenta superiormente jazidas fósseis com valor cronostratigráfico preciso.

3.3.1. O Miocénico até à ruptura intra-Tortoniano

A este espaço de tempo corresponde a Etapa VII (Cunha, 1992) com as SLD9 (Chatiano superior-Burdigaliano superior) e SLD10 Burdigaliano superior-Tortoniano inferior).

3.3.1.1. Sedimentos e datação

Na Bacia do Baixo Tejo, os estudos paleontológicos efectuados em sondagens da região do Barreiro, península de Setúbal (Martins et al., 1991; 1995; Nascimento & Azevêdo, 1991), revelam não existir "nítida mudança de associações faunísticas relativamente à variação de fácies litológica observada entre o Paleogénico e o Miocénico", bem como a impossibilidade de estabelecer diferença entre os andares Aquitaniano e Burdigaliano; os dados sugerem uma evolução de um meio continental, caracterizado por detritos grosseiros e vermelhos, para meio de transição e posteriormente para ambiente marinho infralitoral (Martins et al., 1995).

Para a sequência que envolve esta continuidade provável de sedimentação, entre o Oligocénico e o Miocénico, evidenciando o desenvolvimento da primeira transgressão miocénica, foi proposta a designação de SLD9, cujo limite inferior corresponde à fase Castelhana (Cunha, 1992; Reis et al., 1992a; Antunes et al., 1992). Confirma-se o já indicado predomínio de fácies marinhas, com intercalação de fácies continentais e de transição, de ocorrência limitada à plataforma continental e área vestibular do Tejo, na região de Lisboa (Cunha, 1992; Antunes & Pais, 1993). A datação, por K-Ar em glauconites, de 24 ± 1 Ma e 21.1 ± 0.5 Ma e por alguns fósseis, sugerem idade oligocénica superior para a base da sequência (Antunes & Pais, 1993).

Para o Ribatejo, Barbosa (1995) definiu a Aloformação de Almoester, na qual são conhecidas variadas jazidas que possibilitam a correlação biostratigráfica (Antunes & Pais, 1993; Barbosa, 1995), não se encontrando contudo bem definida a idade do limite inferior que pode situar-se até ao Oligocénico superior, envolvendo então o registo da SLD9, ou parte dele (Barbosa, 1995). A Aloformação de Almoester seria formada por três unidades litostratigráficas sinteticamente descritas da seguinte forma (Carvalho, 1968; Barbosa, 1995):

Arenitos de Ota, fluviais, são na margem direita do Tejo, quartzoarenitos conglomeráticos, de composição quartzo-quartzítica, com tendência para presença de feldspatos na fracção arenosa

mais fina; a fracção lutítica é essencialmente caulinítica com ilite; na margem esquerda são constituídos por arenitos feldspáticos grosseiros, de cores claras, com pequenos seixos de quartzo e camadas lutíticas esverdeadas a acinzentadas intercaladas, predominantemente esmectíticas; transitam de forma estatística à unidade seguinte, ou seja, pelo predomínio progressivo das fácies lutíticas.

Argilas de Tomar, com características silto-argilosas de cor vermelha/alaranjada e/ou marmorizada, com intercalações de arenitos finos; dois "subambientes", respectivamente com domínio de ilite e caulinite no primeiro e com domínio de esmectite no segundo.

Calcários de Almoester, com predomínio de ilite-esmectite e ocorrência de paligorskite na fracção lutítica das margas e níveis mais lutíticos.

Na Beira Baixa, a SLD10 está representada pela Unidade arenosa de Silveirinha dos Figos, descrita por Cunha (1992), com 110 metros de espessura e referida com atitude genericamente horizontal, sendo possível o basculamento acentuado junto a falhas; quase exclusivamente arenosa com teor geralmente elevado de feldspatos e lutítica de cor verde acinzentados, com típicas pontuações vermelho púrpura ou manchas alaranjadas; sedimentos em geral mal calibrados, com calhaus mais frequentes de quartzito e quartzo filoneano; o cortejo argiloso varia fundamentalmente à escala regional, com associações:

- caulinite-ilite nas fácies arenosas grosseiras;
- esmectite dominante + ilite + caulinite;
- caulinite + ilite + esmectite que resultam de alimentação detrítica, neoformação e evolução diagenética dos sedimentos.

Na Bacia do Mondego, o registo fluvial de SLD10 é genericamente descrito como constituído por arcoses conglomeráticas alaranjadas que para □ topo passam a arcoses, siltitos com encrustamentos carbonatados e calcários; esmectite e caulinite são os minerais de argila dominantes. Os Arenitos e Argilas de Amor, representados na faixa ocidental a norte da Nazaré, geralmente com um nível mais grosseiro na base, é constituído por areias argilosas de cor cinzenta clara, localmente vermelhas, com níveis silicificados, compreendendo duas associações: uma de potentes níveis lutíticos ricos em esmectites, arenitos e raros conglomerados, com silcreto paligorskítico no tecto; a segunda de lutitos verdes com concreções calcificas e bioclastos (Reis & Cunha, 1989b; Reis et. ai., 1992b). Esta unidade forneceu fósseis que indicam o Languiano (Antunes & Pais, 1993).

Na Beira Alta, a SLD 10 está representada pelas Arcoses do Lobão, com cerca de 4 metros de espessura, fortemente erodida e descritas por Cunha (1992) como arcoses muito grosseiras, friáveis, verde alaranjadas, com clastos quartzito, quartzo leitoso, feldspatos em geral pouco alterados, quartzito e escasso granito; nos minerais de argila a caulinite domina sobre a ilite.

3.3.1.2. Modelos deposicionais

Na península de Setúbal (Bacia do Baixo Tejo), com base no estudo microfaunístico de cinco sondagens profundas para a prospecção do petróleo, foi proposto um modelo caracterizado pela evolução, desde o Chatiano superior até ao Burdigaliano superior, de um meio defan deita com sedimentos grosseiros vermelhos, depositados em parte em lagoa de água doce, para um meio

salobro de fundo arenoso, e por fim para um ambiente marinho infralitoral, condicionado por barreiras emersas que propiciavam uma bacia mais ou menos abrigada (Martins et al., 1995).

A montante da área vestibular, o registo sedimentar miocénico até à ruptura intra-Tortoniano, corresponde essencialmente a um sistema aluvial aberto, transportando materiais do Maciço Hespérico ou dos maciços calcários situados a W, com representação dos domínios proximal e distal nos Arenitos da Ota e nas Argilas de Tomar, estes últimos com características de planície aluvial de inundação (Antunes & Pais, 1993; Barbosa, 1995); posteriormente, a sedimentação predominantemente carbonatada (Calcários de Almoester), em ambientes palustres e lacustres, faz-se em face ou de um avançado desmantelamento dos revelos, consequente aplanamento e condições de certa aridez (Antunes & Pais, 1993), ou sob um estreito controlo da tectónica e do eustatismo (Barbosa, 1995), ou pela associação deste conjunto de condições.

No sector adjacente, a NE da bacia (Beira Baixa), é interpretado um sistema deposicional correspondente a uma planície aluvial com entrançamento e grandes figuras de canal (Formação de Silveirinha dos Figs)

Na Bacia do Mondego é interpretado um sistema fluvial areno-conglomerático com canais entrançados, drenando uma vasta planície aluvial (Arcoses de Lobão) (Cunha, 1992), com passagem gradual para SW aos Arenitos e Argilas de Amor que sugerem sistemas lacustres-palustres, receptores de drenagem fluvial com funcionamento estacionai (Reis & Cunha, 1989b).

3.3.1.3. Clima

As condições tropicais predominantes pelo menos desde o Aquitaniano, estenderam-se até ao Burdigaliano superior e Langiano, tendo-se então observado condições de clima subtropical, temperado e seco; regresso das condições tropicais húmidas que evoluem para condições de alternância húmido-seco até à tendência de maior secura para o final do Miocénico (Pais, 1989; Antunes & Pais, 1993; Reis, 1983; Cunha, 1992; Barbosa, 1995); um clima quente e bastante seco, com estações contrastadas e episódios de aridez, é referido para o Valesiano superior, idade fornecida pela jazida de Asseiceira, no topo dos Calcários de Almoester (Antunes et al., 1992).

3.3.1.4. Tectónica

Durante o Miocénico a convergência entre as placas Eurasiática e Africana teve efeito na rotação do eixo de compressão máxima de NE-SW para aproximadamente NNE-SSW a partir do Tortoniano médio (Carvalho et al., 1985; Ribeiro et al., 1990a).

As rupturas que limitam as sequências deposicionais neogénicas, estão associadas às fases Castelhana (RN1), Neocastelhana (RN3) e intra-Tortoniana (RN5) e estão reconhecidas nas principais bacias peninsulares (Lopez-Martinez et al., 1985; Calvo et al., 1993).

De uma forma geral, os modelos arquitecturais apontados são compatíveis com condições de relativa estabilidade tectónica entre as rupturas assinaladas, opinião também expressa por Reis

& Cunha (1989b) quanto às condições que durante esta etapa estão associadas aos depósitos descritos nas regiões de Nazaré-Coimbra e Sarzedas-Niza.

3.3.2. Do Miocénico terminal até ao início do Quaternário

3.3.2.1. Tectónica e datação

O carácter predominantemente grosseiro das formações continentais que se definem nesta etapa, a que se associa nesses casos, a raridade de dados biostratigráficos, dificulta o posicionamento temporal de formações similares descritas em vários locais. Esta Etapa VIII é constituída pelas SLD11 (Tortoniano superior-Messiniano inferior), SLD12 (Messiniano superior-Zancliano), SLD13 (Placenciano), inicialmente propostas por Cunha (1992), bem como por SLD14 (Placenciano terminal) (Cunha, comun. oral; Pimentel, 1997).

O levantamento da Cordilheira Central é efectuado na forma de um grande horst, devido ao carácter compressivo da tensão que em progressão, terá atingido o auge no Tortoniano e então orientada NNW-SSE, originou o rejogo inverso dos acidentes de orientação bética (Carvalho et al., 1985; Cunha, 1987; Ribeiro, 1988; Ribeiro et al., 1990a; Barbosa, 1995) (fig.4.4).

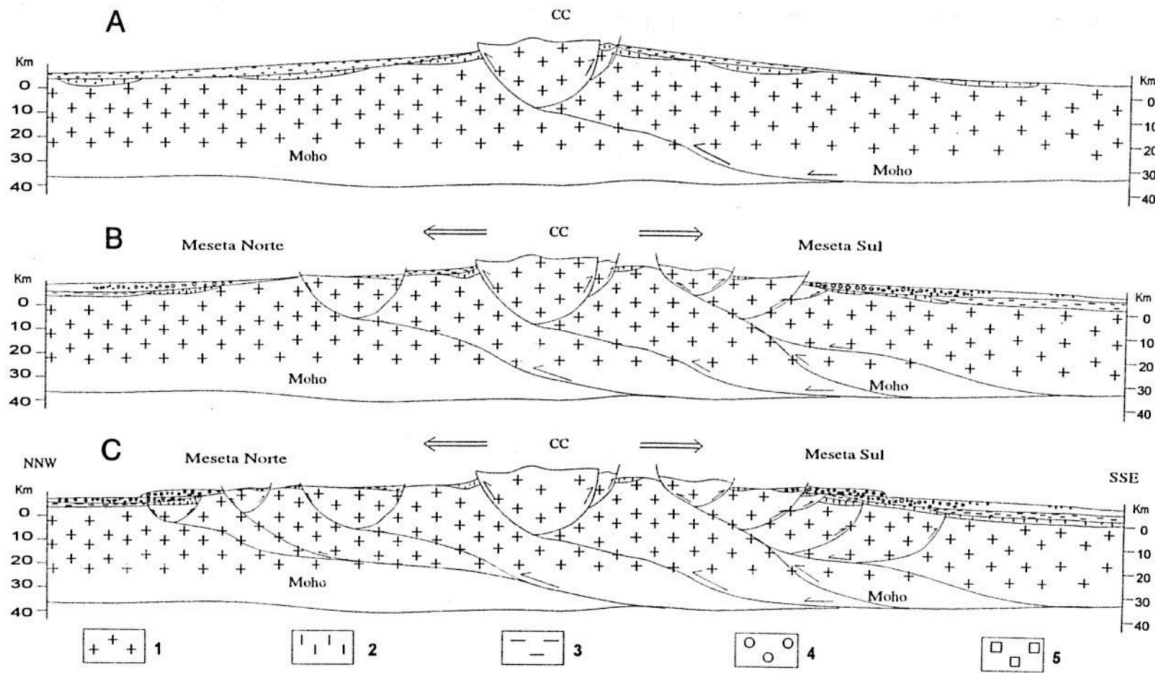
Este efeito compressivo terá originado outros relevos ou constituído o impulso mais importante do seu soerguimento, como entre outros, os casos das serras da Arrábida e de Grândola (Azevêdo & Pimentel, 1995), Maciço Calcário Estremenho, Maciço Marginal de Coimbra e Maciço do Caramulo (Cunha, 1992). Estes efeitos estão materializados no registo sedimentar pela descontinuidade intra-Tortoniano (RN5) que limita inferiormente a sequência sedimentar seguinte (SLD11) e está reconhecida nas principais bacias ibéricas (Lopez-Martinez et al., 1987; Antunes et al., 1987; Calvo et al., 1993).

Um novo impulso de soerguimento resulta dos efeitos compressivos correspondentes a uma fase intra-Messiniano (RN6); está marcada por nova descontinuidade na base da SLD12 (Cunha, 1992).

A um episódio compressivo posterior, do início do Placenciano, sucede a deposição dos sedimentos da SLD13 (Zbyszewski, 1943; Cunha, 1987; 1992; Reis & Cunha, 1989; Cunha et al., 1993).

Um novo episódio compressivo reactivou as falhas NNE-SSW e NE-SW e afecta estes sedimentos (Cabral et al., 1983; Ribeiro, 1984; 1988; Cabral, 1986; 1989; Cabral & Ribeiro, 1988; Ferreira, 1991; Cunha et al., 1993). A esta reactivação tectónica, atribuída ao Pliocénico terminal, também correlacionada com a fase Ibero-Manchega II, deve ligar-se o episódio da Raña.

O registo de movimentação segundo NNW-SSE e da movimentação inversa ao longo de falhas NE-SW (Ribeiro, 1988; Capote & Vicente, 1989; Silveira, 1990; Ferreira, 1991; Pimentel & Azevêdo, 1994b; Cabral, 1995).



Proposta esquemática exemplificativa do levantamento da Cordilheira Central nos finais do Terciário por tectónica centrígua baseada no modelo de ressalto tectónico de RIBEIRO (1988). Acompanhar com a figura anterior (fig. IV-2). A. Estádio inicial, no Miocénico superior: truncatura dos sedimentos cretácicos a miocénico média (com simbologia correspondente ao algarismo 2) e da Superfície Fundamental da Meseta, seguindo-se a deposição dos sedimentos (3) da SLD 11; B - Estádio intermédio, no Pliocénico inferior truncatura dos sedimentos e das morfologias anteriores seguida de deposição dos sedimentos (4) da SLD 12; C - Estádio final, no Pliocénico superior (Vilafranquiano médio a superior: truncatura dos sedimentos e das morfologias anteriores seguida de deposição dos sedimentos (5) da SIO 13. (1) - substrato granítico e metassedimentar.

Fig. 4.4: Proposta de modelo da última etapa de sedimentogénese nas Bacias do Mondego e do Baixo Tejo (Barbosa, 1995), baseada no modelo de Ribeiro (1988).

Enquanto certas áreas das bacias recolheram, durante o Aquitaniano a Tortonianiano inferior, uma sedimentação mais ou menos contínua, condicionada por ciclos eustáticos, outras permaneceram emersas durante certos intervalos de tempo. No primeiro caso estão certamente na Bacia do Baixo Tejo, as regiões de Lisboa e do Ribatejo; no segundo, Pimentel & Azevêdo (1994b) referem a Bacia do Sado, na qual, ao registo da base, provavelmente Paleogénico, se sobrepõem depósitos transgressivos da Formação de Esbarrondadoiro datados do final do Messiniano (Antunes et al., 1986), pelo que se observa uma grande lacuna sedimentar. Este facto é interpretado como devido a um bloqueio tectónico deste sector, com consequente emersão e erosão predominante. Para a Unidade Intermédia (SD2) da depressão de Moura-Marmelar (Alentejo oriental), Silveira (1990) propõe uma idade entre o Miocénico superior e o Pliocénico inferior, enquanto que Pimentel (1997) a posiciona na SLD11.

3.3.2.2. Sedimentos

A Formação de Campeio e a Formação da Torre (SLD11), respectivamente a norte e a sul da Cordilheira Central Portuguesa (Cunha, 1992; 1996), são descritas como macrosequências básicas positivas, constituídas por sedimentos mal calibrados e com abundante matriz argilosa, geralmente friáveis, mas ocasionalmente cimentados por sílica; os conglomerados são

predominantes na base e os lutitos no tecto; os clastos são essencialmente de xistos e grauvaques e a ilite e/ou esmectites dominantes na fracção argilosa; as fácies grosseiras ocorrem junto das falhas (Lousã, Ponsul e Sarzedas) com cor verde alaranjada ou vermelha e o domínio das fácies lutíticas, com cor verde acinzentada ou amarelada ocorre em situação distal relativamente às anteriores (Cunha, 1992).

Os Conglomerados de Telhada a norte e a Formação de Monfortinho a sul da Cadeia Central (SLD12), de cor vermelha típica, são depósitos de sopé constituídos essencialmente por clastos de xisto e quartzo leitoso e cortejo argiloso ilito-caulinítico com bastante goetite; com intercalações lutíticas e com fácies arenosas para jusante; a rubefacção penetra apreciavelmente os clastos (Cunha, 1992; 1996).

ASLD13 foi proposta como correspondente ao andar Placenciano, caracterizando-se, por sedimentos depositados em ambiente continental, essencialmente conglomeráticos ou arenosos grosseiros, com clastos quartzosos e quartzíticos, de fracção argilosa com caulinite predominante, ilite e mais raramente vermiculite, de cor ocre, esbranquiçada ou avermelhada (Reis et al., 1992a; 1992b; Cunha, 1992; Cunha et al., 1993). Com estas características e em geral com uma má calibragem e heterometria dos clastos, com grandes blocos no sopé das cristas quartzíticas e matriz areno-lutítica abundante suportando os clastos, foram definidos os Conglomerados de Sta. Quitéria e os Conglomerados de Falagueira, respectivamente na Beira Litoral e na Beira Baixa (Cunha, 1992; 1996).

Na Orla Ocidental, a sequência inferior dos Arenitos e Argilas de Pombal-Redinha, enquadrada na SLD11, é essencialmente constituída por níveis arenosos e conglomeráticos, feldspáticos e de cores alaranjadas; a sequência superior (SLD12), fortemente rubefactada, é constituída por arenitos e conglomerados, alternantes com níveis lutíticos que apresentam concreções carbonatadas (Soares & Reis, 1980; Reis & Cunha, 1989b; Cunha, 1992; Reis et al., 1992b).

Na Península de Setúbal (Bacia do Baixo Tejo), a Formação de Cabanas (Azevêdo, 1982), "bem estratificada, fortemente inclinada... é formada por uma alternância de níveis arena--argilosos vermelhos com laivos cinzentos e níveis conglomeráticos com elementos de quartzo, quartzito, jaspé, xisto e sílex, de dimensões compreendidas entre 2 e 20 cm aproximadamente, subrolados a angulosos os maiores e muito angulosos os de menores dimensões "; numa parte dos casos a ilite é dominante sobre a caulinite e noutra, esmectite e ilite são largamente dominantes na fracção argilosa.

A Formação de Cabanas, está dobrada concordantemente com as formações mesocenozóicas da Serra de S. Luís e recebeu, de SE, sedimentos com origem no soco paleozóico; o seu enquadramento estratigráfico, entre formações marinhas datadas do Tortoniano e fluviais do Pliocénico superior, permite considerar a sua posição no Miocénico terminal, entre o Tortoniano superior e o Messiniano, idade mais provável admitida por Azevêdo (1982). Esta formação teria recebido eventuais contribuições do bloco levantado, constituído por rochas da Zona Sul Portuguesa e limitado pela falha Setúbal-Pinhal Novo e teria dobrado posteriormente em concordância com as formações subjacentes, formando o anticlinal de S. Luís na fase tectónica seguinte (Azevêdo, 1991). Esta fase poderá corresponder à fase intra-Messiniano que marca uma nova descontinuidade com a sequência continental seguinte, provavelmente representada na mesma região por uma única megassequência, apresentando arenitos vermelhos com calhaus de quartzito, da Série inferior do Alfeite, cuja idade dos primeiros acarreios pode

ser ainda Messiniana (Azevêdo, 1982). Os níveis desta formação representam a chegada à Península de Setúbal, dos acarreios grosseiros associados à instalação do sistema fluvial do pré-Tejo e a sedimentação ter-se-á prolongado durante o Pliocénico superior (Azevêdo, 1982; 1985); a autora considera que as variações de fácies e de cor reflectem condições da dinâmica fluvial, posição na bacia e hidromorfia, justificando-se assim a transição, tanto lateral como vertical, de areias vermelhas a areias brancas, lavadas, ao longo da formação; as areias são predominantemente de quartzo, com frequência variável de feldspatos e micas; a fracção argilosa é dominada pela presença de caulinite a que se associa a ilite.

A Formação de Marco Furado é descrita, na Península de Setúbal, como um depósito típico de Rara; apresenta a particularidade de se ter formado a expensas de uma cadeia sedimentar; é uma formação conglomerática, de matriz areno-argilosa vermelha, com fracção grosseira abundante constituída por calhaus angulosos e subangulosos de quartzo, jaspe, sílex, xisto e raro quartzito; é caracterizada também pela regularização da sua superfície e pelos encouraçamentos ferruginosos, geralmente em estado de fragmentação (Azevêdo, 1979; 1982; 1985). A Formação de Marco Furado assenta sobre o Conglomerado de Belverde, no qual se recolheram e estudaram indústrias do tipo Pebble Culture (Azevêdo, 1982; Azevêdo et al., 1979a; Azevêdo & Cachão, 1988). Este facto poderá constituir um dado importante para o enquadramento temporal da Formação de Marco Furado (Azevêdo, 1979; 1982; 1985; Azevêdo et al., 1979a), bem como das formações lateralmente equivalentes. Em face da natureza rudimentar dos artefactos, tem sido discutida a sua autenticidade e conseqüente valor desta datação (Cabral, 1995); por outro lado, a referência a que alguns há que não poderão oferecer dúvidas (Cardoso in Azevêdo & Cardoso, 1985, pag. 37) confirma os dados anteriormente publicados (Azevêdo et al., 1979a; 1979b). Assim, a datação do Conglomerado de Belverde, constitui certamente um dado fundamental não só para o seu enquadramento cronostratigráfico, mas também das Rafias que sobre ele assentam, mas também na discussão da idade das primeiras presenças humanas em Portugal.

No Ribatejo (Bacia do Baixo Tejo), os Conglomerados Serra de Almeirim e os Arenitos de Ulme (SLD13 de Cunha, 1992; 1996) definem associações conglomeráticas e arenosas grosseiras, com clastos quartzíticos e quartzosos, areias quartzo-feldspáticas e na fracção lutítica domínio de caulinite relativamente à ilite (Barbosa, 1995). Esta unidade constitui a continuação para jusante (SW) da Formação da Falagueira (Cunha, 1996), tal como já identificado por Carvalho (1968).

Nos Conglomerados de Vila de Rei, Barbosa (1995) salienta as cimentações ferruginosas e os grânulos que ocorrem à superfície e resultam do desmantelamento de encouraçamentos ferruginosos, característica da rapa. Uma caracterização semelhante havia sido anteriormente indicada para a Formação de Marco Furado na Península de Setúbal (Azevêdo, 1979; 1982; Azevêdo in Azevêdo & Cardoso, 1985).

Na Bacia do Sado, a Formação do Esbarrondadoiro com uma jazida datada de Messiniano final (Antunes et al., 1986) foi recentemente caracterizada como uma sucessão de bancadas métricas, tabulares e com grande extensão lateral, em geral com tons amarelados e cinza-esverdeados, com diversidade de fácies, desde conglomerados de matriz argilosa até bancadas argilosas espessas e homogéneas, com predomínio de esmectite (Pimentel, 1997). O autor define dois membros, o inferior (SLD11a) exclusivamente continental e o superior (SLD11b) na

dependência de uma transgressão marinha e de acarreias terrígenos das áreas emersas. Ravinando esta unidade, a Formação de Alvaiade (SLD 13) é constituída por cerca de 20 metros de depósitos fluviais areno-conglomeráticos, organizados em sequências positivas métricas, de cor alaranjada, ilito-cauliníticos (Pimentel & Azevêdo, 1991a; 1991 b; 1994b).

A Formação de Panóias (SLD14 de Pimentel, 1997) apresenta características semelhantes à Raia da Península de Setúbal (Pimentel, 1989), tendo sido particularmente destacada a acumulação de óxidos e hidróxidos de Fe, as patines, pisólitos e couraças ferruginosas, a rubefacção e o enriquecimento em argilas por alteração dos clastos metasedimentares, em resultado da forte pedogénese fersialítica em clima subtropical (Pimentel & Azevêdo, 1990; 1992; Pimentel, 1997).

No Alentejo oriental, a sequência deposicional SD2 da depressão de Moura-Marmelar, é descrita, na área proximal, como constituída por arenitos grosseiros e conglomerados maciços, com calhaus subangulosos, matriz arenosa a lutítica e cimento argilo-ferruginoso, de cor avermelhada, com carbonatações na base da sequência; na área distal, são descritas associações de arenitos com intercalações lutíticas, ambos de estrutura maciça e cores claras, com esmectite dominante na fracção argilosa, fácies areníticas grosseiras, por vezes cascalhentas avermelhadas e fácies carbonatadas constituídas por calcários palustres/lacustres e níveis de carbonatos pedogénicos e/ou epigénicos (Silveira, 1990).

A Unidade de Mesas (SD3) (Silveira, 1990) é paralelizada com a rara, em particular devido à sua posição culminante, mas é notada a semelhança com fácies proximais da SD2, da qual se distingue pela ausência de acumulações e crostas carbonatadas (Silveira, 1990).

3.3.2.3. Modelos deposicionais e climas

As condições predominantemente endorreicas e modelos do tipo leque aluvial no sopé das falhas com movimentação vertical, ou fluviais com fluxos intermitentes, são associadas a formações cuja idade se situa do Tortoniano superior ao Zancleano inferior (SLD11 e SLD12). A sua formação, em relação com o soerguimento de relevos dos quais se destaca a Cordilheira Central, está evidenciada nas referências anteriormente indicadas. As características dos sedimentos assinalam a transição de condições predominantemente temperadas, a condições de estacionalidade marcada, com aumento de aridez, gerando rubefacção (Cunha, 1992).

No Pliocénico superior, uma faixa litoral até cerca de 25 Km da costa actual sofreu uma importante incursão transgressiva (Antunes & Pais, 1993), numa fase de clima relativamente quente e húmido, a que se segue uma degradação do clima no sentido de uma maior secura ambiental (Pais, 1989).

Os sedimentos grosseiros da SLD13 que ocorrem a montante na Bacia do Mondego (Formação de Sta Quitéria), passam gradualmente para jusante, em direcção da actual linha de costa, a depósitos marinhos, como é o caso dos Arenitos de Carnide e Roussa e para o topo a sedimentos de transição e fluviais - Argilas de Barracão (Barbosa, 1983; Reis et al., 1992b; Cunha et al., 1993); a sequência negativa que se define neste contexto, relaciona-se com a progradação do sistema aluvial.

O enchimento pliocénico da região de Lisboa representa uma sedimentação fluvial de média energia em zona costeira (Azevêdo, 1982; Antunes & Pais, 1993); corresponde a um Sistema fluvial entrancado, de baixa sinuosidade e carga transportada pelo leito (Azevêdo, 1997a; 1997b); a presença dominante de barras arenosas planares Sp em empilhamentos de várias dezenas de metros, preenchendo canais de elevada relação largura/profundidade é atribuída à subsidência do sinclinal na área imediatamente a montante da desembocadura do rio.

Na Bacia do Sado, a Formação de Alvaiade (SLD13) "marca uma modificação importante nas condições paleogeográficas da bacia, no sentido dum exorreísmo generalizado a toda a sua extensão" (Pimentel, 1997); os depósitos são atribuídos a "sistemas fluviais areno-conglomeráticos com caudais elevados e variáveis, abundante carga de fundo grosseira e com frequentes avulsões, desenvolvidos numa ampla planície aluvial de múltiplos canais entrancados" e as mega-sequências evidenciam uma diminuição gradual de competência, acompanhada pela substituição das barras conglomeráticas por barras arenosas (Pimentel, 1989; Pimentel & Azevêdo, 1991a; 1991b; 1994b).

Na sequência das condições de maior secura ambiental indicadas para o fim do Pliocénico, o clima terá sido marcado por condições sub-áridas com precipitações concentradas, às quais está associada a instalação de um sistema de leques aluviais múltiplos e coalescentes que formaram vasta cobertura detrítica, habitualmente designada por Rafias (Pimentel & Azevêdo, 1991a; 1991b); em particular na Bacia do Sado, terá assente quer sobre um pedimento xistoso quer erosivamente sobre os sedimentos prévios (Pimentel, 1989; Pimentel & Azevêdo, 1991a). Este episódio precede o encaixe fluvial actual.

3.4. O PREENCHIMENTO DAS DEPRESSÕES DA GALIZA E DO MINHO

Tem sido largamente referida a dificuldade de datação dos sedimentos que preenchem as bacias terciárias galegas, dificuldade que se estende às pequenas depressões do Minho. Este facto, dificulta o seu enquadramento nos modelos propostos para a estratigrafia das bacias do Douro, Mondego, Baixo Tejo e Sado.

3.4.1. As principais ocorrências de depósitos terciários

3.4.1.1. Localização e tectónica

As bacias terciárias galegas apresentam traços claros de condicionalismo tectónico (Box, 1941; Birot & Sole, 1954; Nonn, 1966; Martin-Serrano, 1982; 1989a; Santanach, 1994; Ferrús, 1994). Para Martin-Serrano (1989a) devem assumir na Galiza maior relevância os momentos do paroxismo tectónico, correspondentes ao Eocénico médio, com estabilização posterior da plataforma continental galega, afectada posteriormente por movimentos verticais, provavelmente fini-oligocénicos.

Em função da sua posição em relação com a terminação ocidental dos relevos pirenaicos, as bacias terciárias galegas podem reunir-se em quatro grupos, com as seguintes características (Santanach, 1994) (fig.4.1):

- a) El Bierzo e pequenos afloramentos envolventes, de carácter intramontanhoso; com estrutura indicativa de compressão N-S e cavalgamento nas margens E-W. Para Santanach (1994) estas bacias dei Bierzo, sin-compressivas ter-se-iam desenvolvido durante a estruturação pirenaica da cordilheira Cantábrica. Outra opinião aponta para a sua individualização durante o Miocénico médio e superior, em nenhum caso durante o Pliocénico (Heraül, 1984 in Martin-Serrano, 1989a).
- b) Vilalba, Páramo, Sarria, Monforte, Maceda e Xinzo de Limia, afloramentos terciários no sopé dos relevos que limitam a ocidente o domínio anterior e que se dispõem para ocidente destes, no limite oriental das planícies galegas; são séries pouco espessas, com contactos irregulares com o substrato, correspondentes às discordâncias terciário-substrato, sendo por vezes o contacto estabelecido por falhas essencialmente normais.
- c) Dois alinhamentos NW-SE situados no NW da Galiza, constituídos por uma série de pequenas bacias, um definido pelos afloramentos de Pedroso, As Pontes, Roupal e Moifionovo e o outro por Lendo, Meirama, Visantofia, Xanceda, Lanza-Orros e Boimil; sem relevos importantes ao longo dos corredores de falha, são bacias maioritariamente do tipo pull-apart, dominadas por um regime predominantemente direccionado, com a compressão orientada entre N-S e NNW-SSE e distensão entre E-W e NNE-SSW, resultando estruturas compressivas, cavalgamentos e falhas direccionais, bem como falhas normais, indicadas como activas desde o princípio do Oligocénico superior até à entrada do Miocénico inferior (Cabrera et al., 1996).
- d) A sul, as bacias de Tui-Valença, Monção e Verín, alongadas N-S e individualizadas morfologicamente; pressupõe-se que estejam limitadas por falhas normais geradas por distensão E-W, em concordância com o campo definido nos casos anteriores ou em alternativa, representem bacias do tipo pull-apart.

No Minho, as referências a depósitos neogénicos, provavelmente do Pliocénico superior, situam-se na depressão de Valença (terminação a sul da depressão definida em Espanha entre Porfirio e Tui) e na depressão de Monção, sob os terraços do rio Minho (Pereira, 1989), Aivarães, a sul do rio Lima (Alves, 1995) e na bacia do Cávado as Formações Ferralíticas e a Formação de Prado (Braga, 1988). A depressão que se define entre Porfirim e S. Pedro da Torre (Valença) foi interpretada por Lautensach (1945), como um vale tectónico-estrutural N-S, preenchido por sedimentos terciários e quaternários. A actividade neotectónica nesta depressão é confirmada pela falha inversa que na região de S. Pedro da Torre afecta os depósitos quaternários (Carvalho, 1981; Pereira, 1989; 1991; Cabral, 1995). Muitas outras referências têm sido feitas à natureza tectónica desta depressão e do vale inferior do Minho, referências que se situam num contexto mais amplo da evolução tectónica terciária e quaternária do Minho e da Galiza (Machado, 1935; Boucart, 1936; 1938; Teixeira, 1944; Birot & Solé Sabaris, 1954; Nonn, 1966; 1967; Ferreira, 1983; 1991; Carvalho, 1988; 1989; Martin-Serrano, 1989a; Braga, 1988; Granja, 1990; Cabral, 1986; 1995; Alves, 1995).

Para Cabral (1995) o enchimento das depressões de Alvarães e Prado constitui um episódio após levantamento do bloco minhoto no Miocénico e abaixamento do nível do mar, com consequente erosão diferencial e vertical intensa, desenvolvendo-se um paleorelevo elevado, com paleovales dispostos preferencialmente segundo ENE-WSW; este modelo que considera a depressão de Prado subsidente entre falhas de rejeito normal foi anteriormente evidenciado por Braga (1988); é também compatível com as características das Formações Ferralíticas,

supostamente mais antigas e preservadas nos blocos elevados; esta formação, em posição culminante, jaz sob os depósitos de terraço quaternários, sendo contudo de difícil enquadramento estratigráfico relativamente à Formação de Prado (Pliocénico ?).

A subida eustática placenciana terá originado o alargamento das depressões por intensa erosão lateral, colmatadas parcialmente por uma cobertura sedimentar que, segundo Cabral (1995), Alvarães e Prado são actualmente os únicos testemunhos conhecidos. O modelo descrito é compatível com as datações que se referem em seguida, e nele devem ser incluídos os depósitos da depressão de S. Pedro da Torre (Valença) como está indicado por Braga (1988). Também as referências à neotectónica se podem estender a esta depressão situada a norte, onde são mais evidentes as provas, não só pela observação directa da falha inversa da Gandara, como também pela importância que desempenhou na definição do encaixe do rio Minho ao longo do Quaternário (Pereira, 1991).

Das três depressões com depósitos terciários do Minho, evidencia-se, como se refere em seguida, a particularidade da Formação de Prado, para a qual se pode admitir, como hipótese, uma idade anterior ao enchimento de Alvarães e S. Pedro da Torre; o condicionamento tectónico da depressão e consequente dificuldade de drenagem em Prado é extensivo às outras depressões, sem que aí se observe a conservação dos feldspatos e uma evolução no sentido da esmectização; em todos os casos as depressões definem-se sobre granitóides e com subsidência limitada por falhas.

3.4.1.2. Sedimentos

As características sedimentológicas das bacias galegas podem resumidamente ser descritas da forma seguinte (Martin-Serrano, 1982), referindo-se a sua situação morfo-estrutural de acordo com a descrição anterior (b, c, d):

- 1) As Pontes, com mais de 400 metros de sedimentos, Meirama e Laracha (Lendo), com condicionamento estrutural NW-S (c) e Tui, (d, N-S) - areias e argilas dominantes e quantidades importantes de linhitos. A mineralogia das argilas é dominada por caulinite, com frequência superior a 75%; presença quase exclusiva de quartzo (>95%) na fracção arenosa leve; zircão, rútilo, turmalina e alterites dominando a fracção pesada. Precipitados de óxidos de Fe e silicificações presentes no caso de Tui. Apresentam importantes deformações pós-deposicionais.
- 2) Pedroso (Castallarana), Visantoña, Xanceda e Lanza-Orros-Boimil (Boimorto), condicionadas segundo NW-SE (c) - Argilas predominantes, areias e linhitos em quantidade apreciável. Caulinite, montmorilonite e ilite constituem a fracção argilosa. Quartzo (>75% e feldspatos (15%) na fracção arenosa leve. Zircão, turmalina, rútilo e alterites constituem os minerais dominantes da fracção pesada. Precipitação de óxidos de [Fe. Com](#) importantes deformações pós-sedimentares.
- 3) Maceda (b), com características intermédias entre 2) e 3).
- 4) Roupal, Monforte, Sarria, Paramo, Chantada e Villalba, orientadas NE-SW (5) e com reduzidas deformações pós-sedimentares - Conglomerados e siltitos dominantes, areias e argilas, bem como precipitados de óxidos de Fe e carbonatos. Esmectite e ilite dominam a fracção argilosa, com níveis de paligorskite-sepiolite. O quartzo constitui

mais de 75% da fracção arenosa, que é também constituída por feldspatos, micas e fragmentos de rocha. Andaluzite, turmalina, granadas, estauroлите e opacos são os principais minerais pesados.

Na bacia do rio Minho, sob os depósitos de terraço quaternários (Formação Superior), a Formação Inferior da bacia de S. Pedro da Torre caracteriza-se da seguinte forma (Pereira, 1989; 1991):

- predomínio de leitos de argilas esbranquiçadas ou manchadas, dominando a caulinite (>70%), sobre a ilite e interestratificados 10-14v; a gibbsite pode representar até 20% da fracção < 2 ϕ e ocorrência de goethite;
- areias quartzosas, com uma fracção pesada onde a silimanite predomina sobre um conjunto de minerais resistentes (turmalina, zircão, rútilo, anátase e brookite), andaluzite e estauroлите;
- estreitos níveis de calhaus centimétricos de quartzo pouco rolados, com origem em filões aflorantes localmente, em contraste acentuado com os seixos muito rolados de quartzito e quartzo dos depósitos de terraço quaternários que assentam em desconformidade sobre esta formação.

Os depósitos de Alvarães apresentam características sedimentológicas semelhantes às referidas para a depressão de S. Pedro da Torre: predomínio em clastos de quartzo, minerais densos resistentes e abundância de caulinite, associada a ilite e goethite na dimensão argila (Alves, 1995).

A Formação de Prado na Bacia do Cávado, é no seu conjunto, caracterizada pela presença de 35 a 70% de beidelite na fracção < 21.1m e sedimentos de baixo grau de maturidade, demonstrada pela frequência elevada de grandes feldspatos (24 a 50%) e pela presença de alguns seixos de granito (Braga, 1988).

Na Bacia do Cávado, Braga (1988) definiu ainda as Formações Ferralíticas, que envolvem uma primeira fase laterítica registada na forma de uma paleoalteração ferralítica do substrato e uma segunda fase síderolítica s.s. que retoma os produtos de alteração diferenciados pela primeira fase (Quadro 4.1, pag. 298).

3.4.1.3. Modelos deposicionais e climas

As bacias galegas revelam relações com sistemas de falha e condições de deposição variáveis, com predomínio de ambientes dos tipos lacustre, palustre e aluviais de baixa energia, nos quais se intercalam episódios ocasionais mais dinâmicos; os sedimentos revelam em geral condições de clima tropical ou subtropical húmido, fundamentalmente na fase de desenvolvimento das alterites que alimentaram as bacias (Martin-Serrano, 1982). Em algumas bacias, as carbonatações e os minerais de argila fibrosos indicam uma tendência para uma progressiva aridez para o topo. Para as bacias de Monforte, Maceda e Quiroga, Olmo Sanz (1985) indica leques aluviais na génese dos depósitos, com desenvolvimento de canais meandriformes e planícies de inundação nos sectores médios e sedimentação fina em meio lacustre nas zonas distais.

Para a Bacia de Alvarães, Alves (1995) indica que "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"; a acumulação dos depósitos de Alvarães terá resultado do desmantelamento, no intervalo Pliocénico superior-Plistocénico inferior, da cobertura desenvolvida em condições de clima tropical sub-húmido e ocorreu na dependência de um paleorio Homem-Neiva, com drenagem encaixada no relevo, condicionada por fracturas de orientação NW-SE, NE-SW e N-S.

Os depósitos pliocénicos da depressão de S. Pedro da Torre correspondem a uma situação de condições predominantemente lacustres, com alguns episódios de características fluviais. Os sedimentos advêm das paleoalterações que se desenvolveram nas vertentes que limitam a depressão e fossilizam um substrato evidenciando o mesmo tipo de alteração. Admitimos que se terão formado em relativo sincronismo com a bacia de Alvarães, nas mesmas condições propostas por Alves (1995). Os ambientes característicos do Pliocénico superior - com importante transgressão e clima quente e húmido, são também indicadas em S. Pedro da Torre, quer pela associação florística (Pais et al., em publicação), quer pelas características sedimentológicas (Pereira, 1989; 1991).

Braga (1988) descreve para os depósitos de fácies siderolítica de transporte, a deposição quer sob condições fluvio-lacustres, quer após condições de transporte torrencial; para a Formação de Prado, refere para os sedimentos grosseiros da base, uma origem em cones aluviais, drenando um bloco granítico em horst, seguindo-se condições lacustres e por último um modelo fluvial entrançado.

3.4.1.4. Datação

São controversas as atribuições de idade que têm sido divulgadas para a Galiza, em especial devido às grandes diferenças entre diferentes autores; os sedimentos da bacia de As Pontes, para os quais se observava larga variação nas anteriores propostas de datação, desde o Eocénico ao Pliocénico, indicaram mais recentemente uma idade situada na base do Oligocénico superior, de acordo com dados de micromamíferos (López-Martinez et al., 1993 in Santanach, 1994); segundo este autor, dados de magnetostatigrafia terão confirmado esta datação, situando a série sedimentar entre o Oligocénico superior e parte do Miocénico inferior. Na base do enchimento de As Pontes, bem como em Roupas e Sarda são referidos níveis de paligorskite e sepiolite que de alguma forma poderão indicar condições muito distintas relativamente a outras bacias, como é o caso de Tui ou de Ginzo de Limia com idades prováveis entre o Miocénico superior e o Quaternário (Quadro 4.1, pag. 298). Como afirma Martin-Serrano (1989a) e mais recentemente Martin-Serrano et al. (1996), as tentativas para a correlação estratigráfica do Terciário galego levam a resultados muito diversos quer devido a dados paleontológicos inconsistentes quer ao uso de critérios mineralógicos, petrográficos, geomorfológicos, tectónicos.

Referimo-nos, em trabalhos anteriores, a propósito da estratigrafia dos depósitos da região de S. Pedro da Torre-Valença, às datações conhecidas até ao momento na bacia de Tui (Pereira, 1989; 1991). Salientava-se a proposta de idade entre o Tortoniano e o Messiniano obtida em As Pontes (Medus, 1965) e a defesa da mesma idade para Tui (Nonn, 1966). Posteriormente foi também proposta uma idade tortoniana para a Formação Tui (Brell, 1972). Durante o trabalho

que efectuámos na região de S. Pedro da Torre, foi localizada e estudada uma jazida de macrorrestos vegetais, situada num nível de argilas negras que ocorre na Formação de Barrocas, sob os terraços conglomeráticos quaternários (Pereira, 1989; 1991). O estudo do conteúdo fóssil indica uma idade situada entre o Pliocénico superior e o Quaternário antigo (Pais et al. em publicação). De acordo com as já referidas condições ambientais identificadas, admitimos como mais provável uma idade do Pliocénico superior. Esta unidade poderá ser da mesma idade da Formação Tui ou ser posterior a esta (Pereira, 1989; 1991; Pais et al., op. cit.). No Minho, para além desta última contribuição, outras foram dadas pelo estudo das ocorrências de vegetais fósseis nas bacias de Alvarães e do Cávado (Ribeiro et al., 1943; Teixeira, 1944; Teixeira & Gonçalves, 1980) que apontam para □ Pliocénico superior; no caso da Bacia do Cávado é possível uma atribuição de Miocénico para as Formações Ferralíticas (Braga, 1988).

3.4.2. O Conglomerado de Cortes

A ocorrência do Conglomerado de Cortes, na depressão de Monção, sob depósitos claramente quaternários, constitui um caso particular em face das suas características. Foi assinalado com esta designação na folha 1-B (Monção) sob a designação de Terciário indiferenciado (Ribeiro & Moreira, 1986) e referido anteriormente por Birot & Solé (1954) e Martin-Serrano (1982) que assinala um nível semelhante a norte de Tui. As suas características assemelham-no às fácies silicificadas do tecto do Grupo do Bucaço. Constitui um pequeno afloramento (0.25 km²), limitado a ocidente por falha N3OE que estabelece um contacto vertical do Conglomerado de Cortes com o granito. A leste admite-se um contacto do mesmo tipo. O melhor corte disponível, com cerca de 10 metros de espessura, revela uma fácies conglomerática dominante, com seixos bem rolados de quartzito e quartzo, sem alteração, até 10 cm de dimensão; são semelhantes na forma e composição aos que constituem □ terraço quaternário. O conglomerado alterna com fácies arenosa grosseira. O estado quase inalterado dos seixos foi garantido pela intensa silicificação que sucedeu à sedimentação e que afecta todo o conjunto, pelo que se encontra fortemente compactado, aspecto que lhe confere tão grande particularidade no contexto regional.

Admitimos que a conservação do Conglomerado de Cortes esteja relacionada com o abatimento de um bloco limitado por falhas, preservando-o da erosão. A sua ocorrência tão próxima do rio Minho e as características sedimentológicas que, para além da cimentação, são semelhantes às evidenciadas pelos depósitos de terraço e pelos depósitos actuais, sugerem uma origem também fluvial drenando para o Atlântico. A tentação de recuo na idade desta ocorrência, em paralelismo com as silicificações do Cretácico superior-Paleocénico, teria pois que considerar a presença de um curso fluvial, não só semelhante ao actual, mas também no mesmo trajecto. Consideramos, para o Conglomerado de Cortes, como alternativa uma idade entre o Pliocénico superior e os primeiros depósitos de terraço quaternários.

As condições que presidiram à silicificação do Conglomerado de Cortes são desconhecidas. Contudo, as ocorrências termais associadas quer à depressão de Monção quer à depressão de Porriño-Tui-S. Pedro da Torre e evidentes nas imediações de Cortes, sugerem-nos a possibilidade de considerar esta hipótese na origem da silicificação, relacionando o abatimento tectónico deste bloco de Cortes com uma circulação hidrotermal responsável pela cimentação.

Um processo semelhante é referido para a cimentação de uma bancada conglomerática de um terraço do Sil (bacia superior do Minho) por águas circulantes calcárias (Box, 1941). A silicificação por processo hidrotermal é referida como uma das mais comuns (Pirajno, 1992). Por outro lado, trata-se de uma espessura ainda considerável de silicificação, em comparação com a sua limitada ocorrência actual, numa situação inversa da esperada para uma génese meteórica.

3.5. UMA OPINIÃO SOBRE A RAÑA

Foi consagrada na Península Ibérica a designação de Raña para designar o último episódio deposicional que culmina o enchimento terciário. Têm sido descritas como depósitos associados a fluxos gravíticos (debris-flows) em mantos planares, originando múltiplos leques aluviais provenientes de relevos importantes, que decorrem no início do Quaternário, com representação em extensas superfícies geralmente culminantes, no centro e sul da Península Ibérica e com características sedimentares próprias, das quais se destacam a composição conglomerática grosseira e heterométrica e a matriz argilosa vermelha (Azevêdo, 1982; Azevêdo & Pimentel, 1992; Pimentel & Azevêdo, 1992; 1995). Sobre estes depósitos define-se em geral uma superfície que domina os mais altos terraços quaternários.

Estes depósitos têm constituído uma dificuldade generalizada para os investigadores que se propõem efectuar o seu enquadramento cronológico, principalmente devido ao seu carácter azóico e à inexistência de formações que a eles se sobrepõem. As suas semelhanças sedimentológicas, sustentam a hipótese mais simples de se tratar de um único episódio estratigráfico. Contudo, a sua posição geomorfológica conduz à possibilidade de considerar a ocorrência de mais do que um episódio de características semelhantes.

As mais antigas referências a estudos sobre as Rafias dizem respeito a Eduardo Hernandez-Pacheco (1912), Gómez de Llarena (1916) e Ohme (1935) nos Montes de Toledo. Em Portugal, a referência e descrição destes materiais, tem sido comum nas regiões das Beiras e do Alentejo, desde as primeiras referências de Ribeiro (1942) e da primeira síntese de Ribeiro & Feio (1949). Às primeiras referências no nosso país, o termo fazia já parte da terminologia geomorfológica espanhola e motivava a comparação e associação com as formações portuguesas. Trabalhos mais recentes produzidos em Portugal (Azevedo, 1982; 1993; Pimentel & Azevêdo, 1990; 1991a; 1993; Pereira, 1990; 1993; Cabral, 1995; Ferreira, 1993a; 1993b) evidenciam o interesse por este tema.

Para além das ocorrências mais conhecidas das Beiras e do Alentejo, o trabalho de Ribeiro & Feio (1949) refere já as Rafias transmontanas da região de Miranda do Douro e o caso das formações de Vimioso é indicado como exemplo da possível coexistência de duas gerações de Rañas.

Do conjunto de considerações acerca destes materiais, sobressaem diferenças na terminologia, na interpretação do modelo de transporte e deposicional e na paleoclimatologia admitidos pelos vários autores. Também as espessuras consideradas, posição geográfica, geomorfologia e estratigrafia têm sido divergentes. Aos depósitos de Raña associam-se referências como:

Fanconglomerado que reflete na terminologia o conceito de materiais grosseiros resultantes de um leque aluvial;

- Conglomerado, termo granulométrico geralmente usado na sua caracterização;
- Glacis;
- Depósitos solifluxivos;
- Depósitos de piedmont ou de sopé;
- Depósitos torrenciais ou fluvio-torrenciais.

Todos estes termos se associam a depósitos grosseiros. A cor é considerada como resultante da evolução climática pós-deposição. Estruturas geralmente inexistentes ou mal definidas, tanto se podem considerar como reflexo de uma acentuada inclinação do perfil longitudinal ou da elevada competência do fluxo, como em relação com a posição mais ou menos proximal num corpo maior. A cor, variável entre o ocre e o vermelho intenso, indica condições climáticas específicas que afectam estes depósitos. Para além da necessidade de condições para a concentração do ferro, também a sua disponibilidade é fundamental. Mas admitindo no geral a existência de ferro proveniente da fase de meteorização da rocha mãe ou libertado durante o processo de alteração ou pedogénese do depósito, a sua oxidação faz-se sob condições favoráveis de temperatura e humidade. Resta ainda reter a hipótese de a cor ser herdada do complexo meteorizante da rocha-mãe, ou seja, relacionável com os climas que precederam a mobilização dos sedimentos.

Em Outubro de 1992 esperou-se que o Symposium sobre a Raña, realizado em Madrid, viesse determinar pelo menos os parâmetros para a utilização do termo. Fundamentalmente no que respeitasse aos aspectos geocronológicos, na medida em que os aspectos sedimentológicos mais elementares se podem considerar em geral concordantes. A posição morfológica destes depósitos é, por outro lado, o aspecto menos concordante na definição das Rañas. Como salienta Martin-Serrano (1988c), muitas referências situam a Rafia numa posição que culmina o enchimento neogénico, enquanto outras salientam a sua independência. Numa posição distinta da que tem sido mais comum em Portugal, diversos investigadores situam a Rafia em posição encaixada ou embutida numa superfície pliocénica, quer nos Montes de Toledo quer na Bacia do Douro (Mofina, 1980; Martin-Serrano, 1988c). No caso da região de Madrid, a superfície das Rafias, está embutida cerca de 20 metros abaixo da Superfície de La Mieria, superfície definida em depósitos do Pliocénico Superior que culmina um enchimento neogénico de aproximadamente 120 metros (Pérez-González & Gallardo, 1987; Pérez-González, comunicação oral). Os estudos edafológicos, mais aprofundados em Espanha, podem considerar-se mesmo como aqueles que no contexto das Rafias revelam um sentido mais pragmático. Os aspectos com eles relacionados indicam uma evolução pedogénica mais intensa em La Mierla e nas superfícies correspondentes, relativamente às superfícies das Rafias que nelas se embutem e que dominam por seu lado os terraços fluviais. Outros autores referem-se, nos Montes de Toledo, a superfícies de Rafia que se distinguem pela variação morfológica dos solos (Espejo-Serrano, 1985; Pardo et al., 1993; Olmo et al., 1993; Aleixandre & Pinilla, 1993).

Por outro lado, a posição distinta da Raña relativamente aos terraços fluviais quaternários não esteve nunca em causa, se bem que por vezes seja difícil a separação, como no caso da região de Madrid, onde a Rafia e terraços têm grande expressão geográfica.

Para Martin-Serrano (1988b; 1988c; 1991) a Raña é um episódio fisiográfico repetido sob condições favoráveis, condições que na sua opinião, nunca terão variado de forma brusca, ou ter-se-ão repetido em vários estádios pelo que é um episódio heterócrono, fenómeno sem referência cronostratigráfica concreta; é referida quer ao tecto do piedmont, última etapa do enchimento neogénico referida como série ocre (Ro), quer à primeira etapa da sua degradação (R1)

Infelizmente não se definiram ainda critérios concretos para o uso do termo Rafia. Apesar das divergências, o enraizamento do termo na Península Ibérica torna o seu uso comum actualmente. Poderá afirmar-se que a maior dificuldade está na restrição do uso do termo, situação que se considera necessária. Observa-se a aplicação de metodologias diversas no seu estudo, variando a importância e significado dos conceitos TEMPO e ESPAÇO de acordo com o objectivo pretendido. Parece-nos, acima de tudo, que se deve respeitar e privilegiar a concepção original do termo. Se bem que habitualmente nos trabalhos de natureza geológica se considere o Tempo como factor fundamental (expresso pelas considerações estratigráficas), num contexto geomorfológico aceita-se que o Espaço tenha dominância sobre o Tempo, ou de forma mais explícita, em que o visual, real, objectivo e aplicado domina sobre o conceptual, o imaginário, o difuso e o predominantemente teórico. Em resumo, procurar definir um episódio temporalmente preciso pode considerar-se limitativo, atendendo à possibilidade da existência de múltiplos episódios que tenham gerado depósitos semelhantes. Por outro lado, um mesmo episódio sedimentar pode, em diferentes locais, assumir posições geomorfológicamente distintas.

Assim e de acordo com a concepção original do termo, observa-se a Raña s.l. como uma formação superficial aplanada, vermelha ou avermelhada, conglomerática e heterométrica, de sopé, dominando os terraços fluviais, portanto com sentidos fundamentalmente espacial e genético. Quando é possível definir formações neogénicas, procurar-se-á conhecer as suas posições relativas - culmina a Raña o enchimento neogénico ou é possível definir duas ou mais superfícies distintas? Em qualquer um destes casos poder-se-á considerar uma idade Placenciana terminal (Vilafranquiano superior) para o episódio ou episódios Tini-neogénicos, anteriores ao encaixe fluvial quaternário. Quando nenhum critério permite datar os depósitos, o termo Rafia deve ser evitado, embora em alguns casos se observem referências a depósitos do tipo rara.

A questão climática tem sido das mais discutidas. Embora no passado, para estas formações, alguns investigadores tivessem posto a hipótese de condições de clima frio nas montanhas, associadas a uma ruptura climática, ela foi abandonada com a melhor delimitação do domínio dos inlandsis e dos glaciares de montanha e com a caracterização mais precisa dos sedimentos que constituem as Rañas. Actualmente e admitindo tratar-se de corpos sedimentares resultantes de um modelo fluvio-torrencial, a questão põe-se mais frequentemente segundo duas linhas hipotéticas, quanto às condições climáticas que presidiram à sua formação:

- Ou climas de tendência árida (áridos e semiáridos);
- Ou climas temperados, de estações muito contrastadas, nomeadamente com verões quentes e secos e invernos chuvosos.

Dir-se-ia que a dificuldade está em reconhecer nos depósitos a frequência de episódios chuvosos como causa dos processos torrenciais, flúvio-torrenciais ou fluviais de alta energia. As

referências são mais cautelosas quanto às temperaturas. A comparação com os modelos actuais justifica a dificuldade, na medida em que, nomeadamente, corpos do tipo leque aluvial se associam a episódios de chuvas concentradas com enorme poder de transporte e que provenientes de zonas montanhosas, depositam os sedimentos no sopé. Contudo, não existe uma relação tão evidente com a temperatura, podendo ser observados exemplos em condições variadas. Os mais comuns e característicos são os que ocorrem em regiões subtropicais de clima árido ou subárido.

Nos casos em que as superfícies são mais extensas, como na proximidades de Madrid, tem sido sugerida uma origem num modelo fluvial entrancado, com preenchimento de múltiplos canais que se teriam entrecortado, resultando num tão extenso manto sedimentar aplanado. Segundo este modelo as condições climáticas teriam características mais temperadas.

A Raña caracteriza-se geralmente por uma fracção grosseira quartzosa - seixos de quartzo e quartzito numa matriz essencialmente silto-argilosa. As argilas são predominantemente ilite e caulinite. Advém, de forma simplificada, que se considere uma fase de preparação do material sob condições que conduziram ao desmantelamento dos maciços xistosos e graníticos, com produção de um complexo areno-silto-argiloso. Fácies quartzíticas, filões e massas de quartzo constituem a fonte da fracção grosseira. Terá pois que, em termos de modelo, considerar condições que favoreçam a hidrólise avançada dos silicatos. A presença significativa de ilite na fracção argilosa, impõe, na fase de preparação do material, condições climáticas que nunca devem ter sido muito extremas. Aspectos de exoscopia suportaram o reconhecimento da sobreposição de uma fase de alteração química da raña dos Montes de Toledo, aos efeitos mecânicos de transporte e de uma fase de alteração química anterior (Borger, 1997); a alteração química que afecta os perfis da raña, é responsável pela impregnação de ferro na superfície dos grãos de quartzo e marcas de corrosão acentuada.

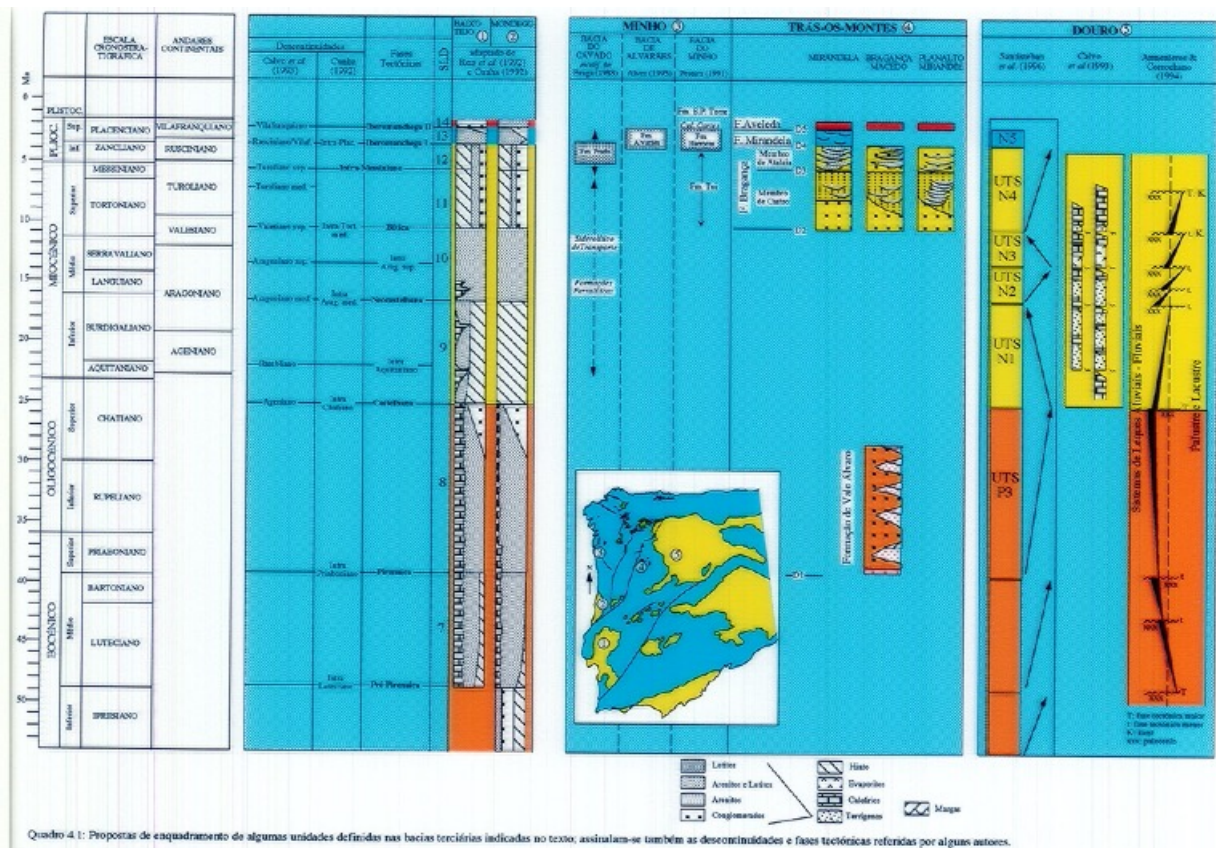
O conjunto de características sedimentológicas das Rañas conduzem a um modelo de leque aluvial e condições próximas da aridez (Azevêdo, 1982). Contudo, em regiões onde as Rafias se afastam significativamente das vertentes, preenchendo sopés extensos e quase horizontais, poder-se-á considerar um modelo fluvial entrancado, como sugerido por Martin-Serrano & Molina (1989). Esta diferença de interpretação resulta fundamentalmente do facto de se compararem, em toda a Península Ibérica, corpos de dimensões muito distintas. As Rañas do centro de Espanha ter-se-ão formado em extensas bacias e poderão corresponder a um modelo do tipo fluvial entrancado, em sectores médio e distal de grandes leques aluviais. Admite-se pois que essas Rafias correspondam por comparação com as restantes, de menor extensão, a fácies mais distais, mas que poderão ser ainda assim mais grosseiras, em virtude da sua maior dimensão. Noutros casos, e com alguma frequência em Portugal, a Raña corresponde também a formações menos extensas, próximas das escarpas de falha, associadas a acidentes tardi-hercínicos, de orientação entre NNW-SSE e NNE-SSW, com reactivação alpina. A reactivação destas falhas em diversas fases alpinas é a causa mais provável para a existência de fácies semelhantes, mais antigas, de fácil confusão com as Rañas.

Após a formação dos depósitos de Raña, as condições climáticas propiciaram a sua maior ou menor rubefacção. Se bem que em alguns casos se descrevam processos de encouraçamento, bem evidente na Formação de Panoias (Pimentel & Azevêdo, 1992; Pimentel, 1997), haverá

que considerar que no geral o processo que se observa é do tipo fersialitização em clima sub-tropical (Azevêdo, 1982).

Haverá ainda a referir que as Rañas do litoral alentejano (Pereira, 1990; 1993) e da Península de Setúbal (Azevêdo, 1982; 1993), se encontram sob um forte influência atlântica. Este aspecto, não sendo inédito, pois existe referência a fácies atlânticas de Raña na Galiza (Nonn, 1966; Romani et al., 1979), é sem dúvida particular.

Acresce por fim uma opinião quanto à actual validade e significado do termo Raña. O termo Raña designou até hoje depósitos de idade variada, Placenciano terminal (Vilafranquiano superior) e anteriores, mas cuja expressão geomorfológica e alteração superficial lhes confere aspecto semelhante aos de idade vilafranquiana. Talvez o acumular de informações sobre os materiais assim designados, sedimentológicas mas especialmente com recurso a métodos físico-químicos de datação, permita no futuro uma mais precisa definição da cronostratigrafia das formações. Nesse caso, no futuro uma única via parece possível: tomam a designação de Raña as formações sedimentares do Placenciano terminal com as características que foram anteriormente descritas, como indicado por Azevêdo (1993). Eventualmente a utilização de termos Raña I, Raña II poderá designar distintos níveis encaixados e diferenciados durante o Vilafranquiano (Martin-Serrano, 1988c).



CAPÍTULO V: CONCLUSÕES

ESTRATIGRAFIA E MODELOS DEPOSICIONAIS PROPOSTOS

1. ASPECTOS MORFOTECTÓNICOS CONTROLADORES DA COBERTURA CENOZÓICA

De acordo com a análise de documentos variados, entre os quais fotografias aéreas verticais, destacam-se como grandes linhas geológicas, estruturais e morfológicas que marcam o substrato da região do nordeste transmontano e que condicionaram a cobertura cenozóica aí existente.

- A herança varisca:
 - o os eixos de dobramento de orientação geral NW-SE, que definem uma sucessão de macroestruturas anticlinais e sinclinais;
 - o os maciços graníticos, que interrompem aquelas macroestruturas;
 - o a estrutura alóctone circular do Maciço de Morais que interrompe e condiciona a orientação das macroestruturas na sua periferia;
 - o o Maciço de Bragança, estrutura alóctone com um alongamento paralelo aos eixos de dobramento;
 - o as rochas metasedimentares, vulcanosedimentares e filonianas que, com resistência diferencial à erosão, condicionam o relevo; os relevos de resistência, fundamentalmente quartzíticos, orientam-se de acordo com as macroestruturas referidas;
 - o um sistema principal de fracturas, de orientação predominante N-S a NNE-SSW.
- O arrasamento da Cadeia Varisca, que terá ocorrido desde o Triássico até ao Cretácico, período em que se terá desenvolvido uma superfície aplanada, a Superfície Inicial, abaixo da qual o manto de alteração caulinítico, formado sob condições de clima tropical húmido, era irregular, em geral espesso, mas mais estreito acima das formações quartzíticas (Garcia-Abad & Martin-Serrano, 1980; Martin-Serrano, 1988a; Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Cabral, 1995).
- Impulsos tectónicos importantes, sentidos a partir do Cretácico; estes impulsos deslocam verticalmente, dobram em grande raio de curvatura, e fragmentam o Maciço Hespérico por reactivação de fracturas tardivariscas, segmentando a antiga morfologia aplanada, desencadeando a multiplicação de níveis e os retoques erosivos com desenvolvimento de superfícies poligénicas (Cabral, 1995).
- A evacuação do manto de alteração caulinítico durante a etapa compreendida entre o Cretácico e o Eocénico inferior, para as áreas em subsidência, possivelmente para a Bacia do Douro, onde são conhecidos sedimentos com estas características. Toma forma uma nova paisagem nas áreas em levantamento, resultante da configuração irregular do manto de alteração evacuado - *Superfície gravada* (Garcia Abad & Martin-Serrano, 1980; Martin-Serrano, 1988a; 1994). Em consequência, evidenciam-se as cristas quartzíticas que permanecem como

testemunhos da *Superfície Inicial* e desenvolve-se, sobre xistos e granitos, um *nível geral da topografia, a Superfície Fundamental*.

- A evolução da paisagem faz-se por aprofundamento da frente de meteorização e devido aos retoques erosivos provocados pela instalação das sucessivas redes de drenagem controladas pela evolução morfológica (Garcia Abad & Martin-Serrano, 1980; Cabral, 1995); as depressões estariam orientadas fundamentalmente segundo N-S a NNE-SSW, por influência da fracturação, bem como segundo NW-SE, por influência das macro-estruturas sinclinais; a drenagem deveria efectuar-se para a Bacia do Douro, atravessando a região do actual Planalto Mirandês, limitado pelas cristas quartzíticas - a norte as serras de Mourigo e Culebra e a sul a serra de Mogadouro.
- As movimentações tectónicas que ocorreram a partir do Tortoniano médio (Cunha, 1992), associadas principalmente a falhas NNE-SSW, constituem importante factor no controle e evolução da paisagem, condicionando a orientação da drenagem; rupturas regionais importantes que resultam das sucessivas fases de soerguimento, terão sido responsáveis pelo isolamento de pequenas depressões limitadas por falhas e formadas por efeito da distensão secundária E-W ou na forma de pequenas *bacias de desligamento*.

2. A FORMAÇÃO DE VALE ÁLVARO (PALEOGÉNICO)

À semelhança de outras propostas avançadas no nosso país para a estratigrafia de unidades continentais, o critério para a atribuição de idade à Formação de Vale Álvaro, bem como das restantes unidades descritas em Trás-os-Montes, tem essencialmente por base o enquadramento e a correlação com unidades litostratigráficas com características equivalentes definidas na mesma bacia, ou em regiões envolventes, bem como a identificação das descontinuidades sedimentares regionais.

A Formação de Vale Álvaro foi anteriormente apontada como provavelmente paleogénica (Ramalhal, 1968; Pereira & Azevêdo, 1991). As características sedimentológicas descritas neste trabalho, bem como a descrição sedimentológica pormenorizada de Ramalhal (1968), suportam a hipótese de correlação quer com o Complexo de Benfica (Azerêdo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991), quer com o Paleogénico definido na Bacia do Douro (Martin-Serrano, 1988a; Santisteban et al., 1991a; Armenteros & Corrochano, 1994). Considera-se também importante no suporte desta proposta, a identificação na região de Bragança, da discordância entre a Formação de Vale Álvaro e a Formação de Bragança.

Relativamente aos depósitos que foram anteriormente identificados como paleogénicos a norte da Cadeia Central, situados quer em Portugal quer em Espanha, a Formação de Vale Álvaro apresenta algumas características sedimentológicas distintas. Este facto deve-se:

- À natureza específica das fontes alimentadoras - rochas máficas e ultramáficas no caso da Formação de Vale Álvaro; granitóides predominantes e metasedimentos paleozóicos alimentando durante o Paleogénico as arcoses do bordo ocidental da Bacia do Douro *UTS P2* e *UTS P3*, Santisteban *et al.*, 1991a) e das depressões da Beira Alta (Arcoses de Côja).
- Ao contexto tectónico - na região de Bragança, a deposição da FVA ocorreu num pequeno bloco subsidente associado a desligamentos esquerdos NNE-SSW, originando uma depressão

estreita e confinada, limitada por escarpas de falha (fig. 2.21); na região de Macedo de Cavaleiros a deposição da Formação de Vale Álvaro parece corresponder a um leque aluvial situado num estreito paleovale orientado E-W (fig. 2.48).

Nas regiões envolventes, são descritos, essencialmente, domínios de vales abertos na Bacia do Douro (Santisteban *et al.*, 1991a) e de planície aluvial alongada drenando para SW a Beira Alta (Cunha, 1992).

Embora se reconheçam diferenças, quer na maior dimensão do domínio de sedimentação quer nas fontes alimentadoras do Complexo de Benfica da região de Lisboa, parte significativa das suas características sugerem também semelhanças com a Formação de Vale Alvaro.

A correlacção da Formação de Vale Álvaro com as outras unidades paleogénicas referidas, é estabelecida especialmente com base nas seguintes características:

- As litofácies e sua organização vertical: predomínio de conglomerados grosseiros, com clastos pouco rolados, matriz vermelha mal calibrada, níveis finos intercalares, arenosos e margosos e níveis calcários, semelhantes ao Complexo de Benfica.
- A imaturidade dos sedimentos, a presença de clastos de litologias variadas, com fragmentos mais instáveis conservados, as cimentações calcárias e/ou dolomíticas, são também características indicadas para os depósitos paleogénicos basais situados quer nas Bacias do Baixo Tejo e Sado quer na Bacia do Mondego.
- O predomínio da associação esmectite-paligorskite na fracção argilosa é também descrito na Formação de Benfica, Arcoses de Cāja e Paleogénico da Bacia do Douro.

O modelo proposto para a Formação de Vale Álvaro:

- Uma paisagem inicialmente mareada pela mobilização de grande parte do manto de alteração caulínico, possivelmente em direcção à Bacia do Douro, em condições de clima subtropical, durante a etapa Cretácico-Paleocénico;
- Movimentação tectónica, com formação de escarpas de falha e um clima de tendência árida ou semiárida;
- Desenvolvimento de leques aluviais formados por uma fracção detrítica imatura, caracterizada por clastos de rochas máficas e ultramáficas e abundante fracção argilosa; fases de cimentação das diversas sequências deposicionais, devido à precipitação de carbonatos e óxidos-hidróxidos de ferro; evolução da fracção argilosa predominantemente constituída por esmectite e paligorskite.

O desenvolvimento dos sucessivos fluxos do tipo *debrisflow*, sugere condições climáticas caracterizadas por períodos de precipitação intensa e concentrada, bem como a existência de relevos alimentadores dos fluxos. Aos níveis grosseiros sucedem, em geral, sedimentos margosos, indicativos de uma diminuição abrupta na competência de transporte. A espessura métrica destes níveis finos e a presença de um gastrópode do género *Planorbis* (Ramalhal, 1968), cuja ocorrência é conhecida entre o Oligocénico e o Holocénico (Peel, 1987), permite admitir o desenvolvimento intercalar de condições do tipo *lacustre ou pantanoso*. As carbonatações, que afectam fundamentalmente o topo das sequências, areno-lutíticas, formando margas ou arenitos carbonatados, podem penetrar de forma variável os níveis grosseiros da base. A precipitação de carbonatos, supostamente a partir da evaporação de água com conteúdo elevado em cálcio, é posterior à

deposição dos terrígenos ou simultânea com o seu fornecimento reduzido, a que se seguem novos fluxos de terrígenos que cobrem as acumulações carbonatadas.

Na Formação de Vale Álvaro a neoformação de paligorskite está associada às carbonatações e a sua ocorrência traduz também condições de aridez ou sub-aridez, à semelhança de vários casos assinalados na Península Ibérica, especialmente em depósitos paleogénicos descritos no Cap. III (Carvalho, 1967; 1968; Macarro, 1987; Gomes, 1988; Rodas et al., 1990; 1994; Cunha & Reis, 1989; Deconinck & Accarie, 1990; Inglès & Anadón, 1991; Rocha, 1993).

Os sedimentos da Formação de Vale Álvaro teriam origem em leques aluviais, depositados no fundo de depressões, em domínio intra-montanoso, sendo evidente, no caso do afloramento de Bragança, a sua origem tectónica, em relação com a zona de fractura Bragança-Vilariça-Manteigas. De acordo com as interpretações efectuadas para a bordadura ocidental da Bacia do Douro, estas movimentações poderão relacionar-se com a fase Pirenaica, activando sistemas de falhas que dão origem a modelados do tipo horst-graben e promovendo fluxos sedimentares de alta energia dirigidos para depressões confinadas (Portero et al., 1982; Santisteban et al., 1991a). Os movimentos relacionam-se com falhas NNE-SSW definidas no contexto do desligamento Bragança-Vilariça e eventualmente, também com falhas E-W, divergentes daquele acidente na região de Macedo de Cavaleiros, com formação de um graben e deposição dos sedimentos identificados na zona de Limãos.

O modelo deposicional estabelecido para o Complexo de Benfica, caracteriza-se por acarreios detríticos enérgicos e pouco selectivos, do tipo *debris-flow*, com episódios intercalares de *mud-flow*, construindo leques aluviais de grande extensão. Nas fases de acalmia sedimentar e tectónica, sob clima suficientemente seco, existiriam condições para a formação de calcários, em regime palustre nas zonas mais distais (Azerêdo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991) e calcretos em resultado da precipitação a partir da circulação freática (Pimentel et al., 1996). Este modelo explica as ocorrências de Paleogénico em praticamente toda a Estremadura e é ainda semelhante ao apresentado para a Bacia do Sado, no Baixo Alentejo ocidental (Pimentel & Azevêdo, 1994a; 1994b; Pimentel et al., 1996). As características da Formação de Vale Álvaro sugerem um modelo semelhante.

Na Bacia do Douro o Paleogénico está representado, nas zonas marginais, por sistemas de leques aluviais e sistemas fluviais de alto gradiente encaixados em vales estreitos que evoluem distalmente para ambientes lacustres (Santisteban, 1991a; Armenteros & Corrochano, 1994); é interpretado um regime estacional com derrames muito concentrados, aos quais se segue um importante período de secura (Santisteban et al., 1991a). As características destas unidades revelam uma bacia com dimensões não comparáveis às pequenas depressões em que se regista a Formação de Vale Álvaro.

As ocorrências de dolocretos (Limãos) e calcretos (Silva) assinalados em Trás-os-Montes oriental, com espessuras superiores a 3 metros e aspecto vacuolar, resultam da substituição quase total das rochas do substrato, segundo um processo semelhante ao indicado para ocorrências de carbonatações no Complexo de Benfica, por precipitação a partir de circulação freática (Pimentel et al., 1996) ou por mistura de águas subterrâneas e águas salgadas lacustres que infiltram a zona freática durante períodos de forte evaporação e abaixamento do nível freático (Colson & Cojan, 1996). Na região de Limãos, os dolocretos encontram-se sob um estreito nível da Formação de

Vale Álvaro, admitindo-se que a sua formação seja imediatamente anterior. A identificação mais precisa dos processos de carbonatação permanece como um objectivo de trabalhos a desenvolver posteriormente.

As características e as condições ambientais consideradas para a FVA, bem como os limites temporais indicados para o gastrópode do género *Planorbis*, são compatíveis com as condições referidas para o Oligocénico quer da Bacia do Douro quer das bacias portuguesas, cujos sedimentos e raros fósseis indicam períodos áridos mais longos que os húmidos, nos quais se produzem fluxos torrenciais esporádicos associados à precipitação curta e concentrada; estes sintomas de aridez, mais evidentes no Oligocénico, sucedem às condições predominantemente subtropicais referidas para o Eocénico, condições que são também diferenciadas nos membros inferior e superior das Arcoses de Côja (Carvalho, 1968; Jimenez, 1974; Santisteban et al., 1991; Azevêdo, 1991; Azevêdo et al., 1991; Pais, 1992; Cunha, 1992; Barbosa, 1995). A interpretação de condições de aridez ou subaridez evidenciadas na Formação de Vale Álvaro e a sua correlação com depósitos do Oligocénico, apoia a valorização da fase Pirenaica, na origem dos movimentos tectónicos responsáveis pela formação das depressões.

Para o sector oriental da fossa de Ciudad Rodrigo (Bacia do Douro), o rejogo das fracturas, em especial de orientação NNE-SSW, terá afectado os depósitos do Oligocénico e proporcionado uma configuração em blocos levantados e afundados, com constituição de um paleorelevo controlando a deposição da série vermelha miocénica nas áreas deprimidas (Mediavilla & Martin-Serrano, 1989). Um comportamento semelhante, é admitido para a região transmontana, onde a deposição posterior da Formação de Bragança está associada, no contexto dos acidentes de Bragança-Vilarica-Manteigas e de Mirandela, a uma fase de reactivação das falhas e definição de depressões. Admite-se que parte significativa da Formação de Vale Álvaro tenha sido erodida, ou que em alguns locais permaneça sob a Formação de Bragança.

3. A FORMAÇÃO DE BRAGANÇA ENTRE O MIOCÉNICO SUPERIOR E O PLIOCÉNICO INFERIOR

A identificação de um modelo ou modelos deposicionais para a Formação de Bragança, é dificultada pela forma como ocorre actualmente. Os sedimentos preenchem depressões isoladas e de pequena dimensão, com reduzidas espessuras aflorantes. Estes aspectos, em conjunto com os deslocamentos tectónicos posteriores, dificultam a reconstituição da organização vertical da formação e da extensão original.

As características petrográficas constituem o suporte para a individualização desta unidade. Porém, não se observaram variações petrográficas significativas entre os dois membros. As variações observadas nas várias depressões revelam sedimentos que se relacionam com condições locais ou com a sua posição relativa no contexto aluvial. A individualização dos dois membros efectuou-se com base nas características sedimentológicas:

O Membro de Castro, com tendência granodecrescente, é constituído por níveis conglomeráticos grosseiros na base e um espesso nível lutítico do topo;

O Membro de Atalaia, ravinante sobre o membro inferior, é predominantemente conglomerático e não apresenta uma tendência granulométrica marcada. Entre os dois membros define-se um contacto de 6' ordem (Miall, 1996), uma descontinuidade com valor regional, associada provavelmente a uma fase de reactivação tectónica.

3.1. ASPECTOS PARTICULARES DA FORMAÇÃO DE BRAGANÇA NAS PRINCIPAIS DEPRESSÕES

Ao longo deste trabalho, descreveram-se e interpretaram-se os registos sedimentares da Formação de Bragança que persistiram em algumas depressões, cujas características se sintetizam em seguida:

Na região do Planalto Mirandês o enquadramento geomorfológico e tectónico do enchimento terciário sugere uma rede fluvial representada por um eixo principal orientado de NNW para SSE e tributários NW-SE e NNE-SSW. O eixo principal está representado pelo designado paleocanal de Pinelo e provavelmente mais a norte, entre Réfega e Quintanilha. Este eixo de drenagem tem continuidade para sul, passando nas imediações de Vimioso, Caçarelhos, Silva e, como sugerem as sondagens e o paleorelevo do substrato, continua em direcção a Sendim (fig. 2.7). Um outro paleocanal foi interpretado - paleocanal de Atenor, devendo ainda ter existido outros de mais difícil reconstituição, nomeadamente de NE para SW, interceptando o anterior em Silva e outro, que de oeste atingiu a região de Palaçoulo. Aspectos como a morfologia do substrato e a interpretação dos conteúdos sedimentares suportam esta hipótese (Cap. II, fig. 2.2, 2.5, 2.7, 2.8). Assim, admite-se que neste domínio esteja representado o sector proximal de um sistema fluvial preexistente dirigido para a Bacia do Douro, depressão que terá recolhido os sedimentos mais antigos.

Um evento tectónico terá condicionado e limitado a progressão do sistema fluvial, com o estrangulamento da drenagem, em consequência de uma compartimentação em blocos limitados especialmente por falhas NNE-SSW e NW-SE (fig. 2.1). Este efeito tectónico resultou na individualização de várias depressões, nomeadamente de Vimioso, Silva e Sendim.

Limitada a progressão, os acarreios mais grosseiros iniciais pavimentaram o fundo da depressão e preencheram os vales fluviais limítrofes. Esta fase de sedimentação grosseira (base do Membro de Castro), pode ser observada como a primeira resposta sedimentar ao novo enquadramento morfotectónico e está também representada nas restantes depressões. Mantêm-se os canais de drenagem, que vão sendo preenchidos por sedimentos areno-conglomeráticos, em resposta ao desnivelamento tectónico. Em situação marginal acumulam-se sedimentos finos, cortados ocasionalmente por canais secundários.

Novo impulso tectónico terá promovido o rejogo dos blocos preexistentes, com levantamento relativo, nomeadamente do bloco de Caçarelhos e o isolamento das depressões de Vimioso, Silva e Sendim (fig. 2.6). As brechas das falhas de S. Joanico e de Palaçoulo devem relacionar-se com este episódio (fig. 2.14). O Membro de Atalaia, com constituição grosseira, corresponde à resposta sedimentar a este impulso.

Na região de Mirandela, ter-se-á verificado também uma movimentação vertical das falhas de orientação aproximada N-S, movimento acompanhado por distensão secundária E-W, com formação um graben limitado por escarpas pronunciadas - graben de Mirandela. São observados o Membro de Castro, lutítico e o Membro de Atalaia, areno-conglomerático. Os sedimentos, cuja ocorrência está limitada ao interior do graben, são particularmente imaturos e denunciam grande proximidade à fonte alimentadora, embora revelem o predomínio de fluxos aquosos canalizados. Junto à falha de Mirandela, a Formação de Bragança evidencia um basculamento de cerca de 30 graus.

No contexto do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, o esforço compressivo orientado aproximadamente entre N-S e NNW-SSE (Carvalho et al., 1985; Cabral, 1985; 1995; Ferreira, 1991; Ferrús, 1994), terá resultado no movimento esquerdo das falhas NNE-SSW e formação de depressões do tipo bacias de desligamento, nomeadamente nas regiões de Bragança, Macedo de Cavaleiros e Vilariça. Cabral (1995), evidenciou a existência e formação destas bacias, em simultâneo com o levantamento em compressão das serras de Bornes e Nogueira.

No interior da depressão de Bragança ficaram sobreelevados pequenos blocos, entre os quais o de Vale Álvaro com depósitos mais antigos (fig. 2.24).

Na região de Bragança é observada a espessa camada lutítica do Membro de Castro, com espessura superior a 8 metros, de cor esverdeada e com carbonatos em nódulos e em fracturas. O Membro de Atalaia é formado por diversas sequências básicas, constituídas na base por corpos tabulares conglomeráticos e posteriormente por barras conglomeráticas e estruturas de canal com preenchimento arena-conglomerático. Estas sequências sugerem diversos impulsos sedimentares, por controlos tectónicos ou climáticos, marcados inicialmente por derrames curtos e concentrados, aos quais se segue uma maior estabilização, com canalização dos fluxos. A movimentação posterior das falhas é responsável pelo basculamento e contacto abrupto da mancha de Castro com o substrato e por algumas falhas de pequeno rejeito na mancha de Atalaia (fig. 2.23).

Na região de Macedo de Cavaleiros, a depressão formada segundo o processo descrito, tem expressão entre Valebenfeito e Salcelas. Para leste, esta depressão liga-se a uma outra orientada segundo E-W, correspondente a um possível eixo de drenagem preexistente. Este paleovale, no fundo do qual permanecem alguns vestígios da Formação de Vale Álvaro, pode ter origem tectónica, associado ao soerguimento do Monte de Morais. Este eixo E-W recebeu a contribuição de tributários com origem a norte, nomeadamente da região de Sendas e de sul, do Maciço de Morais, como foi destacado na caracterização dos sedimentos da Formação de Bragança.

Em Macedo de Cavaleiros está melhor representado o Membro de Castro, evidenciando uma tendência positiva - na base predomínio de elementos GB, a que se segue um predomínio de estruturas de canal, com preenchimento e abandono. No topo, um nível lutítico com cerca de 4 metros de espessura. o Membro de Atalaia evidencia um carácter predominantemente conglomerático, numa sucessão de sequências básicas positivas, e elementos alternantes GB, LA e CH.

Pequenas depressões isoladas formaram-se associadas a movimentações de falhas NE-SW, capturando parte dos sedimentos mobilizados. São exemplos as depressões de Palácios-Quintanilha e de Sendas.

Em Sendas está representada a acumulação de materiais predominantemente grosseiros e subrolados, com constituição litológica e mineralógica semelhante, da base até ao topo, aspectos que sugerem a sua deposição num domínio proximal do sistema fluvial então organizado. A formação desta pequena depressão deve relacionar-se com a movimentação da falha NE-SW de Sendas, afectando um paleoleito fluvial encaixado no substrato e orientado de norte para sul.

3.2. O MODELO DEPOSICIONAL PROPOSTO PARA A FORMAÇÃO DE BRAGANÇA

As características que foram descritas ao longo deste trabalho permitem reconstituir a seguinte evolução:

- Redes fluviais, com vales encaixados, ter-se-ão desenvolvidos ao longo do Cenozóico, essencialmente como resposta erosiva a diversos impulsos tectónicos e consequente levantamento relativo das áreas montanhosas.
- A actuação de importante fase tectónica (fase Bética), terá constituído o passo decisivo para a individualização de um conjunto de depressões intramontanhosas de dimensão variável. O sistema aluvial instalado, terá sido modificado e condicionado pelas novas condições morfotectónicas.
- A drenagem passou a efectuar-se, total ou parcialmente, no sentido destas depressões, que vão sendo preenchidas, tal como os vales incisos marginais, por sedimentos pouco evoluídos. Parte dos vales estariam já instalados em grabens bem definidos (norte de Bragança), com evolução fundamentalmente controlada pelas falhas que o limitam, mas também pelo efeito de cursos fluviais laterais (Schumm & Ethridge, 1994) ou por descargas relacionadas com leques aluviais. Outros vales encaixados (Planalto Mirandês) devem seguir um controlo tectónico que é actualmente menos [evidente. Com](#) base na morfologia do enchimento sedimentar, admite-se a existência de um graben entre Palaçoulo e Sendim.

As condições específicas para cada uma das depressões estudadas, foram anteriormente definidas, de forma mais desenvolvida no Cap. II e sucintamente nos parágrafos anteriores. Em seguida indicam-se as condições e modelos que genericamente se interpretam para esta unidade (Formação de Bragança):

- Os primeiros níveis do enchimento das depressões e dos paleovales periféricos (base do Membro de Castro), caracterizam-se pelo predomínio de elementos GB e são particularmente grosseiros e quartzosos. Estes níveis interpretam-se como pavimentos de canais, associados aos fluxos que correspondem à primeira resposta à instabilidade tectónica.
- Sobre estes níveis da base reconhecem-se, em domínio proximal (Sendas) e médio (como a leste de Macedo de Cavaleiros - perfis de Barreiro, Carrasqueira e Finareia em Macedo), a sobreposição de alguns ciclos de enchimento de canais, alternando com corpos conglomeráticos tabulares (GB). Os dados, apesar de limitados, sugerem um modelo fluvial entrancado de baixa sinuosidade e com o leito encaixado no substrato, com semelhanças ao modelo de rio encaixado entrancado em cascalho (C) de Miall (1996).
- Nos domínios em que os canais atingem as depressões, perdem o carácter encaixado e aumentam a sinuosidade. Grande espessura de finos, com canais que cortam ocasionalmente esse enchimento, caracteriza a depressão de Bragança e sobretudo as depressões do Planalto Mirandês. As sondagem aí realizadas sugerem a presença de canais relativamente estáveis, preenchidos por sedimentos areno-conglomeráticos e zonas marginais alargadas com larga deposição de finos e cortadas por canais secundários (fig. 2.14 e 2.15). No topo do Membro de Castro a sedimentação fina é predominante, mesmo nos domínios médios, facto que se interpreta como devido à manutenção de condições tectónicas estáveis. No Planalto Mirandês o Membro de Castro atinge uma espessura máxima de cerca de 70 metros.

- O carácter ravinante e grosseiro do Membro de Atalaia, revela um novo episódio tectónico. Este acontecimento está provavelmente na origem do rejogo dos blocos tectónicos do Planalto Mirandês, e nas falhas com carácter compressivo e de baixo ângulo, evidenciadas na depressão de Mirandela, no topo do Membro de Castro.
- O Membro de Atalaia corresponde a uma sucessão de episódios característicos de um modelo fluvial entrancado, de baixa sinuosidade, com elevada frequência de pavimentos conglomeráticos. É assim comum a sucessão de elementos arquitecturais predominantemente do tipo GB, relativos a episódios mais enérgicos e elementos com acreção lateral (fig. 2.29), cuja persistência evidencia a transição momentânea para um estilo mais sinuoso (Miall, 1996). Alguns níveis de inundação e preenchimentos de canais abandonados, em geral intercalados com elementos GB, estão também presentes nesta sucessão. A associação de fácies sugere, pelo menos nas fases com predomínio de fluxos do tipo stream-flow, climas com características mais húmidas que mantêm activos os canais, com preenchimentos mais regulares, diferentes do regime mais sazonal responsável por fluxos mais torrenciais.
- No caso da depressão de Mirandela as características denunciam condições mais proximais do que nos restantes domínios. Neste contexto, está representada a deposição na base de escarpa tectónica, em condições favoráveis à formação de fluxos aquosos, por vezes torrenciais e caracterizados pelo transporte tractivo nas primeiras fases.
- O deslocamento tectónico posterior dificulta a correlação dos diversos cortes e consequente avaliação da espessura do Membro de Atalaia em toda a região transmontana. As estimativas efectuadas indicam uma espessura máxima de cerca de 50 metros a leste de Macedo de Cavaleiros bem como na mancha de Atalaia (Bragança).

3.3. OS PALEOCLIMAS

É difícil a distinção entre factores tectónicos e factores climáticos que controlam o registo sedimentar. Contudo, os efeitos mais óbvios do controle tectónico são as variações no espaço de acomodação sedimentar e na quantidade e calibre da carga sedimentar (Miall, 1996), aspectos que se apresentaram anteriormente com a definição das unidades, bem como com as suas características específicas de acordo com o seu enquadramento. Por outro lado, a natureza petrográfica dos sedimentos e as paleoalterações, em conjunto com os modelos deposicionais propostos, suportam a formulação de uma hipótese relativa ao controlo climático.

No Cap. III evidenciou-se a semelhança granulométrica entre a Formação de Bragança e os terraços fluviais plistocénicos do Douro (fig. 3.1B). A natureza predominantemente arenosa da matriz das litofácies conglomeráticas (msG) é um aspecto que distingue esta formação relativamente à Formação de Aveleda, constituída predominantemente por conglomerados com abundante matriz lutítica, interpretados como debris flows (fig. 3.1). Assim, com estes dados e com a interpretação dos modelos deposicionais a partir dos elementos arquitecturais presentes, parece coerente considerar um sistema fluvial entrancado, enraizado no substrato e com um regime marcado por fases de elevada dinâmica, associadas aos fluxos mais grosseiros, aspecto relacionado com as condições climáticas.

A interpretação do cortejo argiloso, em relação com outras características da Formação de Bragança, foi também efectuada no Cap. III. Sucintamente, admitiu-se que os sedimentos tiveram origem num manto de alteração que se foi desenvolvendo sob condições favoráveis à

meteorização química. No depósito coexistem, com as partículas quartzosas, uma razoável frequência de clastos de rochas metamórficas, feldspatos e minerais de argila, cuja variedade sugere a herança dos mantos de alteração. A evolução fez-se no sentido da contínua alteração dos clastos *in situ* e da neoformação de argilas, em condições que poderão não ter sido muito diferentes daquelas que antecederam a sedimentação. As condições de drenagem no depósito condicionaram a mineralogia das argilas: nas zonas de drenagem deficiente formaram-se essencialmente esmectites e em zonas de drenagem facilitada, em especial nas zonas mais proximais ou mais superficiais, ocorrem a degradação das esmectites herdadas e a neoformação de caulinite.

A interpretação dos aspectos exoscópicos dos grãos de quartzo, sugere também uma relação destes aspectos com as condições de evolução pós-deposicional: nos domínios de maior confinamento, são comuns as formas de precipitação na superfície dos grãos, que se encontram sobrepostas a uma fase de amorfização resultante do transporte (CE_{Ex}); em zonas de melhor drenagem são evidenciadas as acções de dissolução mais intensa da superfície dos grãos (DI_{Ex}).

São ainda susceptíveis de interpretação paleoclimática os seguintes aspectos:

- A natureza polimítica dos clastos, com desgaste médio, frequência relativa de feldspatos e diversidade na fracção pesada; o carácter grosseiro e mais quartzoso do enchimento na base, com fracção lutítica em geral minoritária e debris flows raros; a sequência evolui para modelo entrancado areno-conglomerático, com predomínio de elementos GB alternantes com LA; para o topo do Membro de Castro, predominam os lutitos esbranquiçados ou esverdeados nas depressões. O Membro de Atalaia define um modelo entrancado, conglomerático, com predomínio de elementos GB, intercalado com fases de predomínio de elementos LA.
- A alteração caracterizada por cores vermelha ou avermelhada, clastos alterados *in situ* (clastos fantasma), hidromorfismo, lixiviação e bioturbação em zonas marginais de canais; níveis arenosos finos e lutíticos em domínio mais distal, com cores esbranquiçadas ou esverdeadas.

Em conclusão, as características da Formação de Bragança sugerem condições temperadas a quentes, com uma estação particularmente pluviosa, formando-se então fluxos aquosos de elevada energia, a partir das regiões mais elevadas e uma estação seca prolongada. É possível que para o topo do Membro de Castro se tenham estabelecido condições de encharcamento, denunciados pela precipitação incipiente de carbonatos em fracturas que afectam a espessa camada lutítica do topo do Membro de Castro.

Nas zonas periféricas, as condições locais seriam propícias à oscilação acentuada do nível freático, com períodos alargados de exposição aérea; estas oscilações favoreceram a alteração dos clastos, a neoformação de argilas específicas de acordo com a situação e a contínua rubefacção do depósito.

3.4. PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

De acordo com a hipótese anteriormente defendida da atribuição de uma idade paleogénica à Formação de Vale Álvaro, a Formação de Bragança poderá ser vista como neogénica. Esta atribuição é compatível com a correlação litostratigráfica que se faz destes depósitos, quer com

os depósitos neogénicos da Bacia do Douro, quer com depósitos continentais neogénicos portugueses. Contudo, deve notar-se que:

De acordo com a idade proposta para as Séries Rojas do bordo ocidental da bacia (Corrochano, 1977; Martin-Serrano, 1988a; Santisteban et al., 1991b), com as quais se poderia relacionar a Formação de Bragança, esta formação teria uma idade situada no Miocénico inferior; a atribuição desta idade às Séries Rojas do bordo ocidental da Bacia do Douro, é contudo baseada em correlações litoestratigráficas com formações que forneceram fósseis, situadas a larga distância. De acordo com a estratigrafia e modelos apresentados por Armenteros & Corrochano (1994), o Membro de Castro poderá corresponder à última sequência aluvial-lacustre do enchimento da Bacia do Douro, contudo num contexto morfotectónico distinto. Na Bacia do Douro esta sequência datada do Valesiano-Turoliano, reflecte no seu topo a máxima expansão das fácies carbonatadas lacustres pouco profundas situadas no sector oriental da bacia; uma descontinuidade maior é assinalada entre esta sequência e uma sequência conglomerática vermelha, talvez correspondente ao Membro de Atalaia da Formação de Bragança. Esta hipótese é compatível com a proposta de enquadramento estratigráfico apresentada em seguida.

De acordo com os critérios de enquadramento estratigráfico propostos para o enchimento neogénico continental das bacias portuguesas (Reis et al., 1992b; Cunha, 1992; 1996), propomos para a Formação de Bragança uma idade Tortoniano superior a Zancleano. Propõe-se a correspondência do Membro de Castro com SLD11 (Tortoniano superior a Messiniano inferior) e do Membro de Atalaia com SLD12 (Messiniano superior a Zancleano). Segundo este critério, a Formação de Bragança é limitada inferiormente pela ruptura intra-Tortoniano e a ruptura intra-Messiniana separa os dois membros.

De acordo com a aplicação do conceito de SLD ou unidade alostratigráfica, cada um dos membros da Formação de Bragança corresponde a uma unidade alostratigráfica. Contudo, não é sempre evidente a unidade presente, pela sua limitada ocorrência ou por ausência ou incapacidade para distinguir o limite estratigráfico, devido a más condições de afloramento. A metodologia seguida neste trabalho, de valorização das características sedimentológicas e essencialmente dos conteúdos líticos, suportou a individualização de uma unidade litostratigráfica (Formação de Bragança), para a qual, podem, em geral, ser identificados e cartografados membros distintos (Membros de Castro e de Aveleda).

4. A FORMAÇÃO DE MIRANDELA (PLIOCÉNICO SUPERIOR)

4.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS E MODELO DEPOSICIONAL

Os depósitos que constituem esta unidade, caracterizam-se especialmente pela cor esbranquiçada ou amarelada, pelo carácter conglomerático, com clastos quartzosos e quartzíticos numa matriz arenosa quartzo-feldspática e com caulinite largamente predominante na fracção argilosa (Quadro 2.5). As litofácies e a morfologia dos depósitos estudados traduzem o preenchimento de dois paleovales estreitos e profundos, no fundo de uma depressão tectónica orientada segundo N-S. A descrição e caracterização mais pormenorizada desta formação foi efectuada no Cap. 11.2, tendo-se então interpretado condições favoráveis à meteorização química que terá sido responsável pelo seu carácter quartzoso e caulínico. Um sistema fluvial entrancado de baixa sinuosidade foi considerado de acordo com a forma dos paleovales e tipo de preenchimento de canais. Por comparação com as características das formações anteriores, relacionou-se este episódio com um

novo impulso tectónico que poderá ter aberto a Depressão de Mirandela a um regime definitivamente exorreico, precursor da rede actual atlântica. Em Trás-os-montes oriental a Formação de Mirandela está limitada a esta depressão.

4.2. CORRELAÇÕES E PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

No bordo ocidental da Bacia do Douro, as "Altas plataformas aluviais" incluídas nas Series Ogres, podem considerar-se como as que maior semelhança sedimentológica apresentam com a Formação de Mirandela, embora não se estabeleça uma relação clara entre as duas unidades, tal como sugerem as referências efectuadas no Cap. III.3.3 e Cap. IV.3.2.1.

Em Portugal têm sido descritos depósitos fluviais do Pliocénico superior, cujas características sustentam a correlação da Formação de Mirandela com essas formações. Para estes sedimentos de granulometria variada, de acordo com o seu enquadramento nas bacias, foi proposto o enquadramento na SLD13 (Cunha, 1992); caracterizam-se ainda por uma composição predominantemente quartzosa e fracção argilosa caulínica. Estes depósitos, fluviais e siliciclásticos, resultam de processo caulinizante e são particularmente desenvolvidos nas bacias do Mondego, Baixo Tejo e Sado; em direcção a ocidente, mudam para ambientes de transição e marinhos pouco profundos (Cap. IV.3.3.2): na bacia do Mondego descreveram-se os Arenitos de Carnide e de Roussa e Argilas de Barracão (Barbosa, 1983; Diniz & Cachão, 1987; Cunha, 1992; Cunha et al., 1992; 1993); na área vestibular do Tejo desenvolve-se uma espessa Série Arenosa, correspondente ao sector mais distal de um sistema fluvial que se desenvolve provavelmente desde Espanha, passando pela Beira Baixa (Carvalho, 1968; Azevêdo, 1982; 1997a; 1997b; Cunha, 1992). Também na bacia do Sado se descrevem cerca de 20 metros de areias grosseiras ou conglomeráticas quartzíticas, alaranjadas, com intercalações mais finas (Pimentel & Azevêdo, 1991a; 1991b; 1994b).

De acordo com as características que têm vindo a ser descritos (síntese no Cap. IV.3.4) e conteúdos fósseis, considerámos poder incluir nesta sequência do Pliocénico superior, os depósitos do Minho correspondentes à Formação de Alvarães (sul de Viana do Castelo) e à Formação de Barrocas (S. Pedro da Torre, Valença); a Formação de Prado merece maior reserva no enquadramento estratigráfico, quer devido às suas características de menor maturidade sedimentológica quer pelas indicações paleontológicas.

Dados paleontológicos têm evidenciado condições climática relativamente quentes e húmidas, condições que estão de acordo com as características sedimentológicas destas formações (Teixeira, 1979; Diniz & Cachão, 1987; Cachão, 1989; Pais, 1989; Cunha et al., 1992; 1993).

De acordo com as características apresentadas e correlações estratigráfica estabelecidas, atribui-se a Formação de Mirandela ao Pliocénico superior, pelo que se propõe o seu enquadramento na SLD13 (Cunha, 1992). Esta formação deverá relacionar-se com uma fase de movimentação, que em Trás-os-Montes oriental se regista unicamente no acidente tectónico de Mirandela, correspondente à ruptura Ibero-Manchega I (3.5 Ma).

5. A FORMAÇÃO DE AVELEDA (PLIOCÉNICO TERMINAL)

5.1. SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS E MODELO DEPOSICIONAL

Uma parte significativa dos depósitos da Formação de Aveleda caracteriza-se pela reduzida espessura, pelo maior desenvolvimento na base de relevos e por sucederem a uma fase de aplanação que corta em continuidade o substrato e o enchimento das depressões, representado pela Formação de Bragança (fig. 2.5). Estão nestas condições as ocorrências do Planalto Mirandês, os depósitos de Sucções em Mirandela e os depósitos de Aveleda, Rio de Onor e Pinela nas proximidades de Bragança.

O predomínio de litofácies conglomeráticas, com clastos subangulosos essencialmente quartzíticos suportados numa matriz abundante predominantemente lutítica, permite considerá-los com origem em fluxos do tipo debris flow, intercalados por ocasionais fluxos do tipo mud flow. Estas características e a dispersão dos sedimentos na base dos relevos sugere que os respectivos sedimentos se depositaram em ambiente de leque aluvial. A natureza essencialmente quartzítica e quartzosa da fracção grosseira traduz a origem nos relevos alimentadores que se destacam acima da superfície fundamental de aplanamento, como são os relevos de resistência quartzítica ou os estruturais, limitados por falhas activas, como a Serra de Montezinho, a oeste do acidente de Bragança-Vilariça-Manteigas.

A fracção arenosa, com fragmentos líticos abundantes e a fracção mais fina com predomínio de ilite, revela traços de alguma imaturidade dos perfis de alteração iniciais. Um processo de alteração activo provavelmente até à actualidade, conferiu a estes depósitos um carácter mais caulinitico e uma coloração avermelhada.

Em alguns casos interpretaram-se condições em que depósitos semelhantes ocupam posição na base de pequenas depressões em sectores dos acidentes B-V-M (depósitos de Sortes, Sta. Combinha e Castelãos). Em face dessa posição, evoluíram em condições de drenagem deficiente, favorecendo as transformações no sentido da formação de interestatificados expansivos e alguma esmectite.

Assim, ao enchimento das depressões terciárias deverão ter sucedido condições de menor actividade tectónica, observando-se o maior desenvolvimento da superfície de aplanamento representada principalmente no Planalto Mirandês. Estas condições de tectónica pouco activa parecem ter permanecido até à actualidade nesta região em particular, permanecendo acima dessa superfície alguns relevos de resistência, especialmente as cristas quartzíticas das serras de Mourigo e de Mogadouro.

Pelo contrário, ao longo dos acidentes Bragança-Vilariça-Manteigas e de Mirandela, condições de tectónica mais activa terão sido responsáveis pelo acentuar dos desníveis e pelo deslocamento dos depósitos da Formação de Bragança nestes domínios. Rupturas abruptas de pendente favoreceram a formação dos leques aluviais.

Na Formação de Aveleda, os depósitos de leque aluvial, com abundante matriz lutítica que sustenta clastos subangulosos de grande dimensão, sugerem fluxos gravíticos de elevada viscosidade. Apesar de os leques aluviais poderem ser gerados sob condições de climas variados, são mais comuns sob condições áridas ou subáridas quentes (Rackocki, 1981; Lecce, 1990; Azevedo, 1993), em especial no caso em que dominam os debris flow viscosos (Colombo, 1989).

5.2. CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

No bordo ocidental da Bacia do Douro, Martin-Serrano (1988a) individualiza uma etapa sedimentar terminal do ciclo neogénico que ocupa as altas plataformas aluviais e que está representada por fácies marginais de leques aluviais coalescentes, situados na base nas zonas montanhosas, como a serra de la Culebra; para este autor, esta etapa tem um significado morfológico e corresponde ao conceito de Rafia que sela o enchimento neogénico ou RO (Martin-Serrano, 19896; 1991a; 1994). O enquadramento geomorfológico e características sedimentológicas, permitem correlacionar, pelo menos uma parte desses depósitos situados na serra da Culebra, com a Formação de Aveleda.

Observam-se em Portugal, fundamentalmente dois modelos que visam explicar a etapa terminal de enchimento das depressões neogénicas, pelo que resultam, para depósitos com características semelhantes, propostas diferentes de enquadramento estratigráfico.

Em trabalhos relativamente recentes, tem sido defendido em Portugal, um episódio independente, correspondente às raras, posterior a depósitos fluviais do Pliocénico superior e que reflecte condições morfológicas e climáticas bem diferenciadas (Azevêdo, 1982; 1993; Pimentel & Azevêdo, 1993; 1994b; Cabral, 1995). Em particular na Península de Setúbal e no Alentejo têm-se descrito depósitos de Rafia, dispostos quer sobre sedimentos neogénicos quer sobre o substrato paleozóico; estes depósitos são vistos como um episódio independente, de leque aluvial, posteriores a SLD13 e anteriores aos terraços quaternários; formados sob condições áridas ou subáridas terão evoluído posteriormente sob condições favoráveis à sua rubefacção característica (Azevêdo, 1979; 1982; 1993; Pimentel, 1989; Pimentel & Azevêdo, 1991a; 1991b; 1992; 1993; 1994b).

Numa perspectiva semelhante, Cabral (1995) observa que, no território português as rapas assentam sempre numa superfície de erosão testemunhando uma fase erosiva pré-rafia importante e generalizada e correspondem a uma ruptura sedimentar importante, relacionada com uma crise climática (entre 2.4 e 2 Ma) e/ou a uma fase de movimentação tectónica. Este autor reconhece a existência de rapas associadas a movimentos tectónicos e rafias que, em zonas estáveis se devem relacionar com a clise climática referida, pelo que poderá existir algum diacronismo para as rafias.

No bordo norte da Bacia do Baixo Tejo, o enchimento neogénico seria selado com os Conglomerados de Vila de Rei (Barbosa, 1995), com as características próprias das Rapas e formados com a ruptura Ibero-Manchega II (2.6 Ma).

Os depósitos de leque aluvial da Formação de Aveleda constituíram um episódio independente (SLD14) relativamente ao episódio anterior (SLD13), com características fluviais; os dois episódios estão separados por uma superfície de erosão, patente no Planalto Mirandês, para além de corresponderem a modelos de sedimentação distintos, evidenciam condições climáticas distintas; o mais antigo, relaciona-se com as condições relativamente quentes e húmidas já referidas para o Placenciano e que são consensuais; o segundo, sugere a mobilização dos sedimentos sob condições de secura ambiental indicadas para o fim do Pliocénico (Pais, 1989). A este facto, junta-se a referência a uma ruptura sedimentar correspondente a uma fase tectónica situada no Vilafranquiano superior, Ibero-Manchega II (2.6 Ma) que à semelhança da maior parte das bacias ibéricas (Pérez-González, 1979; 1982; Lopez-Martinez et al., 1985; Calvo et al., 1993), poderá ter-se feito sentir nos principais acidentes tectónicos transmontanos, justificando a presença da Formação de Aveleda nesse contexto. Deve notar-se que estes acidentes mantêm traços morfológicos e sísmicos indicadores da sua movimentação recente.

5.3. PROPOSTA DE ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

De acordo com as considerações anteriores, a Formação de Aveleda é vista como um etapa finineogénica (Vilafraquiano superior), na sequência de condições que tectónicas e climáticas particulares. Nos domínios tectonicamente activos, os derrames na forma de leques aluviais terão constituído a resposta à fase tectónica Ibero-Manchega II (2.6 Ma), com reactivação das escarpas de falha, sob condições de clima que se tornam progressivamente mais secos para o fim do Pliocénico. Nos domínios que se supõem tectonicamente pouco activos nesta fase, como o Planalto Mirandês, a sedimentação ocorreu muito limitada ao sopé dos relevos de resistência quartítica que se elevam acima da superfície de aplanamento, em resposta às chuvas concentradas que terão ocorrido durante esta etapa final do Pliocénico.

6. A FORMAÇÃO DE SAMPAIO E OS TERRAÇOS DO DOURO

Os terraços do Douro, apesar de pouco desenvolvidos, constituem em Trás-os-Montes uma referência na definição das características de depósitos fluviais plistocénicos. A sua observação e caracterização entre o Pocinho e a foz do Sabor, no sector mais meridional do graben da Vilariça, permitiu estabelecer a comparação com outros depósitos, nomeadamente a Formação de Sampaio, para a qual tinham sido sugeridas idades entre o Miocénico inferior e o Plistocénico. Também os depósitos mais recentes, amostrados nos aluviões actuais ou no nível de terraço mais baixo do Douro e da ribeira da Vilariça, serviram de padrão. Será então a Formação de Sampaio relacionável com a Formação de Bragança, com a Formação de Aveleda ou serão os depósitos plistocénicos?

Os depósitos mais recentes do vale da Vilariça revelaram um estado previsível de grande imaturidade, com composição semelhante aos observados na área-fonte imediatamente a montante, e com frequência elevada da associação ilite+vermiculite na fracção argilosa. Os conglomerados e as areias apresentam uma calibragem superior à de todas as restantes unidades estudadas.

Os depósitos de terraço do Douro, situados entre 50 e 35 metros acima do talvegue, revelaram o predomínio de níveis conglomeráticos, por vezes com grandes blocos, até 70 cm, com clastos rolados de proveniência longínqua, aos quais se juntam elementos de proveniência regional. Os terraços constituídos por acreção e abandono de barras, junto às grandes curvaturas do Pocinho e da foz do Sabor, revelam alguns níveis predominantemente arenosos de cor avermelhada, constituição e aspecto semelhantes à matriz dos conglomerados. A fracção argilosa é constituída por uma mistura de caulinite, ilite, esmectite e goethite.

Uma idade de aproximadamente 300 000 anos foi recentemente apontada com base no reconhecimento de uma indústria acheulense no terraço de +35 metros.

A caracterização da Formação de Sampaio e a sua comparação com as características com os depósitos de terraço quaternários do Douro na mesma depressão, bem como com a Formação de Aveleda, não permitiu sustentar uma opinião segura acerca do seu enquadramento estratigráfico. Em face da semelhança que revelam relativamente aos depósitos de terraço do Douro, quanto à sua posição morfológica e estado de evolução dos sedimentos, a Formação de Sampaio pode ser também de idade plistocénica. Dispõem-se sobre superfícies equivalentes às dos terraços e apresentam cor avermelhada e cortejo argiloso semelhantes a esses depósitos plistocénicos.

Contudo, quanto ao modelo deposicional interpretado, de leque aluvial, e restantes características, estes depósitos revelam semelhanças com a Formação de Aveleda situada na depressão a norte. Revelam calibragem dos sedimentos superior à dos terraços e aluviões, essencialmente devido ao aumento da fracção lutítica, quer nos níveis conglomeráticos quer nos restantes, apresentando valores médios semelhantes à Formação de Aveleda; evidenciam uma variação da composição ao longo do vale que traduz uma alimentação lateral, reconhecendo-se ainda a morfologia dos corpos aluviais em ligação com as vertentes e com perfil transversal ao vale com declive acentuado.

O conjunto de dados suportou assim a interpretação de um modelo de leques aluviais dispostos transversalmente ao vale (Formação de Sampaio), parcialmente erodidos pela ribeira da Vilariça e seu afluentes. A sua ligação às vertentes, a morfologia e a semelhança que apresentam com os depósitos de terraço quanto ao seu estado de alteração, sugerem uma idade plistocénica. Um modelo de leques aluviais, em ligação com as escarpas de falha da Vilariça constitui o aspecto mais relevante evidenciado por estes depósitos.

Assim, considerando uma idade plistocénica para a Formação de Sampaio, pode admitir-se o ressurgimento, durante o Quaternário, de condições semelhantes às ocorridas no final do Pliocénico e que terão favorecido a formação de leques aluviais em domínios de tectónica activa, como é a depressão da Vilariça. A procura de novos dados no graben da Vilariça, com vista à definição das condições paleoambientais e datação dos depósitos, tem hoje um interesse acrescido, num quadro que se relaciona com o Projecto Arqueológico do Côa, para o estudo da evolução humana desde o Paleolítico nesta região, como são prova os artefactos Acheulenses. O modelo agora proposto, aponta para condições climáticas que poderão ter sido algo particulares nesta região durante o Quaternário, com fases de relativa aridez, como parecem testemunhar os leques aluviais, o carácter avermelhado e a presença de esmectite também nos depósitos de terraço; são aspectos bem distintos dos terraços fluviais que se situam para ocidente, sob uma influência atlântica e descritos por diversos autores (Azevêdo, 1982; Braga, 1988; Pimentel, 1989; Pereira, 1989; Alves, 1995). Acresce o facto de, actualmente, a mesma região manifestar também características climáticas bem marcadas; a região do Pocinho corresponde a um núcleo de precipitação média anual inferior a 500 mm e a região da Vilariça é conhecida pelas suas condições de microclima e fertilidade, com invernos relativamente amenos. Poderão estas condições justificar a presença humana nesta região entre o Sabor, a Vilariça e o Côa, desde longa data? Num momento em que se apontam idades de cerca de 19 000 anos para as gravuras do Côa, idade próxima de uma fase de máximo frio, correspondente ao maior desenvolvimento para sul dos inlandsis árticos, esta região poderá ter constituído um local privilegiado de ocupação humana.

Em conclusão, a interdisciplinaridade na abordagem das questões do Quaternário, parece poder aplicar-se também nesta região. Para a definição das condições paleoambientais podem contribuir quer os dados arqueológicos quer os dados geológicos, em particular aqueles que resultam da caracterização sedimentológica e geomorfológica.

BIBLIOGRAFIA

- AL-SALEH, S. & KHALAF, F. I. (1982): Surface textures of quartz grains from various recent sedimentary environments in Kuwait. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1), 215-225.
- ALEIXANDRE, T. & PJNILLA, A. (1993): Aspectos mineralógicos y granulométricos de suelos desarrollados sobre ia rara de Guadalajara. *Centro de Estudios Medioambientales, Monografías*, 2, 261-272. Madrid.
- ALONSO, A. & GARZON, G. (1994): Quaternary evolution of a meandering gravel bed river in central Spain. *Terra Nova*, 6, 465-475.
- ALONSO, G., BLANCO, J. A., SANCHEZ, S., FERNANDEZ, B. & SANTISTEBAN, J. I. (1989): Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las areniscas de Villamayor (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5, 187-207.
- ALVES, C. A. M., RODRIGUES, B., SERRALHEIRO, A. & FARIA, A. P. (1980): O Complexo Basáltico de Lisboa. *Comun. Serv. Geol. Lisboa*, 66, 111-134.
- ALVES, I. C. (1989): Aspectos mineralógicos da meteorização de xistos silúricos da região minhota. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, vol. 4, fasc. 2, 107-122.
- ALVES, I. C. (1995): Materiais Plio-Quaternários do Alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do rio Lima e região de Alvarães. Dissertação de doutoramento. Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho. Braga. 277 p.
- AMARAL, E. J. & PRIOR, W. A. (1977): Depositional environment of the St. Peter sandstone deduced by textural analysis. *Journ. Sed. Petrol.*, 47 (1), 32-52.
- ANTUNES, M. T. (1964): Présence du genre *Paleotherium* Cuv. (Equoidea, Mammalia) dans les argiles de Côja (Arganil). Considérations sur l'âge et extension des formations eocènes au Portugal. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, 2^a série, C - Ciências Naturais, Lisboa, XIII, 103-122.
- ANTUNES, M. T. (1967): Dépôts paléogènes de Côja: nouvelles données sur la Paléontologie et la Stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paléogènes. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*, 2¹¹ série, C - Ciências Naturais, 15 (1), 69-111.
- ANTUNES, M. T. (1975): *Iberosuchus*, crocodile Sebeosuchien nouveau, de l'Eocène Ibérique au Nord de la Chaîne Centrale et l'origine du canyon de Nazaré. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 59, 285-330.
- ANTUNES, M. T. (1979): Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 5, 145-174.
- ANTUNES, M. T. (1980): Le cycle alpin: Néogène. 26^{ème} Congrès Géol. Inter. Paris, Portugal. *Introduction à la géologie régionale*, G14, 77-85.
- ANTUNES, M. T. (1986): *Paralophiodon* cf. *leptorhynchum* (tapiroidea, mammalia) à Vale Furado: contribution à la connaissance de l'Eocène au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 8, 87-98.
- ANTUNES, M. T. (1992a): Contributions of the Eocene paleontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. I - A synoptical table; *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 11, 77-81.

- ANTUNES, M. T. (1992b): Contributions of the Eocene paleontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. II - New Late Eocene mammalian remnants from Côja (Portugal) and the presence of *Palaeotherium magnum* Cuvier. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 11, 83-89.
- ANTUNES, M. T. & BROIN, F. DE (1977): ? *Cheirogaster* sp. (O. Testudines, Fam. Testudinidae, *Geochelone* s. l.) du Paléogène de Naia, Tondela et l'âge du gisement. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 3, 179-195.
- ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1993): The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 12, 7-22.
- ANTUNES, M. T., MEIN, P. & PAIS, J. (1986): Depósitos messinianos do sul de Portugal, mamíferos (incluindo rodentia e lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 8, 55-64.
- ANTUNES, M. T., CALVO, J. P., HOYOS, M., MORALES, J., ORDONEZ, S., PAIS, J. & SESE, C. (1987): Ensaio de correlacion entre o Neogeno de las areas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta Y Baja del Rio Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 (1/2), 85-102.
- ANTUNES, M. T., SOULIÉ-MÁRSCHÉ, I., MEIN, P. & PAIS, J. (1992): Le gisement de Asseiceira, Portugal (Miocène supérieur) - Données complémentaires sur Freiria de Rio Maior. *Ciências da Terra* (UNL), 11, 219-253.
- ARMENTEROS, I. (1991): Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Pefiafiel-Sacramenia-Cuéllar). *Acta Geologica Hispanica*, 26 (2), 97-131.
- ARMENTEROS, I. & CORROCHANO, A. (1994): *Lacustrine record in the continental Tertiary Duero Basin (northern Spain)*. In: Global Record of Lacustrine basins (E. Gierlowski & K. Kelts, Eds.), vol. 1 Cambridge University Press, 47-52.
- ARMENTEROS, I., BUSTILLO, M. A. & BLANCO, J. A. (1995): Pedogenic and groundwater processes in a closed Miocene basin (northern Spain). *Sedim. Geol.*, 99, 17-36.
- AZERÊDO, A. C. & CARVALHO, A. M. G. (1986): Novos Elementos sobre o "Paleogénico" Carbonatado dos Arredores de Lisboa. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 72 (1/2), 111-118.
- AZEVÊDO, T. M. (1979): A Formação Vermelha de Marco Furado (Península de Setúbal). *Boi. Soc. Geol. Portugal*, 21, 153-162.
- AZEVÊDO, T. M. (1982): O sinclinal de Albufeira. Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. Tese de doutoramento. Univ. de Lisboa, 321 p.
- AZEVÊDO, T. M. (1983): Exoscopia: textos e documentos de apoio ao ensino. *Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*.
- AZEVÊDO, T. M. (1991): Essai de reconstitution Plaeogéographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (Parte B), 525-564.
- AZEVÊDO, T. M. (1993): La rafia de Marco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). *Centro de Ciencias Medioambientales, Monografías 2, La Rafia en España y Portugal*, 51-58. Madrid.
- AZEVÊDO, T. M. (1997a): Arquitectura deposicional del pre-Tajo en el Plio-Cuaternario. *Avances en el conocimiento dei Terciário Ibérico*, Calvo, J. P. & Morales, J. (Ed), 45-48.

- AZEVÊDO, T. M. (1997b): El tramo final del pre-Tajo en el Plioceno superior (sinclinal de Albufeira ai sur de Lisboa). *Avances en el conocimiento dei Terciário Ibérico*, Calvo, J. P. & Morales, J. (Ed), 49-52.
- AZEVÊDO, T. M. & CACHÃO, M. (1988): Morfometria e análise discriminante de uma população de calhaus talhados ("Pebble Culture"). *Arqueologia*, 17, Grupo de Estudos de Arqueologia do Porto. Porto.
- AZEVÊDO, T. M. & CARDOSO, J. (1985): Formações Plio-Quaternárias da Península de Setúbal. Livro guia da excursão da I Reunião do Quaternário Ibérico. *GTPEQ*. 58p.
- AZEVÊDO, T. M. & PIMENTEL, N. (1994): Resposta sedimentar à movimentação tectónica das falhas de Grandola e do Torrão, no Paleogénico (Bacia do Torrão). *Actas do II Congresso do Grupo Esp. Terciario*, 51-54. Univ. Zaragoza.
- AZEVÊDO, T. M. & PIMENTEL, N. (1995): Dados para a discussão da génese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. Resumos alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, *Memória n° 4 do Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto*, 897-902.
- AZEVÊDO, T. M., CARDOSO, J., PENALVA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1979a): Contribuição para o conhecimento das indústrias líticas mais antigas do território português: as jazidas com "Pebble-Culture" da formação de Belverde - Península de Setúbal (Vilafranquiano médio). *Setúbal Arqueológica*, vol. 5, Mus. Arq. Etna Ass. Dist. Setúbal, Museu Arq. Setúbal.
- AZEVÊDO, T. M., CARDOSO, J., AMORIM, A. & FIGUEIRAS, J. (1979b): Nota sobre paleocorrentes na Formação Vermelha de Marco Furado (Península de Setúbal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 21, 197-201.
- AZEVÊDO, T. M., CARVALHO, A. M. G., SILVA, M. O. & ROMARIZ, C. (1991): O "Complexo de Benfica" na Região de Lisboa. Estudo Sedimentológico. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77, 103-120.
- BAKER, VICTOR & ORELLANA, M. P. (1978): Fluvial sedimentation conditioned by Quaternary climatic change in central Texas. *Journ. Sed. Petrol.*, 48 (2), 433-451.
- BARBA, A. (1976): Mapas e memórias explicativas das folhas 270 (Benavente) e 271 (Valderas), 1/50000, I.G.M.E. Madrid.
- BARBOSA, B. (1983): Argilas especiais de Barracão-Pombal - Prospeção, sondagens e cálculo de reservas. *Est Not Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, 25 (3-4), 193-212.
- BARBOSA, B. (1995): Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da bacia terciária do baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica. Tese de doutoramento. Fac. Ciências de Lisboa. 253 p.
- BARBOSA, B. P., REIS, R. P. & CUNHA, P. P. (1990): Proposal of correlation of the main tertiary infill episodes in the northern margin of Baixo Tejo Basin (Tomar region). *Abstracts of the 6th Meeting of the European Geological Societies*, Lisboa, 9-10.
- BARSHAD, I. (1966): The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay. Conf Jerusalem*, 1, 167-173.
- BELT, E. S. (1968): Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada. In: Klein, G (Ed.), Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northeastern north America. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 106, 127-176.

- BIEDERMAN, E. W. JR. (1962): Distinction of shoreline environments in New Jersey. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 181-200.
- BIROT, P. & SOLÉ SABARIS, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mem. et Doc. C. N. R. S.*, IV, 7-61.
- BLANCO, J. A. (1991a): Los procesos de alteración en las cuencas terciarias mesetefias. In: BLANCO, J.A. *et al.* (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular - Zocalo Hercínico y Cuencas Terciarias. ITGEJSEG. Monografía nº 6, 45-67.
- BLANCO, J. A. (1991b): Argilización, rubefacción y encrostramientos carbonatados en la unidad roja miocena del borde SW de la cuenca del Duero. In: BLANCO, J.A. *et al.* (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular - Zocalo Hercínico y Cuencas Terciarias. ITGEJSEG. Monografía nº 6, 225-238.
- BLANCO, J. A., CORROCHANO, A., MONTIGNY, R. & THUIZART, R. (1982): Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paleocene par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sci.*, 295, 295-262.
- BORGER, H. (1997): Environment changes during the Tertiary: the example of palaeoweathering residues in central Spain. Widdowson, M. (ed.), *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*, Geological Society Special Publication, nº 120, 159-173.
- BOUCART, J. (1936): Sur l'évolution du litoral de la Péninsule Ibérique de la presqu'île de Peniche au Cap Finisterre. *C.R. Ac. Sc.*, 1448-1450. Paris.
- BOUCART, J. (1938): La marge continentale. Essai sur les transgressions et les regressions marines. *Bui. Soc. Geol. France*, 8 (5-6), 393-474, Paris.
- BOX, V. (1941): Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Mino. *Boi. Soc. Hist. Nat.* 39, 121-153.
- 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.
- BRAGA, M. A., NUNES, J. L., PAQUET, H. & MILLOT, G. (1990): Climatic zonality of coarse granitic saprolites ("arenas") in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. *Proceedings of 9th International Clay Conference, Strasbourg, 1989*. Farmer and Tardy (Eds), *Sci Géol., Mém.*, 88, 99-108. Strasbourg.
- BRELL, J. M. (1972): Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia. Tesis. Fac. Ciencias Univ. Madrid.
- BRELL, J.M. & DOVAL, M. (1979): Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de su substrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geologica Hispanica.*, 14, 190-194.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. *Mineralogical Society*. London.
- BULL, W. (1962): Relation of texture! (CM) Patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, (2), 211-216.
- BUSTILLO, M. A. & MARTÍN-SERRANO, A. (1980): Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, 36, 1-16.

- CABALLERO, D. F. & SAINZ DONAIRE, J. (1985): Las Rafias de Somosierra (Sistema Central Español). *Paralelo* 37.
- CABALLERO, D. F. & SAINZ DONAIRE, J. (1993): Estudio de la exoscopia de los granos de cuarzo de la rafia con ayuda del microscopio electrónico de barrido. Symposium sobre la rafia en España y Portugal. Monografías 2. *Centro de Ciencias Medioambientales*. Madrid, 15-26.
- CABRAL, J. (1985): Estudos de Neotectónica em Trás-os-Montes oriental. Provas A. P. C. C.. Departamento de Geologia da Fac. Ciências, Univ. Lisboa.
- CABRAL, J. (1986): A neotectónica de Portugal - estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, Bol. Soc. Geol. Portugal, 2, 14, 3-5.
- CABRAL, J. (1995): Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31, 265p. Lisboa.
- CABRAL, J., REBELO, J. & RIBEIRO, A. (1985): Neotectónica de Trás-os-Montes oriental. (Com. 1º Cong. Nac. Geol., Aveiro). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 24, 193-197.
- CABRERA, L., FERRÚS, B., SÁEZ, A., SANTANACH, P. F. & BACELAR, J. (1996): Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In: Friend & Dabrio (Ed), *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, 247-254.
- CACHÃO, M. A. P. (1989): Contribuição para o estudo do Pliocénico marinho português (sector Pombal-Marinha Grande) - micropaleontologia e biostratigrafia. Provas A.P.C.C. Universidade de Lisboa. 204 p.
- CAILLEUX, A & TRICART, J. (1959): Initiation à l'étude des sables et des galets. *Centre Doc. Univ. Paris*.
- CALLEN, R. A. (1984): Clays of the palygorskite-sepiolite group: Depositional environment, age and distribution. In: A. Singer and E. Galán (Eds.) *Palygorskite-Sepiolite Occurrence, Genesis and Uses*. Elsevier. Amsterdam, 1-37.
- CALVO, J. P., DAAMS, R., MORALES, J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTI, J., ANADON, P., ARMENTEROS, I., CABRERA, L., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DÍAZ-MOLINA, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍN-SUAREZ, E., MARTÍNEZ, J., MOISSENET, E., MUNOZ, A., PEREZ-GARCIA, A., PEREZ-GONZALEZ, A., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. & TORRES, T., VANDER MEULEM, A. J., VERA, J.A. & MEIM, P. (1993): Up-to-date spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol España*, 6 (3-4), 29-40.
- CAPOTE, R. & VICENTE, G. (1989): El marco geológico y tectónico - Mapa del Cuaternario de España, ITGE, 9-19. Madrid.
- CARVALHO, A. M. G. (1967): Atapulgitite em alguns depósitos sedimentares portugueses. Considerações estratigráficas e morfoclimáticas. *Finisterra, Rev. Port. de Geografia*, 2 (4), 174-200.
- CARVALHO, A. M. G. (1968): Contribuição para o conhecimento geológico da bacia do Tejo. *Mem. Serv. Geol Portugal*, Lisboa, 15, 217 p.
- CARVALHO, A. M. G. (1983): O Conglomerado de Monte Santos (Cabeço do Varatojo-Sintra). *Boi. Soc. Geol Portugal*, 24, 199-203.
- CARVALHO, A. M. G. (1994): O Cenozóico Continental a Norte da Serra de Sintra (estudo tectono-sedimentar). *Memórias de Geociências, I, Museu Nac. História Natural*.

- CARVALHO, A. G., RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1985): Evolução Paleogeográfica da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado. *Boi. Soc. Geol Portugal*, XXIV, 209-212.
- CARVALHO, D. (1992): Carta Geológica 1/500 000. I.G.M. Lisboa.
- CARVALHO, G. S. (1981): Uma metodologia para análise dos depósitos do Quaternário. *Arqueologia*, 4, 50-63.
- CARVALHO, G. S. (1987): Análise dimensionai de areias e sedimentogénese. *Bol. Soc. Geol Portugal*, Lisboa, 24, 117-124.
- CARVALHO, G. S. (1988): Problemas das formações quaternárias do Minho. *Geonovas*, 10, 107-112. Lisboa.
- CARVALHO, G. S. (1989): Haverá mesmo índices de periglacialismo na zona costeira do NO de Portugal? *Actas da ? Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag. Berlin.
- CHOFFAT, P. (1950): Géologie du Cénozoïque du Portugal (obra póstuma). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 30 (supl.), 182 p.
- COCH, N. K. & KRINSLEY, D. H. (1971): Comparison of stratigraphic and electron microscopical studies in Virginia, Pleistocene sediments. *Journal of Geology* 79, 426-437.
- COLOMBO, F. (1989): Abanicos aluviales. in: *Sedimentologia*. Nuevas Tendencias, 11, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- COLSON, J. & COJAN, I. (1996): Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*, 43, 175-188.
- CORROCHANO, A. (1977): Estratigrafia y sedimentología dei Paleógeno de la provincia de Zamora. Resumo da tese de doutoramento. Universidade de Salamanca.
- CORROCHANO, A. (1989): Facies dei cretácico terminal y arquitectura secuencial de los abanicos aluviales terciarios del borde norte de la depresión dei Duero (Valle de las Arrimadas, Leon). *Stv. Geol. Salma.*, Paleogeografía de la Meseta norte durante el Terciário. C. J. Dabrio Ed.), Ediciones Universidad de Salamanca, Vol. Esp. 5, 89-105.
- CORROCHANO, A. & ARMENTEROS, I. (1989): Los sistemas lacustres de la cuenca terciaria dei Duero. *Acta Geológica Hispanica*, nº 3/4, 259-279.
- CORROCHANO, A. & REIS, R. P. (1986): Analogías y diferencias en la evolución sedimentaria de las cuencas del Duero, Occidental Portuguesa y Lousã (Península Ibérica). *Studia Geologica Salmanticensia*, 22, 309-326.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1985): Observation au microscope electronique à balayage de grain de quartz issus de dépôts glaciaires pléistocènes de basse altitude dans les montagnes du nord-ouest du Portugal. *Actas, Vol. Ida I Reunião do Quaternário Ibérico*.
- CROOK, K. A. W. (1968): Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology*, 11, 171-182.
- CUNHA, P. P. (1987): Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sarzedas (Portugal). *Comun. Serv. Geol Portugal*, 73 (1/2), 67-84.

- CUNHA, P. P. (1992): Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação de doutoramento. Dep. Ciências da Terra, Univ. Coimbra, 262 p.
- CUNHA, P. P. (1996): Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, 81, 87-130.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1985): A sedimentologia duma sucessão aluvial intra-cratónica. O terciário arcósico do sector sudeste da bacia de sarzedas (Beira Baixa - Portugal). *Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 100, 173-191.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1989): Principais ocorrências de paligorskite em depósitos de idade cretácica superior e terciária, em Portugal Central. *Reunião Luso-Espanhola de argilas* (Resumos). Aveiro, p. 22.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1991): Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcósico, paleogénico e miocénico, do bordo NE da Bacia Lusitaniana -região a NE de Coimbra. *3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, Coimbra, p. 99.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1992): Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector norte da bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. *Actas do III Cong. Geol. Espanha e IV Cong. Latinoam. Geol.*, 1, 107-112.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1995): Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, 16, 155-170.
- CUNHA, P. P., REIS, R. P. & DINIS, J. (1992): A importância de um silcreto bacinal como marcador do final da etapa sedimentar Aptiano superior - Campaniano inferior, na bacia Lusitânica; perspectivas de generalização deste modelo. *Actas do III Cong. Geol. Espanha e IV Cong. Latinoam. Geol.*, 1, 102-106.
- CUNHA, P. P., BARBOSA, B. P., & REIS, R. P. (1993): Synthesis of the piacentian onshore record between the Aveiro and Setúbal parallels (Western portuguese margin). *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 12, 35-43.
- DAVEAU, S. ET COLL. (1986): Les bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 8 (1-2), Lisboa, 450 p.
- DECONINCK & ACCARIE (1990): Palygorskite and eustatism during Mid-Cretaceous in the Maiella Mountain (Abruzzi, Central Italy). *Proceedings of 9th International Clay Conference, Strasbourg, 1989. Farmer and Tardy (Eds), Sci Géol., Mém.*, 88, 15-22. Strasbourg.
- DELGADO, R, PÁRRAGA, J.F., DELGADO, G., HUERTAS, F. & LINARES, J. (1990): Genèse d'un sol fersialitique de la Formation Alhambra (Granada-Espagne). *Sci. Sol.* 28, 53-70.
- DELGADO, R, AGUILAR, J. & DELGADO, G. (1994): Use of numerical estimators and multivariate analysis to characterize the genesis and pedogenic evolution of Xeralfs from Southern Spain. *Catena*, 23, 309-325.
- DIAS, M. I. M., (1993): Contribuição para o estudo das argilas do bordo NW da Bacia Terciária do Tejo entre Rio Maior e Assentiz. Resumos, *Gaia*, 7, p. 58. Lisboa.
- DIAS, I., GONZALEZ, I., PRATES, S. & GALAN, E. (1997): Palygorskite occurrences in the Portuguese sector of the Tagus basin: a preliminary report. *Clay Minerals*, 32, 323-328.

- 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. Th. Doct. Etat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 230 p.
- DINIZ, F. & CACHÃO, M. (1987): Le Pliocene de la region de Pombal. Rapports biochronostratigraphiques et paleoecologiques avec le Basin de Rio Maior (Portugal. *Comunic. Interim-Colloquim RCMNS*, Montpellier-Barcelona, 29-31.
- DRUMMOND, C., N., WILKINSON, J. H. & LOHMANN, K. C. (1996): Climatic control of fluvial-lacustrine cyclicity in the Cretaceous Cordilleran Foreland Basin, western United States. *Sedimentology*, 43, 677-689.
- DUCHAUFOR, P. (1977): *Pédologie: 1. Pédogenèse et classification*. Masson. Paris.
- ESCHNER, T. & KIRCHER, J. (1989): Interpretation of grain-size distributions from measured sediment data, Platte River, Nebraska. *Sedimentology*, 31, 569-573.
- ESPEJO-SERRANO, R. (1985): The age and soils of two levels of "rara" surfaces in Central Spain. *Geoderma*, 35, Elsevier Sc. Pub., 223-239, Amsterdam.
- EYNON, G. & WALKER, R. G. (1974): Fácies relationships in pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, 43-70.
- FERREIRA, A. B. (1971): O rebordo ocidental da Meseta e a depressão da Longroiva. *Finisterra*, 6, 196-217.
- FERREIRA, A. B. (1978): Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do centro de Estudos Geográficos*, 4, Lisboa, 211 p.
- FERREIRA, A. B. (1983): Problemas da evolução geomorfológica quaternária do noroeste de Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 5, 311-329.
- FERREIRA, A. B. (1991): Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 82, 73-85, Berlin.
- FERREIRA, A. B. (1993a): Significado geomorfológico da Rota em Portugal. Monografias 2, La Rota en España y Portugal; *Centro de Gemias Medioambientales*. Madrid.
- FERREIRA, A. B. (1993b): As raras em Portugal. Significado geomorfológico e estratigráfico. *O Quaternário em Portugal, balanço e perspectivas*. APEQ. Edições Colibri. Lisboa.
- FERREIRA, D. B. (1981): Carte Geomorphologique du Portugal. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*. Lisboa.
- FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987): Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a García de Figueirola. Ed. Rueda, Madrid.
- FERRÚS, P., B. (1994): Estrutura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 73-89.
- FOLK, R. (1954): Distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Jour. Geology*, 62, 345-351.

- FOLK, R. (1965): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Ed. Hemphill's, Austin, USA.
- FOLK, R. (1966): A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93
- FOLK, R. & WARD, W. C. (1957): Brazos River Bar: a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, 27 (1), 3-26.
- FRIEDMAN, G. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journ. Sed. Petrol.*, 31, 514-529.
- FRIEDMAN, G. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (2), 327-354.
- FRIEDMAN, G. & SANDERS, J. (1978): *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons. New York.
- GALÁN, E. (1986): Las Arcillas como Indicadores Paleoambientales. *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 9, 11-22.
- GARCIA-ABAD, F. J. & MARTIN-SERRANO, A. (1980): Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves Apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta central Española) *Estudios Geológicos*, 36, 391-401.
- GAVILÁN, G. A. & HERNÁNDEZ, M. F. V. (1988): Paleogeografía del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Actas de Palinología*, Salamanca, 65, 269-274.
- GODINHO, M. M. & JALECO, J. M. P. (1973): Feldspatos potássicos dos granitóides da região de Castro-Daire (Viseu - Portugal). I - Estado estrutural. *Mem. e Not., Public. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 76, 87-125.
- GOMES, C. F. (1988): *Argilas, o que são e para que servem*. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 457 p.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916): Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica*, 15, 1-74.
- GRADE, J. & MOURA, A. C. (1981): Atapulgit na fracção argilosa de sedimentos da região de Mogadouro-Vimioso-Miranda do Douro. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, nº 91-92, 173-182.
- GRADE, J. & MOURA, A. C. (1987): Argilas da região de Bragança - alguns aspectos químico-mineralógicos e tecnológicos. *Estudos, Notas e Trabalhos, D. G. G. M.*, 29, 53-57.
- GRANJA, H. M. P. (1990): Repensar a Geodinâmica da Zona Costeira: o Passado e o Presente; que Futuro? (o Minho e o Douro Litoral). Tese de doutoramento. Universidade do Minho. Braga
- HASSOUBA, H. & SHAW, H. F. (1980): The occurrence of palygorskite in Quaternary sediments of the coastal plain of north-west Egypt. *Clay Minerals*, 15, 77-83.
- HERAIL, G. (1984): Geomorphologie et litologie de l'or detritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. Tese, Univ. Toulouse. *C.N.R. S.*, 1-506.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912): Itinerario geológico de Toledo a Urdá. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol.*, 13, 1-46.

- HEY, R. W., KRINSLEY, D. H. & HYDE, P. J. W. (1971): Surface textures of sand-grains from the Hertfordshire Pebble Graveis. *Geol. Mag.* 108 (5), 377-382.
- HIGGS, R. (1979): Quartz-grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (2), 599-610.
- HODEL, K. L., REIMNITZ, E. & BARNES, P. W. (1988): Microtextures of quartz grains from modern terrestrial and subaqueous environments, north slope of Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (1) 24-32.
- HUBERT, J. F. & FILIPOV, A. J. (1989): Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, USA. *Sedimentary Geology*, 61, 177-205.
- IGME (1983): Mapa Geológico de Espatla. Folha 1/200.000 (Valladolid) e memória explicativa, 2a ed. IGME, Madrid.
- INGLÊS, M. & ANADÓN, P. (1991): Relationship of Clay Minerals to Depositional Environment in the Non-Marine Eocene Pontils Group, SE Ebro Basin (Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (6), 926-939.
- JIMÉNEZ, E. (1970): Estratigrafia e paleontologia dei Ibordo suroccidental de la Cuenca dei Duero. Tese de doutoramento, Universidade de Salamanca. 325 p.
- JIMÉNEZ, E. (1974): Iniciación al estudio de la climatología dei Paleógeno de la cuenca dei Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Boi. Geol. y Min.* 85 (5), 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977): Sinopsis sobre los yacimientos fósíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Boi. Geol. Min.*, 88 (5), 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982): Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca dei Duero. Ensayo de biozonación dei Paleógeno de la Cuenca dei Duero. *Stvd. Geol. Saimanticensia*, 17, 125-127.
- JOHNSSON, M. J., ELLEN, S. D. & MCKITTRICK, M. A. (1993): Intensity and duration of chemical weathering: An example from soil clays of the southeastern Koolau Mountains, Oahu, Hawaii. *Geological Society of America, Special Paper* 284.
- KANTOR, W. & SCHWERTMANN, U. (1974): Mineralogy and genesis in red-black soil toposequences on basic rocks in Kenya. *J. Soil. Sci.*, 25, 67-78.
- KELLER, W. D. (1970): Environmental aspects of clay minerals. *J. Sediment. Petrol.*, 40, 788-813.
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. C. (1973): *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge University Press.
- KRINSLEY, D. H. & FUNNELL, B. M. (1965): Environmental history of quartz sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. *Quart. J. geol. Soc. Lond.* 121, 435-461.
- KRINSKEY, D. H. & TAKAHASHI, T. (1962a): Surface textures of sand grains: an application of electron microscopy. *Science*, 135, 923-925.
- KRINSLEY, D. H. & TAKAHASHI, T. (1962b): Surface textures of sand grains - an application of electron microscopy: glaciation. *Science*, 138, 1262-1264.

- KRINSKEY, D. H. & TAKAHASHI, T. (1962c): Applications of electron microscopy to geology. *Trans. N. Y. Acad. Sci.* (2), 25, 3-22.
- KRINSLEY, D., BISCAYE, P. E. & TUREKIAN, K. K. (1973): Argentine basin sediment sources as indicated by quartz surface textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43 (1), 251-257.
- LANTENSACH, H. (1945): Formação dos terraços interglaciários do norte de Portugal e suas relações com os problemas da época glaciária. *Publ. Soc. Geol. Portugal*, I, 39 p.
- LANTENSACH, H. (1967): *Geografía de España y Portugal*. Ed. Vicens Vives. Barcelona.
- LAPA, M. L. R. & REIS, R. PENA (1977): Contribuição para o estudo dos minerais argilosos em formações sedimentares da orla meso-cenozóica ocidental. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, nº 83.
- LECCE, S. A. (1990): The Anuviai Fan Problem. In: *Anuviai fans, a Field Approach* (Rachocki & Curch Ed). John Wiley & Sons.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTI, J., CABRERA, L., CALVO, J. P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DÍAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍNEZ, J., MORALES, J., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. & TORRES, T. (1985): Approach to the spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, 70, 383-392.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., FERNANDEZ MARRON, M. T., PELAEZ-CAMPOMANEZ, P. & PESAZARZUELO, A. (1993): Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3/4), 19-28.
- LORITE, M., HUERTOS, E. & PENDAS, A. S. (1983): Contribucion al conocimiento de los depositos caoliniferos de Pontevedra. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 4, 203 p. Corunha.
- LOVE, D., GUTJAHR, A. & ROBINSON-COOK, S. (1987): Location-dependent sediment sorting in bedforms under waning flow in the Rio Grande, Central New Mexico. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Special publication, 39, 37-47.
- LY, C. K. (1978): Grain surface features in environmental determination of late Quaternary deposits in New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (4), 1219-1226.
- MACARRO, B. F. (1987): Evolucion morfológica de la depression de Telavan-Torrejon el Rubio y genesis del yacimiento de palygorskita asociado. *Universidade de Salamanca, Fac. Ciencias, Dep. de Geologia*. Trabalho para obtenção do grau de licenciado.
- MACHADO, F. (1935): O teclado minhoto. *Alto Minho*, nº1, Viana do Castelo.
- MANKER, J. P. & PONDER, R. D. (1978): Quartz grain surface features from fluvial environments of northeastern Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (4), 1227-1232.
- MARGOLIS, S. V. (1968): Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. *Sedimentary Geology*, 2, 243-256.
- MARQUES, F. G. & RIBEIRO, A. (1991): Evolução tectónica do alóctone superior do Maciço de Bragança (Trás-os-Montes, NE, Portugal). *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*. Coimbra.
- MARTIN-GARCIA, J.M., DELGADO, G., SANCHEZ-MARANON, M., PÁRRAGA, J.F. & DELGADO, R. (1997): Nature of dioctahedral micas in Spanish red soils. *Clay Minerals*, 32, 107-121.

- MARTIN-SERRANO, A. (1982): El Terciário de Galicia. Significado y Posición Cronoestratigráfica de sus Yacimientos de Lignito. *Tecniterrae*, S-255, 19-41.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988a): El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. *Instituto de Estudios Zamoranos "Florencio de Ocampo"*, Zamora, 311 p.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988b): Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la misma. *Cong. Geol. Esparza, SGE*, Granada, 1, 395-398.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988c): Sobre la posición de la misma en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boi. Geol. Min. España*, 99, 855-870.
- MARTIN-SERRANO, A. (1989a): Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 14, 7-18.
- MARTIN-SERRANO, A. (1989b): Características, rango, significado y correlación de las Sedes Ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 5, 239-252.
- MARTIN-SERRANO, A. (1991a): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev Soc. Geol. Esparza*, 4, (3-4), 337-351.
- MARTIN-SERRANO, A. (1991b): El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. BLANCO, J.A. et al. (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular - Zocalo Hercínico y Cuencas Terciarias. *ITGEISEG. Monografía nº 6*, 9-26.
- MARTIN-SERRANO, A. (1994): El relieve del Macizo Hespérico: génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 37-55.
- MARTIN-SERRANO, A. & BARBA, A. (1977): Mapa geológico de España, hoja 1/50000 nº 340 (Manganeses de La Lampreana). *IGME*. Madrid.
- MARTIN-SERRANO, A. & MOLINA, E. (1989): Montes de Toledo y Extremadura; Mapa del Cuaternario de España. *Instituto Tecnológico Geominero de España*. Madrid.
- MARTIN-SERRANO, A., BLANCO, J. A. & MACARRO, B. F. (1989): Los procesos de alteración del Valderaduey (Mioceno Inferior del Oeste Zamorano). *Comunicaciones do XII Congreso Español de Sedimentología*.
- MARTIN-SERRANO, A., BLANCO, J. A. & MEDIAVILLA, R. (1992): El valle del Tera. Geodinámica de un piedemonte neógeno. *Actas III Cong. Geol. Esparza y VIII Cong. Latinoam. Geol., excursiones*, 279-289.
- MARTIN-SERRANO, A., MEDIAVILLA, R. & SANTISTEBAN, J. (1996): North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. In: Friend & Dabrio (Ed), *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, 237-246.
- MARTINS, J. B., AZEVEDO, T. M., NASCIMENTO, A., UBALDO, M. L. & RAMALHO, M. M. (1991): O limite estratigráfico Oligocénico-Miocénico na região do Barreiro (Península de Setúbal) - estudo micropaleontológico da sondagem S48/Br1. *Resumos do 3º Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra.
- MARTINS, J. B., UBALDO, M. L. & AZEVEDO, T. M. (1995): O limite Oligocénico/Miocénico na região do Barreiro (estudo micropaleontológico das sondagens Br-2, Br-3, Br-4 e Mj-

- 1). *Resumos alargados do 4º Congresso Nacional de Geologia, Memórias nº4 do Museu e Lab. Min. Geol. da Fac. Ciências do Porto*. Porto.
- MAZO, A. (1977): Revisión de los Mastodontes de España. Tese de doutoramento, Universidade Complutense de Madrid.
- MAZZULLO, J. & MAGENHEIMER, S. (1987): The original shapes of quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (3), 479-487.
- MEDEIROS, A. C. (1975): Folha 4-C (Deilão) à escala 1/50000 da Carta Geológica de Portugal e notícia explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- MEDIAVILLA, R & MARTIN-SERRANO, A. (1989): Sedimentação e tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *Comun. XII Cong. Esp. de Sedimentología*.
- MEDUS, J. (1965): Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'Ouest de l'Espagne: Étude des "sediments récents" de Galice. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 91p.
- MEGIAS, A. G. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundaria y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). Tese de Doutoramento, Universidade de Granada.
- MEGIAS, A. G. (1982): Introduccion al analisis tectosedimentario: aplicacion al estudio dinamico de cuencas. *Quinto congreso Latino Americano de Geologia*, Argentina, Actas, I, 385-402.
- MEIRELES, C. & CASTRO, P. (1991): Sobre a ocorrência de carbonatos associados aos biostromos do Maciço de Bragança. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*. Coimbra.
- MEIRELES, C., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1995): Contribuição para o conhecimento da litostratigrafia e tectónica do Paleozóico a norte de Bragança. *Museu e Lab. Min. Geol. da Fac. Ciências da Univ. Porto, Memórias*, 4, 349-353.
- MIALL, A. D. (1970): Devonian anuviai fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. *Jour. Sedim. Petrol.*, 40, 556-571.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A. D. (ed), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597-604.
- MIALL, A. D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22, 263-308.
- MIALL, A. D. (1990): *Principles of sedimentary basin analysis*, 2nd ed. Springer-Verlag. New York. 668 p.
- MIALL, A. D. (1995): Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective: discussion. *Sedimentology*, 42, 379-384.
- MIALL, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits; sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, 582 p. New York.

- MILLOT, G. (1967): Signification des études récentes sur les raches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). *Sedimentology*, 8, 259-280.
- MILLOT, G. (1979): Clay. *Scientific American*, vol. 240, nº4.
- MOLINA, E. (1980): Alteración relictiva y morfogénesis del Macizo cristalino de Toledo. *Stud. Geol. Salmanticenses*, 16, 15-25.
- MOLINA, E. (1991): Paleoalteraciones y evolución del relieve: el caso del zocalo Hercínico Ibérico. BLANCO, J.A. *et al.* (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular - Zocalo Hercínico y Cuencas Terciarias. *ITGE/SEG. Monografía* 6, 27-43.
- MOLINA, E., BLANCO, E., PELLITERO, E. & CANTANO, M. (1987): *Weathering Processes and Morphological Evolution of the Spanish Hercynian Massif*. International Geomorphology, Part II. Ed. V. Gardiner. John Wiley & Sons Ltd.
- MOLINA, E., TALEGON, G. & VICENTE, M. A. (1994): Las paleoalteraciones sobre el zócalo hercínico ibérico. Aproximación a una interpretación regional a partir de perfiles espaciales. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 19, 261-271, Coruña.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C. (1989): *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press.
- MOREIRA, J. D. & LIMA, L. P. (1987): Prospeção geoelectrica das argilas de Trás-os-Montes, zona de Palaçoulo (Miranda do Douro). *Estudos, Notas e Trabalhos, D. G. G. M.*, 29, 71-82.
- MOSHRIF, M. (1980): Recognition of fluvial environments in the Biyadh-Wasia sandstones (Lower-Middle Cretaceous) as revealed by texture analysis. *Journ. Sed. Petrol.*, 50 (2), 603-612.
- NASC (1983): North American Stratigraphic Code (North American Commission of Stratigraphic Nomenclature). *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 67 (5), 841-875.
- NASCIMENTO, A. & AZEVEDO, T. M. (1991): Primeira caracterização paleontológica de Oligocénico marinho, na bacia do Tejo (Portugal). *Resumos do 3º Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra.
- NEIVA, J. M. C. (1949): Depósitos detríticos pliocénicos das proximidades de Bragança. *C. R. Cong. int. Geog.*, 2, 149-151.
- NONN, H. (1966): Les réactions cotières de la Galice (Espagne); Étude géomorphologique. *Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg*, 591 p.
- NONN, H. (1967): Les terraces du rio Mifio inférieur. Localisation et étude sédimentologique. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 17 (3).
- OEHRME, R. (1942): Die Rías, eine spanische Schuttlandschaft. *Zeit Für Geomorphologie*, 9, 25-42.
- OLMO SANZ, A. (1985). Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Macedo y Quiroga. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, 83-93.
- OLMO, L., ALCALA, DELGADO, A., GUERRA & BALLESTA, R., JIMENEZ (1993): Aplicación de diversos índices edáficos en el estudio de la evolución y alteración de los suelos desarrollados sobre la formación de la ría. *Centro de Estudios Medioambientales*, Monografías, 2, 127-138. Madrid.

- PAIS, J. (1989): Evolução do coberto vegetal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, 67-72.
- PAIS, J. (1992): Contributions of the Eocene paleontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal. III - Eocene plant remains from Naia and Sobreda (Beira Alta, Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), 11, 91-108. Lisboa.
- PAIS, J., GREGOR, H. & PEREIRA, D. (em publicação): Fossil plants from Barrocas (S. Pedro da Torre), North Portugal.
- PARDO, E., GALLARDO, J., PÉREZ-GONZÁLEZ & GÓMEZ-MIGUEL, V. (1993): Variabilidad morfológica de suelos en el piedemonte de la rara de la vertiente norte de los Montes de Toledo. *Centro de Estudios Medioambientales*, Monografías, 2, 149-158. Madrid.
- PASSARETTI, M. L. & ESLINGER, E. V. (1987): Dissolution and relic textures in framework of Holocene sediments from the Brazos River and Gulf Coast of Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (1), 94-97.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull Amer. Assoc. Petrokum Geologists*, 41(9), 1952-1984.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological toai. *Jour. Sedim. Petrol.*, 34 (4), 830-847.
- PASSEGA, R. (1977): Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, 24, 723-733.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R. (1969): Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- PÉDRO, G. (1984): La genèse des argiles pédologiques ses implications minéralogiques, phisico-chimiques et hidriques. *Sei. Géol. Bull* 37, 4, 333-347, Strasbourg.
- PEEL, J. S. (1987): Fossil Invertebrates: Class Gastropoda. Ed. Boardman, R., Cheetham & Rowell, A.. *Blackwell Scientffic Publications*.
- PEREIRA, A. R. (1990): A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Estudo de Geomorfologia. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, especialidade Geomorfologia, Universidade de Lisboa.
- PEREIRA, A. R. (1993): Ranhas no litoral do Alentejo (Portugal). Monografias 2, La Rafia en Espafia y Portugal; *Centro de Ciencias Medioambientales*, 71-80. Madrid.
- PEREIRA, D. 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, Braga. 132 p.
- PEREIRA, D. I. (1991): Evolução quaternária do rio Minho na região entre S. Pedro da Torre e Valença. *Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (3), 327-347. Coimbra.
- PEREIRA, D. I. & ALVES, I. C. (1993): Estudo exoscópico de grãos de quartzo de depósitos de origem fluvial do Minho (Portugal). *Actas da II Reunião do Quaternário Ibérico*, 111-118. Setembro 1989, Madrid.
- PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1991): Origem e evolução dos depósitos de cobertura da região de Bragança. *Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A), 247-265. Coimbra.
- PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1993a): Caracterização sedimentológica e geomorfológica dos depósitos de Rafia da região de Bragança, com vista à definição das suas condições

- de génese e evolução. *Centro de Estudios Medioambientales*, Monografias, 2, 27-39. Madrid.
- PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1993b): Depósitos de preenchimento das depressões associadas ao acidente de Bragança-Manteigas, no sector a norte do Douro (Trás-os-Montes, Portugal). (3ª Reunião do Quaternário Ibérico. 27 de Setembro a 1 de Outubro de 1993. Coimbra), 183-190.
- PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1995): Evolução quaternária do graben da Vilarica (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 20, 123-137. Corunha.
- PERÉZ-GONZÁLEZ, A. & GALLARDO, J. (1987): La rafia al sur de la Somosierra y Siem de Ayllón: un piedmonte escalonado del Villafranquense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.
- PEZZETTA, J. M. (1973): The St. Clair river delta: sedimentary characteristics and depositional environments. *Journ. Sed. Petrol.*, 43 (1), 168-187.
- PIMENTEL, N. (1989): Evolução Plio-quaternária do Baixo Alentejo ocidental. Provas A.P.C.C.. Dep. Geologia, Fac. Ciências da Univ. Lisboa. 102p.
- PIMENTEL, N. (1997): Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Dissertação apresentada à Univ. Lisboa para obtenção do grau de Doutor. 381p.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1990): Terraços fluviais e remobilização das Rafias: o exemplo do rio Sado. *Cuaternario y Geomorfologia*, 4, 119-129. Madrid.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1991a): Évolution Plio-quaternaire du Sector Méridional du Bassin du [Sado. Com. Serv. Geol. Portugal](#), 77, 121-132.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1991b): Depósitos neogénicos no bordo oriental da Bacia do Sado (região de Odivelas). *Mem. Not. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (8), 565-572.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1992): Sobre a evolução do relevo e sedimentação quaternária no Baixo-Alentejo (Alvalade-Panoias). *Gaia*, 4, 21-24. Lisboa.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1993): Os depósitos de rafia do Sudoeste Ibérico (Baixo Alentejo ocidental, Portugal). Monografias 2, 59-70, La Rafia en España y Portugal; *Centro de Ciencias Medioambientales*. Madrid.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1994a): Sedimentação e pedogénese em leques aluviais na formação de Vale de Guizo (Bacia do Sado, Portugal). Actas do II Congreso dei Grupo Esp. Terciario, 181-184. Univ. Zaragoza.
- PIMENTEL, N. & AZEVÊDO, T. M. (1994b): Etapas e controlo alpino da sedimentação na Bacia do Sado (SW de Portugal). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 229-238. Corunha.
- PIMENTEL, N. & SILVEIRA, A. B. (1991): Paleogénico e "caliços" no Baixo-Alentejo ocidental: caracterização e distinção. *Mem., Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (B), 413-426.
- PIMENTEL, N. L., WRIGHT, V. P. & AZEVÊDO, T. M. (1996): Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Paleogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105, 1-10.
- PIRAJNO, F. (1992): *Hydrothermal Mineral deposits*. Springer-Verlag. Berlin.

- PITTMAN, E. D. (1971): Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 (3), 507-519.
- PONÇANO, W. L. (1986): Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (2), 157-170.
- PORTER, J. J. (1962): Electron microscopy of sand surface textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 124-135.
- PORTERO, J. M., DEL OLMO, P., RAMIREZ, J. & VARGAS, I. (1982): Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min.*, 6 (1), 11-37.
- PYE, K. & MAZZULLO, J. (1994): Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from northeastern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, A64 (3), 500-507.
- PYE, K. (1983): Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. *Sedimentary Geology*, 34, 267-282.
- RACKOCKI, A. (1981): *Alluvial Facas, an attempt at an empirical approach*. John Wiley & Sons.
- RAMALHAL, F. J. S. (1968): Estudo geológico e sedimentológico dos depósitos discordantes dos arredores de Bragança. *Instituto de Investigação Científica de Angola*. Luanda.
- RAMALHAL, F. J. S. (1984): Contribuição para a quantificação da alterabilidade dos minerais pesados na sedimentogénese. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 7 (1-2), 87-96.
- RAMOS, A. (1989): *Sistemas aluviais braided*. in: *Sedimentologia* (Ed. A. Arche). Nuevas Tendencias, 11, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- REINECK H. E. & SING, I. B. (1980): *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, New York, 549 p.
- REIS, R. P. (1981): La sedimentation continentale du Cretace terminal au Miocene sur la Bordure Occidental du Portugal entre Coimbra e Leiria. Th. 3 Ème cycle, Univ. de Nancy 1, 153 p.
- REIS, R. P. (1983): A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico superior - Miocénico de Portugal. Tese de doutoramento. Univ. de Coimbra, 404 p.
- REIS, R. P. & CUNHA, P. P. (1986): A organização sedimentológica e litostratigráfica do enchimento detrítico basal da bacia da Lousã (Portugal). Comunicação Cong. Nac. Geol., Lisboa, *Maleo*, 2 (13), 37-38.
- REIS, R. PENA & CUNHA, P. P. (1989a): A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região da Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, 75, 99-109.
- REIS, R. P. & CUNHA, P. P. (1989b): Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental dei Macizo Hesperico (Portugal Central): *Studia Geologica Salmanticensia*. Vol. Esp. 5, 253-272.
- REIS, R. P., SOARES, A. F. & ANTUNES, M. T. (1981): As areias e argilas de Silveirinha (I - aspectos sedimentológicos; II - aspectos paleontológicos). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 91-92, 246-267.
- REIS, R. P., PAIS, J. & ANTUNES, M. T. (1991): Sedimentação aluvial na região de Lisboa - o "Complexo de Benfica". *Resumos do 3º Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra.

- REIS, R. P., CORROCHANO, A., BERNARDES, C. A., CUNHA, P. P. & DINIS, J. M. L. (1992a): O Meso-Cenozóico da margem atlântica portuguesa. / *H Cong. Geol. de Espalia y VIII Cong. LatinoAmer. de Geologia, Salamanca*, Guia de excursiones, 115-138.
- REIS, R. P., CUNHA, P. P., BARBOSA, B. P., ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1992b): Mainly Continental Miocene and Pliocene Deposits from Lower Tagus and Mondego Tertiary Basins. Excursion B, *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, - Núm. esp. 2, 37-56.
- RIBAULT, L. (1977): *L'exoscopie des quartz*. Masson. Paris.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24 (N.Série).
- RIBEIRO, A. (1988): A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas, Rev. Ass. Port. Geólogos*, Lisboa, 10, 9-11.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979): Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990a): A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990b): Allochthonous Sequences; Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula: In: Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin.
- RIBEIRO, M. L. & MOREIRA, A. (1986): Folha 1-B (Monção) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 e notícia explicativa. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa.
- RIBEIRO, O. (1942): Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da cordilheira central. Entre Sobreira Formosa e a fronteira. *Boi. Soc. Geol. de Portugal*, Porto, 1 (3), 123-145.
- RIBEIRO, O & FEIO, M. (1949): Les dépôts de type "rapa" au Portugal. *C. R. Cong. int. Geog.*, 2, 152-159.
- RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S. (1987): *Geografia de Portugal; I - A Posição Geográfica e o Território*. Ed. João Sá da Costa Lda. Lisboa. 334 p.
- RIBEIRO, O., NEIVA, J. C. & TEIXEIRA, C. (1943): Depósitos detríticos da bacia do Cávado (Nota preliminar). *Boi. Soc. Geol. Portugal*, 3 (1-2).
- RIVERA, F. G., SILVA, M. B. & OJEA, F. G. (1985): Aplicacion de la exoscopia del cuarzo a la caracterizacion de diversos ambientes en Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9.
- ROCHA, F. T. (1993): Argilas aplicadas a estudos litostratigráficos e paleoambientais na bacia sedimentar de Aveiro. Dissertação apresentada à Univ. Aveiro para obtenção do grau de Doutor em Geociências. 399 p.
- ROCHA, F. T. & GOMES, C. S. F. (1989): The importance of clay mineralogy in the stratigraphical and structural studies of the cretaceous sediments of the Rio Vouga estuary (Portugal). *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 4 (2), 97-105.

- ROCHA, F. T. & GOMES, C. S. F. (1991): Utilization of clay mineralogy on the lithostratigraphy of the basal sediments in the Ria de Aveiro sedimentary basin. *Proc. 7th Euroclay Conf*, Dresden, 3, p. 881.
- RODAS, M., GARZON, M. G., LUQUE, F. J. & MAS, R. (1990a): Correlation between the paleogene detritic fácies in the margins of Tejo and Duero basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Proceedings of 9th International Clay Conference, Strasbourg, 1989. Farmer and Tardy (Eds), Sci Géol., Mérn.*, 88, 43-52. Strasbourg.
- RODAS, M., LUQUE, F. J., MAS, R. & GARZON, M. G. (1990b): Caicretes, palycretes and silcretas in the Paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo Basins, Central Spain. *Clay Minerals*, 29, 273-286.
- ROMANI, ALBERTI & BUENO (1979): Testimonios de climas semiaridos en el Cuaternario de Galicia. *Actas de la III Reun. Nac. do Grupo Esp. Trab. Cuaternario*, 211-218.
- SAINZ, L. T., CARDENA, C. Z. & PÉREZ, R. M. (1984): Estudio al m. e. b. de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales. *Estudios Geol.*, 40, 315-339.
- SANTANACH, P. (1994): Las Cuencas Terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves Pirenaicos. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19, 57-71.
- SANTISTEBAN, J. I., MEDIAVILLA, R. & MARTIN-SERRANO, A. (1991a): El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. *Acta Geologica Hispanica*, 26 (2), 133-148.
- SANTISTEBAN, J. I., MARTIN-SERRANO, A., MEDIAVILLA, R. & MOLINA, E. (1991b): Introducción a la estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero. BLANCO, J.A. et al. (Coords.), Ateraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular - Zocalo Hercinico y Cuencas Terciarias. *ITGE/SEG. Monografía 6*, 185-198.
- SANTISTEBAN, J. I., MEDIAVILLA, R., MARTIN-SERRANO, A., & DABRIO, C. J. (1996): *The Duero Basin: a general overview. Tertiary basins of Spain; the stratigraphic record of crustal kinematics* (Ed. Friend & Dabrio), 183-187. Cambridge Univ. Press.
- SANZ, M. E., ZARZA, A. M. ALONSO & CALVO, J. P. (1995): Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42, 437-452.
- SCHUMM, S. A. & ETHRIDGE, F. G. (1994): Origin, Evolution and Morphology of Fluvial Valleys. In: Incised-valley Systems: origin and Sedimentary Sequences, *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 51*, 11-27.
- SERRALHEIRO, A. (1978): Contribuição para a actualização do conhecimento do Complexo Vulcânico de Lisboa. Trabalho adicional de tese de doutoramento. Centro de Geologia da Universidade de Lisboa.
- SHEPHERD, R. G. (1987): Lateral accretion surfaces in ephemeral-stream point bars, Rio Puerco, New Mexico. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Special publication 39, 93-98.
- SILVA, A. F., REBELO, J. A. & RIBEIRO, M. L. (1989): Folha 11-C da Carta Geológica de Portugal 1/50 000 (Torre de Moncorvo) e notícia explicativa. *S.G.P.* Lisboa.
- SILVA, J. M. V. (1983): Estudo mineralógico da argila e do limo de solos derivados de granitos e rochas básicas da região de Trás-os-Montes. *Garcia de Orta, Série Est. Agron.*, Lisboa, 10 (1-2), 27-36.

- SILVEIRA, A. B. (1990): Neotectónica e sismotectónica da região Vidigueira-Moura. Provas A.P.C.C. Dep. Geologia, Fac. Ciências, Univ. Lisboa. 314 p.
- SINGER, A. (1980): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Science Reviews*, 15, 303-326.
- SINGER, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth-Science Reviews*, 21, 251-293.
- SOARES, A. F. & REIS, R. P. (1980): Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*. Lisboa, 183-202.
- SOARES, A. F., REIS, R. P. & DAVEAU, S. (1983): Tentativa de correlação das unidades litostratigráficas da região do Baixo Mondego com as das Bacias de Lousã e Arganil. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 96, 3-19.
- SOUTENDAM, C. J. A. (1967): Some methods to study surface textures of sand grains. *Sedimentology*, 8, 281-290.
- SUBRAMANIAM, V. (1975): Origin of surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45 (2), 530-534.
- SWAN, D., CLAQUE, J. & LUTERNAUER, J. L. (1968): Grain-size statistics. I: evaluation of the Folk and Ward graphic measures. *Journ. Sed. Petrol.*, 48 (3), 863-878.
- SWAN, D., CLAQUE, J. & LUTERNAUER, J. L. (1969): Grain-size statistics. evaluation of grouped moment measures. *Journ. Sed. Petrol.*, 49 (2), 487-501.
- TAPPONNIER, M. (1977): Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7^e sér., 19 (3). Paris.
- TEIXEIRA, C. (1944): Tectónica Plio-Pleistocénica do Noroeste Peninsular. *Boi. Soc. geol. Portugal*, 4 (1-2), 19-41. Porto.
- TEIXEIRA, C. (1972): Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa.
- TEIXEIRA, C. (1979): Plio-Pleistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 35-46, Lisboa.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980): introdução à Geologia de Portugal. *Instituto Nacional de Investigação Científica*. Lisboa.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1976): *Introdução à Paleobotânica. As grandes fases da evolução dos vegetais*. (Ed. autores). Lisboa, 211 p.
- VELDE, B. (1985): *Clay Minerals. A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence*. Developments in Sedimentology, 40. Elsevier.
- VICENTE, M. A., MOLINA, E. & ESPEJO, R. (1991): Clays in paleoweathering processes: study of a typical weathering profile in the Hercynian basement in the Montes de Toledo (Spain). *Clay Minerals*, 26, 81-90.
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. *Jour. Sedimentary Petrology*, 39, 1074-1106.

- WELLS, S. G. & HARVEY, A. M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated anuviai fans, Howgill Fell, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 182-198.
- WILSON, M. D. & PITTMAN, E. D. (1977): Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sediment. Petrol.*, 47, 3-31.