António Antunes Martins

# CARACTERIZAÇÃO MORFOTECTÓNICA E MORFOSSEDIMENTAR DA BACIA DO BAIXO TEJO

(PLIOCÉNICO E QUATERNÁRIO)



Évora — 1999

António Antunes Martins

# Caracterização Morfotectónica e Morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para obtenção do grau de doutor no ramo de Geografia, na especialidade de Geografia Física.

101011

Departamento de Geociências da Universidade de Évora

Évora 1999

À Alcina

à Ana Sofia

ao António Manuel

*A palavra «falibilidade» tem uma conotação negativa,*
*mas tem um aspecto positivo que pode ser muito estimulante.*
*O que é imperfeito pode ser melhorado.*

SOROS, 1999

# ÍNDICE.

Índices.....I
Resumo.....XXI
Abstract.....XXVII
Agradecimentos.....XXXIII

CAPÍTULO I: O QUADRO GEOLÓGICO .....1

I-Limites e Estruturação Da Bacia cenozóica do Baixo Tejo.....1

1.1-Limites da bacia cenozóica.....1

1.2-Estruturação e unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.....4

2-ETAPAS DO ENCHIMENTO SEDIMENTAR E UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS.....7

2.1-Primeira etapa do enchimento da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BCBT).....7

2.1.1-"Complexo de Benfica" .....7

2.2-Segunda etapa do enchimento sedimentar da bacia.....9

2.2.1-"Arenitos de Ota" (Ar. Ot.).....12

2.2.2-"Argilas de Tomar" (Ag. Tm).....14

2.2.3- "Calcários de Almoster" (Cc. Al.).....15

2.3- Terceira etapa do enchimento sedimentar.....17

2.3.1-"Os Conglomerados de Rio de Moinhos" (Cgl. RM).....19

2.3.2- "Aloformação de Almeirim".....21

2.3.4- "Aloformação de Vila de Rei" .....24

3-CONSIDERAÇÕES SOBRE AS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS...25

CAPITULO II: QUADRO GEOMORFOLÓGICO E CONTACTO DA BACIA SEDIMENTAR COM A SUPERFÍCIE FUDAMENTAL.....29

2.1-A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL, RELEVOS RESIDUAIS E CRISTAS APALACHIANAS.....29

2.1.1-Modelos genético-evolutivos das superfícies de aplanação.....30
2.1.2- Etapas de arrasamento do Maciço Hespérico na elaboração da superfície fundamental.....38
2.1.3-Os *inselberge* da superfície fundamental.....43
2.1.4-As cristas apalachianas.....46
2.1.5-Relação genético-evolutiva entre os *inselberge* quartzíticos e a superfície fundamental.....48

2.2-UNIDADES MORFOTECTÓNICAS E DEFORMAÇÕES DA SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL.....52
2.2.1-Área de Mação.....52
2.2.1.1-Elementos morfológicos e estratigráficos de referência.....52
2.2.1.2-As deformações da superfície fundamental no sinclinório de Amêndoa-Envendos.....54
2.2.1.3-Deslocamentos verticais ao longo da fractura de Aldeia de Eiras - Amieira do Tejo.....59
2.2.1.4-Evidências geomorfológicas de levantamento do sinclinório de Amêndoa-Envendos.....60
2.2.1.5-Tentativa de correlação do levantamento do sinclinório com a idade dos depósitos.....63
2.2.1.6-Ocomportamento da drenagem.....66
2.2.1.7-a depressão de carvoeiro.....68
2.2.1.8-Os maciços de Bando e Bando dos Santos.....71
2.2.2-Área a sul de Vila de Rei.....74
2.2.2.1-Unidades morfotectónicas.....74
2.2.2.2-O maciço de Vila de Rei.....74
2.2.2.3-O compartimento de Milreu.....76
2.2.2.4-Deslocações tectónicas referenciadas pela superfície fundamental e pela superfície culminante dos "Conglomerados de Vila de Rei" e dos "Conglomerados de Serra de Almeirim".....77
2.2.2.5-Acidentes N-S e NNE-SSW.....83
2.2.2.6-As deformações tectónicas e o comportamento da rede de drenagem.....84

2.3-CONSIDERAÇÕES FINAIS.....86

CAPÍTULO III: A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA SEDIMENTAR....89

3.1-TRABALHOS ANTERIORES E DISCUSSÃO SOBRE A GÉNESEDA SUPERFÍCIE CULMINANTE....89

3.1.1-Trabalhos anteriores....89

3.1.2-A superfície culminante e a sua relação com as unidades litostratigráficas da bacia....94

3.1.3-Natureza da superfície culminante da bacia do médio e baixo Tejo....97

3.1.4-A questão da *raña* no contexto morfodinâmico da bacia do Tejo....102

3.2-DEFORMAÇÕES DA SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA....104

3.2.1-Deformações de grande raio de curvatura....104

3.2.1.1-Deformação da superfície culminante no sector E-W do Tejo....105

3.2.1.2 O balançamento da superfície culminante a norte de Abrantes....107

3.2.2- Degraus da superfície culminante....114

3.2.2.1-O acidente da ribeira de Ulme....114

3.2.2.2-O degrau da ribeira de Pai Poldro....116

3.2.2.3-Os degraus de Crato-Vale de Água e de Torre das Vargens....118

3.2.2.4-A escarpa da ribeira de Sor e a depressão Montargil....120

3.2.2.5-O degrau de Gavião-Mte. do Penedo....124

3.2.2.6-O degrau de Amieira Cova....127

3.2.2.7-O degrau de Amieira Cova....127

3.2.2.8-O degrau de Pavia....128

3.2.3-Empolamentos da superfície culminante....128

3.2.3.1-Os empolamentos de S. Facundo e Vale de Água....129

3.2.3.2-O *horst* de Medroa....131

3.2.3.3-A serra de Almeirim e os vales dissimétricos das ribeiras de Muge e Lamarosa....132

3.2.3.4-Vales dissimétricos das ribeiras de Muge e Lamarosa....135

3.2.3.5-Sintese sobre o estudo da superfície culminante....139

CAPÍTULO IV: OS LEQUES ALUVIAIS DO BORDO NORTE

DA BACIA TERCIÁRIA DO BAIXO TEJO....143
4.1-ÁREA A NORTE DE ABRANTES....145
4.1.1-Composição petrográfica e rolamento dos calhaus....145
4.1.2- Composição dos Cgl. SA dos lados norte e sul do Tejo e dos depósitos dos terraços....149
4.1.3-Discussão e interpretação dos resultados do rolamento e composição petrográfica....150
4.1.4-Esfericidade e forma dos calhaus....153
4.2- ÁREA DE MAÇÃO-ENVENDOS....155
4.2.1-Composição petrográfica e rolamento....155
4.2.2-Forma e esfericidade dos calhaus....157
4.3-INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOSMORFOMÉTRICOS....159
4.4-DEPÓSITOS DO RELEVO RESIDUAL ATALAIA (190 M) ....160
4.5- PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS....161
4.5.1-Perfil de Rio de Moinhos....161
4.5.2-Perfil da pedreira de Amoreira....163
4.5.3-Perfis da estrada de Amoreira-Medroa....165
4.5.4-Perfil de Abrançalha de Cima-v.g. Srª da Luz....166
4.5.5- O perfil de Milreu....168
4.6-INTERPRETAÇÃO DOS PERFIS....168
4.6.1-Hidrodinamismo das litofácies....169
4.6.2-A macrossequência da base dos perfis, ou Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl. RM.)....170
4.6.3-A sequência conglomerática do topo dos perfis, ou Cgl. SA com fácies de leque aluvial proximal....174
4.7-CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS....175
4.7.1-Correlação dos Cgl. RM com as unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo e de outras bacias terciárias....175
4.7.2-Modelo deposicional proposto para os Cgl. SA a norte do Tejo....183
4.7.3- O enquadramento tectónico....185
4.7.4- Os leques aluviais de Vila de Rei....188

CAPÍTULO V: O NÍVEL EMBUTIDO MAIS ANTIGO DA BACIA SEDIMENTAR DO TEJO ..... 193

5.1-ÁREA A JUSANTE DE CHAMUSCA ..... 194

5.1.1-O nível de Mora-Lamarosa ..... 194

5.1.1.1-Posição do NML em relação às unidades litostratigráficas ..... 196

5.1.1.2-Deformações neotectónicas referenciadas pelo NMLna área de Montargil e Maranhão ..... 198

5.2-ENTRE AS LOCALIDADES DE CHAMUSCA E GAVIÃO ..... 205

5.2.1-O Nível do Campo Militar de Santa Margarida (NCM 140-170 m) ..... 205

5.2.2.1-Deformações neotectónicas referenciadas pelo NCM ..... 207

5.2.2.2-Deslocamentos quaternários nos acidentes das ribeiras de Ulme e de Pai Poldro ..... 208

5.2.2.3-Subdivisão do NCM na área do *Horst* de Medroa ..... 212

5.2.2.4-A Chã de Martinchel ..... 213

5.2.2.5-Deformações do NCM referenciadas pelas superfícies dos planaltos de Barquinha e Arripiado ..... 216

5.2.2.6-O nível do Campo Militar de Stª. Margarida (NCM) na área de Abrantes (150-170 m) ..... 217

5.2.2.7-Deformações tectónicas referenciadas pelo NCM na área de Abrantes ao sul do Tejo ..... 218

5.2.2.8-Deformações tectónicas referenciadas pelo NCM na área de Abrantes ao norte do Tejo ..... 221

5.2.2.9-Deslocamentos tectónicos na área de Alvega ..... 223

5.2.2.10- O patamar intermédio de 200-210 m ..... 226

5.2.2.11-As referências estratigráficas ..... 227

5.3-ÁREA A NORDESTE DA FALHA DE GAVIÃO ..... 230

5.3.1-O nível de Mação-Penhascoso (NMP 240-260 m) ..... 230

5.3.1.1-Unidades litostratigráficas truncadas pelo NMP e correlação com outros níveis da bacia ..... 231

5.3.1.2-Deslocamentos nas falhas de Gavião e Ortiga referenciados pelo níveis de Mação-Penhascoso (NMP) e do Campo Militar de Stª Margarida (NCM) ..... 232

5.3.1.3-O comportamento da rede de drenagem ..... 234

5.4-TENTATIVA DE CORRELAÇÃO DO NÍVEL EMBUTIDO MAIS ANTIGODA BACIA SEDIMENTAR DO TEJO COM OUTROS NÍVEIS QUATERNÁRIOS FORA DA BACIA....238

5.4.1-Tentativa de correlação do nível embutido mais antigo da bacia do Tejo, ou nível de Mora-Lamarosa s.l. (N1) com níveis da península de Setúbal....240

5.4.2-Tentativa de correlação do nível de Mora Lamarosa com níveis geomorfológicos da Bacia do Sado....248

5.4.3-Tentativa de correlação do nível de Mora Lamarosa com níveis geomorfológicos da Bacia do Mondego....250

CAPÍTULO VI: DEPÓSITOS DE TERRAÇO DO PRIMEIRO NÍVEL EMBUTIDO, COMPARAÇÃO COM OS DEPÓSITOS PLIOCÉNICOS DA SUPERFÍCIE CULMINANTE....255

6.1-METODOLOGIAS UTILIZADAS....257

6.1.1-A composição petrográfica e o grau de desgaste dos calhaus....257

6.1.2-Procedimentos de campo....260

6.1.3-Análises granulométricas....262

6.1.4-Estruturas sedimentares....262

6.2.-CARACTERIZAÇÃO GENÉRICA DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES DOS CONGLOMERADOS DE SERRA DE ALMEIRIM E DOS DEPÓSITOS DE TERRAÇO....262

6.3-OS TERRAÇOS MAIS ANTIGOS NA ÁREA DE MORA-CORUCHE....265

6.3.1-Características granulométricas da fracção arenosa....265

6.3.2-Composição petrográfica e rolamento dos calhaus....267

6.3.3-Terraços mais antigos da ribeira de Sor....268

6.3.4-Os terraços mais antigos das ribeiras de Seda e da Raia....270

6.3.5-Os terraços mais antigos do Sorraia....271

6.3.6-O leque aluvial de Maranhão....273

6.3.7-Características mais relevantes de cada tipo de depósito e seu significado....273

6.4-OS TERRAÇOS MAIS ANTIGOS DA RIBEIRA DE SOR A MONTANTE DE PONTE DE SOR....274

6.4.1-Granulometrias dos depósitos....274
6.4.2-Composição petrográfica....276

6.5-DEPÓSITOS DO NÍVEL EMBUTIDO DO CAMPO MILITAR DE STª MARGARIDA....277
6.5.1-Análises granulométrias....277
6.5.2-Composição petrográfica....281

6.6-DEPÓSITOS DE NÍVEIS EMBUTIDOS DA ÁREA DE GAVIÃO-ALVEGA....282
6.6.1-Análises granulométricas....282
6.6.2-Composição petrográfica....284
6.6.3-A composição dos terraços do nível embutido mais antigo na área de Glória do Ribatejo e Santo Estevão, comparação com terraços de níveis inferiores....286

6.7-SÍNTESE E INTERPRETAÇÃO DE CONJUNTO DOS DEPÓSITOS DE TERRAÇO....286
6.7.1- Síntese dos resultados....287
6.7.2-Interpretação do sistema deposicional dos terraços mais antigos da bacia....288

CAPÍTULO VII: OS *GLACIS* E TERRAÇOS DO TEJO....295
7.1-TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS TERRAÇOS DO TEJO....295

7.2-OS NÍVEIS EMBUTIDOS DO BAIXO VALE DO TEJO....298
7.2.1-Escalonamento dos terraços entre Alpiarça e Almeirim e a sul da ribeira de Magos....300
7.2.2-Subdivisões dos patamares principais na área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim....304

7.3-OS NÍVEIS EMBUTIDOS DO MÉDIO TEJO....309
7.3 1-Entre Arripiado e Abrantes....309
7.3.2- Significado geo-arqueológico dos achados pré-históricos dos terraços do Tejo na área de Vila Nova da Barquinha....313
7.3.3-Níveis embutidos entre Abrantes e Alvega....316

7.4-SINTESE DOS PRINCIPAIS NÍVEIS DE TERRAÇO DO BAIXO E MÉDIO TEJO....319

7.5- NÍVEIS DE TERRAÇO, DEFORMAÇÕES TECTÓNICAS E TENTATIVA DE CORRELAÇÃO DOS PATAMARES TIPO DO MÉDIO E BAIXO TEJO....320

7.5.1-Tentativa de correlação dos principais níveis de terraço do médio e do baixo vale do Tejo....322

7.5.2-Diacronismo e sincronismo dos níveis de terraço, hipótese interpretativa....326

7.6-PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS E SONDAGENS HIDROGEOLÓGICAS DO TERRAÇO DE ALPIARÇA (T3)- E DO PATAMAR INTERMÉDIO (T2) A JUSANTE DE CHAMUSCA....329

7.6.1-Perfis litostratigráficos do terraço de Alpiarça (T3)....329

7.6.1.1-Perfil de Casalinho....329

7.6.1.2-Perfil Foros da Goucha, margem direita da ribeira de Atela....330

7.6.1.3-Perfil do Monte da Goucha, margem esquerda da ribeira de Atela....331

7.6.1.4-Perfil de Vale de Atela, margem esquerda da ribeira....332

7.6.1.5-Perfil do Arneiro das Figueiras....332

7.6.1.6- Conclusões sobre os perfis litostratigráficos do terraço de Alpiarça....333

7.6.2 -Sondagens hidrogeológicas no terraço de Alpiarça....335

7.6.3-Perfis litostratigráficos do terraço (T2)....339

7.6.3.1-Perfil.de Bilrete....339

7.6.2.2-Perfil de Carvoeira....340

7.6.2.3-Perfil de Glória do Ribatejo....340

7.7-O ENCHIMENTO DO TERRAÇO DE ALPIARÇA À LUZ DE NOVOS CONCEITOS ESTRATIGRÁFICOS E PRINCIPAIS PROBLEMAS DE INTERPRETAÇÃO....341

7.7.1-"Espaço de acomodação", "nível de base estratigráfico", "ponto de equilíbrio"....342

7.7.2- O enchimento do terraço de Alpiarça. Principais problemas de interpretação....348

7.8-RELATÓRIO DAS DATAÇÕES DE AMOSTRAS DO TERRAÇO DE ALPIARÇA (T3) E DO TERRAÇO T2A DE GLÓRIA DO RIBATEJO..355

7.8.1-O método (OSL)....356

7.8.2-Resultados das datações....357

CAPÍTULO VIII:OS ALVÉOLOS DO TEJO.....361

8.1- O ALVÉOLO DE TRAMAGAL – MONTALVO.....362

8.1.1-Configuração, limites e natureza do alvéolo.....362

8.1.2-A morfologia do interior do alvéolo.....364

8.1.3-Os depósitos do fundo do alvéolo e o enchimento holocénico.....370

8.1.4-Evidências de deformações neotectónicas.....372

8.1.5-Principais falhas e fracturas da área envolvente do alvéolo.....374

8.2-O ALVÉOLO DO ROSSIO DE ABRANTES.....375

8.2.1-Configuração e natureza do alvéolo.....374

8.2.2-Morfologia do interior do alvéolo.....377

8.2.3- Os depósitos do fundo do alvéolo e o enchimento holocénico.....380

8.3-PERFIL DO VALE DO TEJO NO FINAL DO PLISTOCÉNICO.....381

8.4-CONCLUSÕES.....384

CAPÍTULO IX: QUADRO MORFOESTRURURAL E REDE DE DRENAGEM.....387

9.1-A POLÉMICA QUESTÃO DOS VALES DISSIMÉTRICOS.....388

9.1.1-As causas da dissimetria.....388

9.1.2-A controversa questão da dissimetria climática.....393

9.1.3-Organização e evolução espacial da drenagem na origem dos vales dissimétricos.....396

9.2-CONTROLO TECTÓNICO E DISSIMETRIA DOS VALES DA BACIA TERCIÁRIA DO BAIXO TEJO.....399

9.2.1-Vales com direcção NNE-SSW, NE-SW e os padrões de drenagem paralela com a forma de "pena".....399

9.2.2-O vale dissimétrico do Sorraia na área de Coruche.....404

9.2.3- Modelos de drenagem radial centrífuga.....408

9.2.4- Os vales de fractura com orientação N-S.....408

9.2.4- Os vales de fractura com orientação NW-SE e WNW-ESE.....411

CAPÍTULO X: RESUMO E CONCLUSÕES.....419

1-ETAPAS DO ENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA.....419

2-A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA E SUAS RELAÇÕES COM A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL.....422

3-OS LEQUES ALUVIAIS DO BORDO DA BACIA.....428

4-NÍVEIS EMBUTIDOS, TERRAÇOS E *GLACIS*. .....436

5- AS DEFORMAÇÕES TECTÓNICAS: CRITÉRIOS, ESTILOS, AMPLITUDE DAS DEFORMAÇÕES E LINHAS DE INVESTIGAÇÃO FUTURAS.....447

6-PRINCIPAIS EPISÓDIOS DA EVOLUÇÃO PLIO-QUATERNÁRIA DA BACIA.....453

## ÍNDICE DE FIGURAS E ESTAMPAS

### Capítulo I:

Fig. I-1. Enquadramento geológico da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BTBT).....1-A

Fig. I-2. Principais unidades morfoestruturais enquadrantes da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado.....1-B

Fig. I-3. Quadro de correlação das unidades litostratigráficas do Ribatejo com as definidas nas regiões de Lisboa-Setúbal, Leiria- Coimbra, Beira- Baixa, Lousã- Arganil e respectívas "roturas" peninsulares.....8-A

Fig. I-4. Variações relativas do nível do mar no Neogénico sobre a plataforma continental portuguesa, face às embocaduras do Tejo e do Sado (modificado de COPPIER, 1982; MOUGENOT, 1989).....10-A

Fig. I-5. Tentativa de articulação/correlação dos ciclos transgressivos /regressivos (T/R – T0 a T6) modificados de ZBYSZEWSKI (1964ª) e de ALBERDI *et al.* (1978), da estratigrafia de Lisboa-Almada (cf. COTTER, 1956); e das principais descontinuidades registadas no Neogénico (ANTUNES & PAIS, 1992), com as inflexões negativas da curva eustática e os ciclos de 3ª ordem associados (Seg. HAQ *et al.* 1988) e com as unidades litostratigráficas (Ar. Ot, Ag. Tm e Cc. Al.) continentais agora definidas. (Extraído de BARBOSA, 1995).....12-A

Fig. I-6. Bloco diagrama interpretativo dos sistemas deposicionais que integram a paleogeografia correspondente à Aloformação de Almoster, separados pela falha (F1) do vale inferior do Tejo (F VIT). (Extraído de BARBOSA, 1995).....16-A

Fig. I-7 Corte esquemático, segundo SW-NE, da Bacia Terciária do Baixo Tejo, com as principais unidades alostratigráficas (Extraído de Cunha, 1996).....18-A

## Capítulo II:

Fig.II-1. Mapa geomorfológico da região de Mação e Envendos.....44-A

Fig. II-2. Perfis topográficos das cristas quartzíticas de Vila Velha de Ródão e da superfície fundamental, adaptado de DIAS & CABRAL (1989).....45-A

Fig. II-3. Perfis topográficos da crista norte do sinclinório de Amêndoa e da superfície fundamental.....45-A

Fig. II-4. Perfis topográficos projectados do nível dos cimos das cristas de quartzito e da superfície fundamental.....45-B

Fig.II-5. Perfil geomorfológico de Ameixoeira para o inselberg quartzítico de Castelo Velho, mostrando a superfície fundamental deslocada pela falha de Carvoeiro.....45-B

Fig. II-6. Perfil geomorfológico cruzando os inselberge do sinclinório de Amêndoa-Envendos até ao Tejo.....56-A

Fig. II-7-Perfil geomorfológico da rib. da Pracana até ao planalto de Gavião.....56-B

Fig. II-8. Perfil geomorfológico do planalto de Chão do Rei para o v.g. Areia.....58-A

Fig. II-9. Perfil geomorfológico de Furtado para o planalto de Cadafaz .....58-A

Fig. II-10 Mapa geomorfológico da área de Carvoeiro.....68-A

Fig. II-11 Corte transversal à serra Galega.....70-A

Fig. II-12- Perfil geomorfológico desde o maciço de Bando até aos planaltos de Abitureira ao sul de Alvega.....70-A

Fig. II-13-Localização dos perfis geomorfológicos.....74-A

Fig. II-14 Mapa geomorfológico da região de Vila de Rei.....76-A

Fig. II-15- Perfil geomorfológico desde o inselberg quartzítico de Retaxo para a serra de Santiago Montalegre.....78-A

Fig. II-16. Perfil geomorfológico do Maciço de Vila de Rei para a serra de Santiago de Montalegre.....80-A

Fig. II-17. Perfil geomorfológico desde o Maciço de Vila de Rei até ao compartimento de Santiago Montalegre.....80-B

Fig. II-18 Localização dos perfis geomorfológicos de Vila de Rei.....82-A

Fig. II-19. Perfil longitudinal da ribeira de Aveleira.....84-A

Fig.II-20. Perfil longitudinal da ribeira das Trutas.....84-A

Est. II-1 Corte de Amoreira, próximo de Rio de Moinhos (Abrantes).....88-A

Est. II-2. Detalhe da estampa II-1.....88-A

Est. II-3 Crista quartzítica arrasada da "serra de Amieirosa" flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos.....88-B

Est. II-3 Crista quartzítica arrasada da "serra de Amieirosa" no flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos.....88-B

Est. II-5 Inselberge quartzíticos do sinclinório de Amêndoa-Envendos.....88-B

Est. II-6 *Watergap* no flanco N. do sinclinório de Amêndoa-Envendos.....88-C

Est.II-7 Superfície fundamental a norte de Mação.....88-C

Est.II-8 *Inselberg* quartzítico do flanco norte do sinclinório de Amêndoa.....88-C

## Capítulo III

Fig. III-1.Mapa geomorfológico geral da área de estudo.....100-A
Fig. III-2. Perfil geomorfológico do inselberg de Pico de Àgua para o Tejo.....108-A
Fig. III-3. Perfil do planalto de Lagoa da Murta para a ribeira de Ulme.....114-A
Fig. III-4 Colunas litostratigráficas dos lados norte e sul da rib$^{a}$ de Ulme.....114-B
Fig. III-5 Colunas litostratig. dos lados oriental e ocidental da rib$^{a}$ de Pai Poldro..116-A
Fig.III-6 Esquema do movimento da falha da rib$^{a}$ de Ulme.....116-B
Fig. III-7. Corte geológico da empresa Acavaco na barragem de Pai Poldro.....116-C
Fig. III-8 Mapa morfotectónico da área a norte de Ponte de Sor.....118-A
Fig. III-9. Perfil geomorfológico do *graben* de Torre das Vargens.....118-A
Fig. III-10 Coluna litostratigráfica de Torre das Vargens.....118-B
Fig. III-11 Perfil longitudinal da rib$^{a}$ de Sor.....120-A
Fig. III-12 Perfil longitudinal da rib$^{a}$ das Cojancas.....120-A
Fig. III-13 Mapa geomorfológico da região de Ponte de Sor.....120-B
Fig. III-14. Perfil geomorfológico entre os maciços de Touris e de Montargil.....122-A
Fig. III-15. Perfil transversal à ribeira de Sor.....122-A
Fig. III-16. Vales dissimétricos das ribeiras de Longomel e de Sor.....122-A
Fig. III-17. Mapa morfotectónico da bacia entre Gavião e Mação.....124-A
Fig. III-18. Perfil geomorfológico de Bela Vista para Carregal Fundeiro.....124-A
Fig. III-19. Mapa geomorfológico dos Maciços de S. Facundo e Vale de Água.....128-A
Fig.III-20. Perfil geomorfológico da vertente ocid. do relevo de Vale de Água.....130-A
Fig. III-21. Perfil geomorfológico da vertente ocidental do relevo de S. Facundo....130-A
Fig. III-22. Perfil geomorfológico de Vale de Água para a rib. de Vale das Mós.....130-A
Fig. III-23 Perfil geomorfológico desde o v. g. Cartaxa para o v.g. Atalaia.....132-A
Fig. III-24. Mapa geomorfológico da marg. esq. do Tejo a SE de Almeirim.....132-B
Fig. III-25 Perfil geomorfológico da serra de Almeirim para o v.g. Junco.....136-A
Est. III-1 Vista panorâmica do v.g. Cabeça Alta para sul.....142-A
Est. III-2 Corte na margem esquerda da ribeira de Pai Poldro.....142-A
Est.III-3 Cgl. SA assentando pôr rotura estratigráfica em depósitos miocénicos na serra de Almeirim.....142-A
Est. III-4 Corte de Ulme (margem esquerda da ribeira).....142-B
Est.III-5 Corte de Vale de Arrezima (Planalto de Lagoa da Murta.....142-B
Est. III-6 Corte do v.g. Cabeça Alta (planalto da Lagoa da Murta).....142-C
Est. III-7 Falha entre os Cgl. SA e as Argilas de Tomar no Mte. de Vale de Água.....142-C

Est.III-8 Plano de falha junto à barragem de Montargil.....142-C
Est.III-9 Falha afectando depósitos miocénicos a NE do Maciço de Montargil.....142-D
Est.III-10 Cgl. SA e Arenitos de Ulme balançados no v.g. Barata (Ponte de Sor).....142-D
Est.III-11 Falha de Maranhão.....142-E
Est III-12 Cgl. SA inclinando 8° a 10° no cruzamento de Cruz das Cabeças.....142-E
Est.III-13 Falha N-S na vertente ocidental da serra de Almeirim.....142-E

## Capítulo IV

Fig. IV-1-Mapa geológico da B.T.B.T. (adaptado e modificado de Barbosa, 1995)....144-A
Fig. IV-2 Mapa de localização das amostras .....144-B
Fig. IV-3. Composição petrográfica e rolamento dos Cgl. SA a N e a S do Tejo.....145-B
Fig. IV-4 Intervalos de confiança referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e dos terraços.....150-B
Fig. IV-5 Correlação do rolamento com a distância às cristas quartzíticas.....152-A
Fig. IV-6 Composição petrográfica e rolamento dos calhaus dos leques aluviais, Cgl. SA e conheiras (área de Mação-Envendos).....156-B
Fig. IV-7 Coluna litostratigráfica do corte de Rio de Moinhos.....162-A
Fig. IV-8 Coluna litostratigráfica do corte de Amoreira (pedreira).....162-A
Fig. IV-9 Coluna litostratigráfica da estrada de Amoreira-Medroa.....166-A
Fig. IV-10 Coluna litostratigráfica da estrada de Amoreira-Medroa (cont.).....166-B
Fig. IV-11 Coluna litostratigráfica de Abrançalha.....166-B
Fig. IV-12 Coluna litostratigráfica de Milreu.....168-A
Fig. IV-13 Coluna estratigráfica e modelo conceptual dos mecanismos deposicionais do bordo norte da bacia do Tejo.....170-A
Fig. IV-14.Mapa com os principais acidentes a SE da Cordilheira Central.....186-A

## Capítulo V

Fig. V-1. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo a jusante de Chamusca.....194-A
Fig.V-2. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo a Leste de Coruche.....196-A
Fig. V-3. Corte da superfície culminante de Raivozinho para o rio Divor.....196-B
Fig. V-4. Corte geomorfológico do vale dissimétrico do Sorraia a Leste de Coruche..196-B
Fig. V-5. Mapa geomorfológico da área de Maranhão.....198-A
Fig. V-6 Perfil geomorfológico cruzando a depressão de Maranhão .....198-B
Fig. V-7 Perfil geomorfológico desde o vale de Alcôrrego até ao v.g. Porfias .....198-B
Fig. V-8. Perfil geomorfológico transversal à ribeira da Raia, a norte de Mora.....204-A

Fig. V-9. Perfil do vale dissimétrico da rib[a] da Raia, junto ao Monte da Chaminé.....204-A
Fig. V-10. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo entre Abrantes e Chamusca.....206-A.
Fig. V-11. Corte geomorfológico ao sul de St[a] Margarida da Coutada.....210-A
Fig. V-12. Corte geomorfológico desde o v.g. Cartaxa até ao v.g. Sanheira.....210-A
Fig. V-13. Perfil geomorfológico de Praia do Ribatejo para o planalto de Lagoa da Murta.....210-B
Fig. V-14. Perfil geomorfológico da área de Chorafome e Martinchel.....210-B
Fig. V-15. Perfil transversal ao vale do Tejo no Arripiado.....216-A
Fig. V-16 Mapa geomorfológico da área de Abrantes.....218-A
Fig. V-17. Perfil geomorfológico do v.g. Sr[a] da Luz para a área de S. Facundo.....218-B
Fig. V-18 Corte geomorfológico da superf. culminante da bacia ao N de Abrantes.....222-A
Fig. V-19. Perfil geomorfológico desde o v.g. Braçal (203 m) para o Tejo.....222-A
Fig. V-20. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo na área de Gavião e Alvega.....222-B
Fig. V-21. Perfil geomorfológico de Amieira Cova para a depressão de Alvega.....224-A
Fig. V-22 Perfil geomorfológico do empolamento de Vale de Água para o Tejo.....224-A
Fig. V-23 Perfil geomorfológico de Alvega para o planalto de Abitureira.....224-A
Fig. V-24 Perfil geomorfológico do planalto de Gavião para a depressão de Alvega...224-B
Fig. V-25 Perfil geomorfológico de Furtado para o planalto de Gavião (Cadafaz).....224-B
Fig. V-26 Colunas litostratg. de cortes de Abitureira, Alto do Termo e Am. Cova.....226-A
Fig. V-27 Colunas litostratg de Carregal Fundeiro.....226-B
Figs. V-28 a V-38 Perfis longitudinais de ribeiras.....234-A a 234-C
Fig. V-39 Perfil interpretativo de elementos morfológicos da Península de Setúbal...240-A
Fig. V-40 e V-41 Perfis geomorfológicos da peneplanície do Baixo Alentejo para a Bacia do Sado.....250-A
Est.V-1 Degrau tectónico de 10 m deslocando o terraço de Martim Pais (155 m) .....254-A
Est.V-2 Degrau tectónico de 30 m a Norte de Rio de Moinhos (Abrantes.....254-A
Est. V-3 Falha entre os Cgl. SA e as Argilas de Tomar no Alto do Termo .....254-A

Capítulo VI

Fig. VI-1 Localização das amostras dos quadros VI-1 e VI-2.....266-A
Fig. VI-2 Frequência da moda por classes granulométricas.....266-B
Figs VI-3 Curvas granulométricas dos Ar. Ulme e Cascalheiras (área de Mora).....266-C
Figs VI-4 Curvas granulométricas dos Ar. Ulme e Cascalheiras (área de Mora).....266-C
Figs. VI-5 e VI-6 Composição petrográfica dos terraços das ribeiras da Seda, Raia, Sor rio Sorraia e Ar. Ulme.....268-C
Fig. VI-7 Composição petrográfica e MPS dos terraços mais antigos do Sorraia, rib[a] de Sor e da Seda-Raia.....272-A

Fig. VI-8 Frequência da moda por classes granulométricas dos Cgl. SA e depósitos das rechãs.....276-A

Figs. VI-9, VI-10 e VI-11 Curvas granulométricas dos Cgl. SA e dos depósitos das rechãs.....276-B

Fig. VI-12 Composição petrográfica dos Ar. Ulme, Cgl. SA e depósitos de terraço....276-C

Fig. VI-13 Comp. petrog. dos Ar. Ulme, Cgl. SA e depósitos de rechãs (terraços).....276-D

Fig. VI-14 Mapa de localização de amostras.....278-A

Fig. VI-15 Frequência por classes granulométricas da moda dos Cgl. SA e terraços....278-B

Figs. VI-16 a VI-22 Granulometrias dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço.....278-E

Fig. VI-23 Comp. petrog. dos Cgl. SA (área da Bemposta Tramagal e Chamusca) 280-A

Fig. VI-24 Comp. petrog. dos terraços (área da Bemposta Tramagal e Chamusca).....281-A

Fig. VI-25 Comp. petrog. do total de amostras dos terraços e Cgl. SA.....281-B

Fig. VI-26 Localização das amostras da área de Gavião e Alvega.....282-A

Fig. VI-27 Frequência por classes granulomét. da moda dos Cgl. SA e dos terraços...282-B

Figs. VI-28 a VI-30 Granulometrias dos Cgl. SA e dos terraços (Gavião e Alvega) 282-C

Fig. VI-31 Composição petrográfica dos Cgl. .SA (área de Gavião- Alvega).....284-A

Fig. VI-32 Composição petrográfica dos terraços (área de Gavião- Alvega).....284-B

Fig. VI-33 Comp. petrog. do total de amostras dos terraços e Cgl. SA da (área de Gavião- Alvega).....284-C

Fig. VI-34 Representação da kurtose contra o desvio padrão dos terraços e Cgl. SA...288-A

Fig. VI-35 Representação do desv. pad. contra o percentil 10 dos terraços e Cgl. SA..288-A

Fig. VI-36 Representação do desv. pad. contra a moda dos terraços e Cgl. SA.....288-A

Fig. VI-37 Representação do desv. pad. contra o skewness dos terraços e Cgl. SA.....288-B

Fig. VI-38 Percentagem de amostras com assimetria positiva negativa e aprox. simétrica dos Cgl. SA e terraços.....288-B

Fig. VI-39 MPS dos Cgl. SA e dos terraços.....292-A

Est. VI-1 Depósitos conglomeráticos dos terraços mais antigos do Tejo na extremidade norte do planalto de Stª Margarida (145 m).....294-A

## Capítulo VII

Fig. VII-1. Mapa geomorfológico com os níveis de terraços do baixo vale do Tejo.....300-A

Fig. VII-2. Perfil dos terraços do Tejo na área de Foros de Almeirim.....300-B

Fig. VII-3 Perfil dos terraços do Tejo a Leste de Salvaterra de Magos.....300-B

Fig. VII-4 Perfil dos terraços do Tejo a W da serra de Almeirim.....302-A

Fig. VII-5 Perfil dos terraços do Tejo na área de Glória do Ribatejo.....302-A

Fig.VII-6 Mapa geomorfológico com os glacis e terraços do médio Tejo.....310-A

Fig. VII-7 Perfil dos terraços do Tejo a Leste da Chamusca.....310-B

Fig. VII- 8 Perfil dos terraços do Tejo na área de Entroncamento.....310-B
Fig. VII-9 Mapa geomorfológico com os glacis e terraços entre Abrantes e Alvega.....316-A
Fig. VII-10 Perfil dos glacis e terraços do Tejo na área de Pego (Abrantes).....316-B
Fig. VII-11Perfil dos glacis e terraços do Tejo na área de Abrantes.....316-B
Fig. VII-12 Coluna litostratigráfica de Casalinho.....330-A
Fig. VII-13 Coluna litostratigráfica de Foros da Goucha.....330-B
Fig. VII-14 Coluna litostratigráfica do "terraço médio" (Monte da Goucha).....332-A
Fig. VII-15 Coluna litostratigráfica de Vale de Atela.....332-B
Fig. VII-16 Coluna litostratigráfica de Arneiro das Figueiras.....332-C
Fig. VII-17 Sondagens do terraço de Alpiarça.....336-A
Fig. VII-18 Localização das sondagens do terraço de Alpiarça.....336-B
Fig. VII-19 Coluna litostratigráfica do terraço T2 de Bilrete.....340-A
Fig. VII-20 Coluna litostratigráfica do terraço T2 de Carvoeira (St°. Estevão).....340-B
Fig. VII-21 Coluna litostratigráfica do terraço de Glória do Ribatejo.....340-C
Fig. VII-22 Registo do Oxigénio isotópico ($\delta^{18}O$) para os últimos 2,6 milhões de anos, deduzido dos foraminíferos bentónicos da sondagem ODP 677 (Shackleton, *et al.*, 1990).....350-A
Fig. VII-23 Comparação das series de tempo $\delta^{18}O$ de Devils Hole e SPECMAP.....350-A
Fig. VII-24 Sondagens nas aluviões actuais do Tejo.....352-A
Figs. VII-25, VII-26 e VII-27 Mapas dos locais de recolha das amostras para datação pelo método OSL.....356-A
Est. VII-1 Vista panorâmica do terraço de 90 m (T3) do Pego, do patamar intermédio (T2) e do "nível de planalto" correspondente ao terraço T1a.....359-A
Est. VII-2 Corte do terraço de Alpiarça (T3) no sítio do Mte. da Goucha .....359-A
Est. VII-3 Falha no terraço do Tejo com 75-80 m de altitude (T3) no Arripiado.....359-B
Est. VII-4 Pormenor da falha no terraço de 75-80 m (T3) de Arripiado.....359-B

## Capítulo VIII

Fig.VIII-1 Mapa geomorfológico do alvéolo de Tramagal-Montalvo.....362-A
Fig. VIII-2 Esboço do acidente do lado norte do Alvéolo de Tramagal-Montalvo.....362-B
Fig. VIII-3 Corte geomorfológico do planalto de Medroa para o v.g. Atalaia.....366-A
Fig. VIII-4. Corte do planalto de Medroa para o v.g. Ameixioso.....366-A
Fig. VIII-5 Sondagens na planície aluvial do alvéolo de Tramagal-Montalvo.....370-A
Fig. VIII-6 Corte geomorfológico do Tejo para o planal. de S. Mig. de Rio Torto.....372-A
Fig.VIII-7 Mapa geomorfológico do alvéolo do Rossio de Abrantes.....376-A
Fig. VIII-8 Rolamento dos calhaus do patamar de 70-80 m e do terraço do CRIA.....378-A
Fig. VIII-9 Paleovale fini-Plistocénico do Tejo entre o Rossio e Almourol.....382-A

Est. VIII-1 Alvéolo de Tramagal-Montalvo, visto do lado norte do Tejo.....386-A
Est. VIII-2. Falha entre os Cgl. RM e formações argilosas da base (Amoreira).....386-A
Est. VIII-3 Depressão tectónica do Rossio de Abrantes.....386-B
Est. VIII-4 Terraço afectado por falha na margem esquerda do rio Torto.....386-B
Est. VIII-5. Conglomerados do terraço de S. Miguel de Rio Torto deformados.....386-C
Est. VIII-6 Detalhe da falha nos depósitos do terraço do rio Torto.....386-C
Est. VIII-7 Corte do I.P de Abrantes-Vila de Rei com os depósitos balançados cerca de 5° para sul.....386-D

## Capítulo IX

Fig. IX-1. Mapa de vales de fractura e dos compartimentos tectónicos da Bacia Terciária do Baixo Tejo.....400-A
Fig. IX-2. Padrões de drenagem das rib. de Muge, Chouto e Calha do Grou.....400-B
Fig. IX-3. Drenagem dissimétrica das ribeiras de Sor e Longomel.....400-C
Fig. IX-4 Mapa geomorfológico da vertente oriental do Sorraia a E. de Coruche.....404-A
Fig. IX-5 Padrões de drenagem dissimétricas na área de Coruche.....404-B
Fig. IX-6 Corte geológico da Beira Baixa, adaptado de Cunha (1992).....410-A
Est. IX-1. Compartimento abatido de Vilar Ruivas.....418-A
Est. IX-2. Falhas nos xistos (estrada I.P.6 em Vilar de Boi).....418-A
Est. IX-3. Fosso tectónico do Arneiro a sul das cristas de Vila Velha de Ródão.....418-A
Est. IX-4 Falha entre os Cgl. SA e o soco junto à localidade de Vilar de Boi.....418-B
Est. IX-5 Falha WNW-ESE de Abitureira (Cordilheira Central).....418-B

## Capítulo X

Fig. X-1 Mapa geomorfológico da área meridional da Bacia do Tejo.....448-B
Figs. X-2; X-3; X-4 Propostas de interpretação tectónica do *horst* de Montargil, depressão do Couço e escarpa do Sorraia; dos empolamentos de S. Facundo-Vale de Água e do *horst* de Gavião.....450-A
Fig. X-5 Proposta de interpretação tectónica dos fossos do Arneiro e Vilas Ruivas....450-B
Fig. X-6 Mapa geomorfológico da área setentrional da Bacia do Tejo.....458-A
Fig. X-7 Mapa geomorfológico da área central e oriental da Bacia do Tejo.....458-B

# ÍNDICE DE QUADROS

## Capítulo II

Quadro II-1 Altitudes da superfície fundamental e do nível embutido dos

lados oriental e ocidental da ribeira de Carvoeiro.....69

## Capítulo IV

Quadro IV-1 Composição petrográfica dos leques aluviais, Cgl. SA e conheiras.....145-A

Quadro IV-2 Rolamento dos Cgl. SA dos lados norte e sul do Tejo e das conheiras.....148-A

Quadro IV-3 Classes de rolamento dos Cgl. SA a N e a S do Tejo e das conheiras.....150-A

Quadro IV-4 Parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA a N e a S do Tejo e dos terraços.....150-B

Quadro IV-5 Dados referentes ao rolamento, distância às cristas e valores de desvio padrão.....152-A

Quadro IV-6 Esfericidade dos Cgl. SA a N e a S do Tejo e dos blocos das conheiras.....154-A

Quadro IV-7 Formas dos calhaus dos Cgl. SA a N e a S do Tejo e dos blocos de conheiras.....154-B

Quadro IV-8 Comp. petrog. dos leques aluviais, Cgl. SA e conheiras (área de Mação-Envendos).....156-A

Quadro IV-9 Rolamento dos calhaus dos leques aluviais, Cgl SA e de blocos de conheiras (área de Mação-Envendos).....156-C

Quadro IV-10 Valores percentuais por classes de rolamento (depósitos da área de Mação-Envendos).....156-D

Quadro IV-11 Forma dos calhaus (depósitos da área de Mação-Envendos).....157-A

Quadro IV-12 Esfericidade dos calhaus (depósitos da área de Mação-Envendos).....157-B

Quadro IV-13. Proposta de enquadramento estratigráfico e correlação dos Conglomerados de Rio de Moinhos com unidades litostratigráficas de outras bacias terciárias de Portugal.....176-A

## Capítulo V

Quadro V-1 Composição mineralógica das argilas dos locais de amostragem.....229

Quadro V-2. Propostas de correlação morfoestratigráficas da superfície culminante da bacia do Tejo e do primeiro nível embutido nesta superfície (NML) com superfícies congéneres de outras bacias.....254

## Capítulo VI

Quadro VI-1 Granulometrias dos Ar de Ulme e Cascalheiras (em Mora-Coruche) .....266-B

Quadro VI-2 Composição petrográfica dos Ar. Ulme, leque aluvial de Maranhão e terraços mais antigos das ribeiras da Seda, Raia e rio Sorraia.....268-A

Quadro VI-3 Valores percentuais por classes de rolamento dos calhaus dos terraços mais antigos do rio Sorraia, das ribeiras da Raia da Seda e de Sor.....268-B

Quadro VI-4 Parâmetros estatísticos da composição petrográfica das amostras dos Ar. Ulme, leque aluvial de Maranhão, rib[a] da Raia, rib[a] de Sor e rio Sorraia.....268-C

Quadro VI-5 Granulometrias dos Cgl. SA e depósitos das rechãs (àrea de P. Sor).....276-A

Quadro VI-6 Composição petrográfica dos Cgl. SA , Ar. Ulme e depósitos de rechãs (área de P. de Sor).....276-C

Quadro VI-7 Parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Ar. Ulme Cgl. SA e depósitos das rechãs (àrea de P. de Sor).....276-D

Quadro VI-8 Granulometrias dos Cgl. SA/Ar. Ulme e depósitos do n. do C. Militar....278-B

Quadro VI-9. Número e percentagem de amostras dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço do NCM com assimetria positiva, aproximadamente simétrica e negativa..279

Quadro VI-10 Composição petrográfica dos Cgl. SA na área de Bemposta Tramagal e Chamusca.....280-A

Quadro VI-11 Composição petrográfica dos terraços do nível do Campo Militar.....281-A

Quadro VI-12 Parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA e dos depósitos de terraços (área de Bemposta, Tramagal, Chamusca).....281-B

Quadro VI-13 Granulometrias dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço da área de Gavião Alvega.....282-B

Quadro VI-14 Composição petrográfica dos Cgl. SA (área de Gavião-Alvega).....284-A

Quadro VI-15 Comp. petrográfica dos depósitos de terraço (área de Gavião-Alvega)...284-B

Quadro VI-16 Parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço (àrea de Gavião- Alvega).....284-C

Quadro VI-17 Composição petrográfica, dimensão dos clastos e calibragem da matriz dos terraços na área de Glória do Ribatejo.....286-A

Quadro VI-18 Comparação do MPS dos calhaus dos Cgl. SA e dos terraços.....292-A

## Capítulo VII

Quadro VII-1. Principais níveis embutidos a jusante de Chamusca.....308

Quadro VII-2. Níveis embutidos entre Chamusca e Abrantes.....312

Quadro VII-3 Níveis embutidos entre Abrantes e Alvega.....318

Quadro VII-4 Rejeito dos depósitos pliocénicos (Cgl. SA), dos terraços mais antigos do Tejo e do terceiro nível de terraços, provocado pelo movimento da falha da ribeira de Ulme.....328

## Capítulo VIII

Quadro VIII-1 Rolamento dos calhaus dos patamares (T4) e (T5).....378-A

Quadro VIII-2 Estudo dos depósitos do patamar T4 e do terraço (T5) do C.R.I.A.....379

Quadro VIII-3 Reconstituição das cotas do paleovale do Tejo, nos sectores de Rossio, Tramagal-Montalvo e Almourol, com base na espessura das aluviões.....384

Capítulo X

Quadro X-1 Deslocamentos verticais e taxas de deslocamentos verticais de alguns degraus tectónicos da bacia do Tejo.....418-A

Anexos.....459

Referências bibliográficas.....473

# RESUMO

A análise das deformações tectónicas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo constituiu, desde o início, um dos objectivos deste trabalho, de índole essencialmente geomorfológica. Esta preocupação inicial acabaria por influenciar "a linha de orientação" da tese. Pretendia-se, com este estudo, colmatar uma lacuna sobre morfotectónica, numa das unidades estruturais do relevo de Portugal, até à data pouco atractiva para os geomorfólogos. Recordo que, na altura, os trabalhos realizados na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo eram de outra índole: sedimentologia, paleontologia e estava em curso um trabalho de fundo sobre a litoestratigrafia da Bacia Terciária do Baixo Tejo. Mas, em quase todos os estudos anteriores, a evolução mais recente da bacia não era tratada, contando-se de meados da década de quarenta um trabalho de fundo sobre essa evolução, a que se seguiram sínteses posteriores.

A análise morfotectónica da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo abrange, portanto, o período de esvaziamento sedimentar quaternário, dedicando-se ao estudo das formas de relevo, deformações tectónicas e depósitos geradas desde o final do enchimento *fini*-terciário da bacia até ao enchimento holocénico. Esta análise procura seguir uma ordem cronológica: da superfície culminante para os embutimentos mais recentes (glacis e terraços quaternários), beneficiando de contributos importantes anteriores, que definiram as principais unidades litostratigráficas da bacia. Conjugando critérios geomorfológicos e estratigráficos, que ajudaram a identificar as principais deformações tectónicas no interior da bacia, procura-se mostrar, simultaneamente, as implicações que as mesmas deformações tiveram na evolução do relevo da bacia.

Uma síntese bibliográfica sobre a estruturação da Bacia Terciária do Baixo Tejo, etapas do seu enchimento e principais unidades litostratigráficas de cada uma das etapas é apresentada no capítulo I. O trabalho subdivide-se nas seguintes temáticas: 1) relevos do Maciço Antigo contíguo da bacia e níveis culminantes da mesma (capítulos II e III); 2) leques alu-

viais do bordo norte da bacia do Tejo (capítulo IV); 3) níveis embutidos, nomeadamente, superfícies erosivas, *glacis* e terraços quaternários (capítulos V e VII); 4) depósitos associados aos níveis embutidos (primeiros terraços do Tejo) ou de terraços inferiores (capítulo VI e VII); 5) alvéolos do Tejo (Tramagal, Rossio e Alvega), ou depressões morfotectónicas no interior do vale do Tejo (capítulo VIII).

As deformações tectónicas foram sucessivamente abordadas nos vários capítulos, sobretudo nos de índole geomorfológica, mas as amplitudes e estilos das deformações e suas implicações sobre a rede de drenagem, acabariam por constituir a parte essencial do capítulo IX.

O trabalho começa por abordar as principais unidades do relevo do Maciço Antigo, contíguo da bacia. Essas unidades são formadas por *inselberge* quartzíticos, por uma *superfície fundamental* poligénica, abaixo dos inselberge e por *cristas apalachianas*, postas em saliência pelo primeiro embutimento da drenagem (*nível de Mora-Lamarosa*, s.l.). Escolheu-se a superfície fundamental como unidade geomorfológica de referência dos deslocamentos tectónicos. A cartografia e perfis geomorfológicos mostram uma compartimentação tectónica do Maciço Antigo muito diversificada, com a superfície fundamental e depósitos de leques aluviais deslocados, nas áreas do bordo da bacia. Alguns destes leques devem ser correlativos dos retoques erosivos finais da superfície fundamental.

Analisam-se, a seguir, a natureza da *superfície culminante da bacia*, as relações desta superfície com as unidades litostratigráficas *fini*-neogénicas da bacia e com a *superfície fundamental* do Maciço Antigo. Verificou-se que a superfície culminante da bacia constitui um nível muito próximo da superfície de enchimento final dos "Conglomerados de Serra de Almeirim" e que a mesma podia ser utilizada, juntamente com a descontinuidade da base dos "Conglomerados de Serra de Almeirim", para identificar deformações tectónicas, no interior da bacia. Reconheceram-se deformações de grande raio de curvatura, balançamentos que acentuam o declive da superfície culminante, empolamentos devidos a soerguimentos do soco, subjacente aos depósitos e degraus tectónicos, que interrompem a conti-

nuidade morfológica da superfície culminante. Estimamos deslocamentos tectónicos desta superfície da ordem dos 25 a 75 m, desde o Pliocénico, que equivalem a taxas de deslocamento anual da ordem de 0,008 a 0,025 mm/ano, admitindo uma idade média de 3 milhões de ano para a superfície culminante da bacia. Estes deslocamentos afectam, igualmente, o primeiro nível embutido (*nível de Mora-Lamarosa* s.l.).

A análise pormenorizada do nível de Mora-Lamarosa (NML) é feita no capítulo V. Deram-se diferentes designações a este nível, consoante as áreas da bacia, mas todas correspondem ao primeiro embutimento da drenagem na superfície culminante da bacia e no Maciço Antigo, contíguo desta. No Maciço Antigo, o NML está representado por vales muito abertos, embutidos na superfície fundamental, sendo responsável pela individualização das cristas apalachianas. No interior da bacia, este nível trunca parcialmente os "Conglomerados de Serra de Almeirim", ou unidades litostratigráficas mais antigas, dependendo da compartimentação tectónica da bacia e dos movimentos que afectam os respectivos compartimentos. O nível de Mora-Lamarosa parece ter sido gerado por uma drenagem mal organizada, no Pliocénico terminal e encontra-se a altitudes muito desiguais, desnivelado pelos acidentes que deslocam a superfície culminante. Os rejeitos que separam as duas superfícies são, muitas vezes, de grandeza semelhante, indicando continuidade dos movimentos tectónicos, posterior à formação do nível de Mora-Lamarosa. Este nível parece ter correspondência com níveis embutidos de outras bacias terciárias, com os quais se adianta uma proposta de correlação cronológica.

Na fase final do desenvolvimento do nível de Mora-Lamarosa, devem ter-se formado os primeiros terraços de acumulação do Tejo, relacionados com eixos de drenagem mais organizados, próximos dos sistemas fluviais actuais. Estes terraços são formados por elementos siliciclásticos grosseiros, removidos dos "Conglomerados de Serra de Almeirim". A separação destes depósitos, nem sempre é fácil, pois, muitas vezes, os primeiros terraços do Tejo assentam sobre os "Conglomerados de Serra de Almeirim". A distinção entre uns e outros fez-se com base na posição,

análises granulométricas e composição petrográfica destes depósitos cujos resultados se apresentam no capítulo VI.

A necessidade de conhecer a natureza de níveis embutidos, no interior do vale do Tejo, conduziu ao estudo de depósitos conglomeráticos da margem direita e norte deste rio. Na referida vertente, ocorrem depósitos de composição dominantemente quartzítica, subangulosos a sub-rolados, com tamanhos máximos (MPS) de 30 cm. Estes depósitos foram designados formalmente por "*Conglomerados de Rio de Moinhos*", sendo reconhecidos desde Abrantes até Milreu, próximo de Vila de Rei. O derrame destes depósitos foi associado a organismos fluviais do tipo leque aluvial, relacionados com os primeiros levantamentos do bordo norte da bacia do Tejo. A descoberta destes depósitos, cujo posicionamento estratigráfico antecede a deposição dos "Conglomerados de Serra de Almeirim", obriga a uma futura revisão das unidades litoestratigráficas do bordo norte da bacia, depositadas por mecanismos do tipo leque aluvial. Discute-se, na parte final do capítulo IV e na parte conclusiva do trabalho (capítulo X) uma hipótese alternativa para o enquadramento das mesmas.

O estudo sedimentológico abrange também os depósitos da superfície culminante ao norte do Tejo, que se comparam com os depósitos em idêntica posição, ao sul deste rio. As diferenças petrográficas e morfométricas entre os "Conglomerados de Serra de Almeirim" a norte e a sul do Tejo, apontam no sentido dos conglomerados desta unidade terem áreas de alimentação distintas e terem sido depositados por organismos fluviais diferentes.

Os *glacis* e terraços, inferiores ao nível embutido mais antigo da bacia, constituem o tema do capítulo VII. Apresenta-se a cartografia destes níveis nos troços do médio e baixo Tejo. Discute-se a influência das variações eustáticas, da tectónica e do clima sobre o número de terraços do médio e baixo Tejo, em particular sobre as características do enchimento sedimentar do maior terraço do Tejo: o "*terraço de Alpiarça*". Este terraço mereceu um estudo mais detalhado, no troço do baixo Tejo. Apresentam-se evidências geomorfológicas e estratigráficas da ocorrência deslocamen-

tos tectónicos posteriores à formação do *terraço de Alpiarça*, cuja natureza não é inteiramente conhecida em toda a sua extensão.

Neste trabalho aborda-se a natureza de dois alvéolos do Tejo (Tramagal-Montalvo e Rossio de Abrantes). Discute-se a génese das escarpas e a modelação em *glacis* de algumas vertentes dos alvéolos, bem como a natureza dos depósitos que preenchem o fundo destas depressões. No troço do médio Tejo, os alvéolos, constituem os únicos locais, onde o máximo encaixe do Tejo, ocorrido, provavelmente, durante o período mais frio da Última Glaciação, não conseguiu esvaziar completamente os sedimentos terciários.

No capítulo IX analisa-se o comportamento da rede de drenagem face às direcções das fracturas mais importantes da bacia, discute-se a polémica questão dos vales dissimétricos e analisam-se as direcções das principais fracturas do Território Português sobre a compartimentação tectónica da bacia.

# ABSTRACT

The tectonic deformation analysis of the cenozoic basin of lower Tagus has been, since the beginning, one of the goals of this work, and it focus upon its geomorphological nature. This initial concern came to influence "the orientation guideline" of this thesis. The study intended to fill in a gap on geomorphotectonics, in one of the structural units of the Portuguese relief, which has been of little interest to geomorphologists to this day. I remember that, at the time, the works carried out in the cenozoic basin of lower Tagus were of another nature: sedimenthology, paleonthology and an ongoing major work on lithostratigraphy of the tertiary basin of lower Tagus. But, in almost every previous studies, the most recent evolution of the basin wasn't mentioned, and a major work on that same evolution dates back to the 40's, followed by several syntheses.

The morphotectonic analysis of the cenozoic basin of lower Tagus comprehends therefore, the Quaternary glyptogenesis period. On the other hand it deals with relief forms, tectonic deformations and deposits formed from the end of the *fini*-tertiary filling of the basin to the holocenic filling. This analysis tries to follow a chronological order: from the culminant surface up to the more recent levels (*glacis* and quaternary terraces), profiting from previous important contributes, that defined the main lithostratigraphic units of the basin. By combining geomorphologic and stratigraphic criteria that helped to identify the main tectonic deformations inside the basin, we intend to show, simultaneously, the implications that those same deformations have had on the evolution of the basin relief.

A bibliographic synthesis on the structuration of the Tertiary Basin of Lower Tagus, the stages of its filling and the main lithostratigraphic units of each stage are presented in chapter I. The work is divided into the following subjects:1) relief of the "Ancient Massive" next to the basin and culminant levels of the same (chapters II and III); 2) alluvial fans of the northern edge of the Tagus basin (chapter IV); recent levels, namely

erosive surfaces, glacis and quaternary terraces (chapters V and VII); 4) deposits associated with the recent levels (upper terraces of the Tagus) or from lower terraces (chapters VI and VII); 5) Tagus "alveolus"(Tramagal, Rossio and Alvega), or morphotectonic depressions on the inside of the Tagus valley (chapter VIII).

The tectonic deformations were constantly approached through out the chapters, mainly those of geomorphological nature, but the vastness and style of the deformations and their implications on the drainage system, came to be an essential part of chapter IX.

The work starts with an approach to the main units of the "Ancient Massive" relief, contiguous to the basin. These units are made up of quartzitic *inselberges*, by a main poligenic surface beneath the inselberges and by the *apalachian ridge*, which were jutted out by the first entrenchment of the drainage network and formation of the subsequent level (*Mora-Lamorosa level*, s.l.). It has been chosen the fundamental surface as a reference geomorphological unit of the tectonic displacements. Cartography and geomorphological profiles show a very diversified tectonic fragmentation of the "Ancient Massive", with the displacement of the main surface and alluvial fans deposits, in the areas of the basin borders. Some of these fans must correspond to the final erosive finishing touches of the main surface.

Next, come the analysis of the *culminant surface of the basin* nature and the connections of this surface with the lithostratigraphic fini-neogenic units of the basin and with the *fundamental surface* of the "Ancient Massive". It has been found that the culminant surface of the basin constitutes a very close level to the surface final filling of the "*Conglomerates of Serra de Almeirim*" and the same can be used, together with the discontinuity in the base of the "Conglomerates of Serra de Almeirim", to identify tectonic deformations inside the basin. We have recognized deformations with a large radius of curvature, tilted compartments that accentuate the slope of the culminant surface, uplifted compartments due to the raising of the "Ancient Massive", underlying the deposits and tectonic

steps, that break off the morphological continuity of the culminant surface.

We estimate tectonic displacements of this surface from of 25 to 75 m, from the Pliocene, which are equivalent to annual displacement rates of about 0,008 to 0,025 mm/annum, taking into account an average age of 3 million years for the culminant surface of the basin. These displacements affect, also, the first level, entrenched in culminant surface (the *Mora-Lamarosa level*, s.l.).

A detailed analysis of the Mora-Lamarosa level (NML) is made in chapter V. Several designations have been given to this level, depending on the basin areas, but all correspond to the first entrenchment of the drainage on the culminant surface of the basin and on the "Ancient Massive" next to this one. In the "Ancient Massive", the NML is represented by wide open valleys, lower the fundamental surface, being responsible for the individualization of the appalachian ridges. Inside the basin, this level cuts off partially, the "Conglomerates of Serra de Almeirim", or more ancient lithostratigraphic units, depending on the tectonic compartimentation of the basin and of the movements which affect the respective compartments.

The level of Mora-Lamarosa seems to have been generated by a drainage with deficient organization, in the late Pliocene and the same level is found at very unlike altitudes, unlevelled by accidents that also displace the culminant surface. The displacements that separate the two surfaces are, most of the time, of similar grandeur, showing continuity of tectonic movements, subsequent to the formation of the Mora-Lamarosa level. This level seems to have correspondence with levels of other tertiary basins, with which we propose a chronological correlation.

During the final stage of the development of the Mora-Lamarosa level, the first terraces of accumulation of the Tagus are supposed to have been formed, which are related to more organized drainage axes similar to the present fluvial systems. These terraces are formed by coarse siliciclatic elements, removed from the "Conglomerates of Serra de Almeirim".

The separation of these deposits is not always quite easy, because very often, the first Tagus terraces rest upon the "Conglomerates of Serra de Almeirim". The distinction between them is based on their position, grain-size analysis and petrographic composition of these deposits, the results of which are presented in chapter VI.

The need to know the nature of the lower levels, inside the Tagus valley, has led to the study of conglomeratic deposits of the right and northern bank of this river. On the said slope occur deposits of quartzitic composition, from sub-angular to sub-rounded, with maximum particles sizes (MPS) of 30 cm. These deposits were formally called "*Conglomerates of Rio de Moinhos*", being recognized from Abrantes to Milreu, near Vila de Rei. The overflow of these deposits was associated with fluvial organisms like the alluvial fan-type, related to do with the first raises of the northern border of the Tagus basin. The finding of these deposits, whose stratigraphic positioning come before the "Conglomerates of Serra do Almeirim", forces a future revision of the lithostratigraphic units of the northern border of the basin, deposited by identical mechanisms, like the alluvial fans type. It is discussed both in the final part of chapter IV and the conclusion of the work (chapter X) an alternative theory for the framework of the units.

The sedimenthological study also embraces the culminant surface deposits north of Tagus, that can be compared to the deposits with a similar position south of the river. The petrographic and morphometric differences between the "Conglomerates of Serra de Almeirim" north and south of the Tagus, stress the fact that the conglomerates of this unit have different feeding areas and having been deposited by different fluvial organisms.

The *glacis* and terraces, inferior to the Mora-Lamarosa level, are the subject of chapter VII. It is also presented here the cartography of these levels, in the medium and low section of the Tagus. It also discusses the influence of the eustatic oscilations, of the tectonics and of the climate on the number of terraces of medium and lower Tagus, especially, the char-

acteristics of the sedimentary filling of the largest Tagus terrace: the "*terrace of Alpiarça*". This terrace called for a more detailed study, in the lower Tagus section. There are several geomorphological and stratigraphic evidences of tectonic displacements after the formation of the terrace of Alpiarça, whose nature is not entirely known in its full extension.

This work focuses the nature of two Tagus depressions, crossed by this river (Tramagal-Montalvo and Rossio de Abrantes alveolus). The genesis of scarps and the modelation on *glacis* of some slopes of the mentioned alveolus, as well as the nature of the deposits that fill the bottom of those depressions are also discussed. In the medium section of the Tagus, the alveolus, are the only places, where the maximum entrenchment of the river, that took place, probably, during the coldest period of the Last Glaciation, wasn't able to erode the tertiary sediments completely.

Chapter IX will analyse the performance of the drainage network in view of the directions of the most important fractures of the basin. We also discuss the controversial question of asymmetrical valleys and analyse the directions of the main fractures of the Portuguese mainland on the tectonic compartimentation of the basin.

# AGRADECIMENTOS

Quando me foi proposto o estudo morfotectónico da Bacia Terciária do Baixo Tejo não imaginava a complexidade desta unidade morfoestrutural do relevo de Portugal, apesar de sobre ela já existirem vários trabalhos de fundo. Conservava, como traços gerais da Bacia Terciária do Baixo Tejo, uma área com formas monótonas e uma estratificação pouco deformada, segundo os manuais clássicos da geologia. Acabei por aceitar esta tarefa, desconhecendo, quase por completo, os problemas da área de trabalho. Só aos poucos e à medida que me "aventurava" dentro da bacia, fui dando conta dos sucessivos problemas, das dificuldades que se colocavam à sua resolução e do desafio, que tinha pela frente.

Não me cabe avaliar contributo deste trabalho para o conhecimento da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, apenas dizer que nele empenhei todo o esforço e o melhor que sabia. Outras pessoas e instituições colaboraram na consecução deste trabalho, a quem estou grato pelos vários apoios que recebi, pelos conhecimentos que me souberam transmitir e pelo convívio que mantive e espero continuar a ter.

Há cerca de 13 anos, iniciei com o Prof. Mariano Feio os primeiros trabalhos no âmbito da geomorfologia. Com ele percorri a bacia do Sado, o Alto e Baixo Alentejo. Foi o Prof. Mariano que me propôs o tema e a área de estudo, mas ainda sem limites definidos. Chefiava, na altura, o Centro de Ecologia Aplicada, instituição que ajudou a financiar este trabalho. A sua provecta idade não lhe permitiu ir tantas vezes quantas desejaria à área de estudo. Estabelecemos uma relação pessoal, que vai além das meras relações de trabalho. Tenho por ele grande estima.

Aos meus orientadores, Prof. António Brum Ferreira e Doutora Ana Ramos Pereira, estou especialmente grato por terem assumido o compromisso de orientação da tese, pelo apoio e acompanhamento da mesma, seja na disponibilidade mostrada nas idas ao campo, ensinamentos recebidos, nas várias discussões e reuniões de trabalho. Quero ainda agradecer

as palavras de incentivo finais, a leitura crítica dos textos, que reconheço, não serem de leitura atraente.

Ao Doutor Bernardo Pereira Barbosa, do Instituto Geológico Mineiro, agradeço a identificação das unidades litostratigráficas da bacia, mas também a boa disposição, espírito voluntarioso e vontade desinteressada em apoiar quem experimentava as mesmas dificuldades que o próprio sentira em anos anteriores, na mesma área.

Ao Doutor Pedro Manuel Roque Proença e Cunha, do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, estou grato pelos ensinamentos que me transmitiu em discussões científicas, visitas de estudo e congressos de geologia. Também agradeço as facilidades concedidas na pesquisa bibliográfica da Biblioteca do Departamento das Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e a bibliografia que me enviou.

Ao Doutor João Manuel Lopes Cardoso Cabral, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo seu contributo na interpretação das falhas do alvéolo de Montalvo, pela bibliografia que me disponibilizou e pela visita de estudo à Península de Setúbal.

À Prof. Maria Teresa Mira de Azevedo, do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa por ter organizado, a título particular, uma visita de estudo à Península de Setúbal, tendo-nos dado a conhecer as principais formações e níveis geomorfológicos da sua área de tese.

Outros colegas e instituições deram o seu contributo a este trabalho.

O Centro de Ecologia Aplicada, dirigido primeiro pelo Prof. Mariano Feio e posteriormente pelo Doutor Diogo Figueiredo, contribuiu financeiramente para este trabalho.

Quero salientar empresa de sondagens Acavaco, Lda., na pessoa do Eng. Paulo José Mota Chaves, que gentilmente me recebeu nas suas instalações, pondo à minha disposição a documentação necessária e os testemunhos das sondagens. Estou grato ao Prof. Martins de Carvalho pela

sua intermediação e facilidades concedidas na consulta das sondagens hidrogeológicas.

Ao Instituto Geológico e Mineiro agradeço as disponibilidades concedidas nas várias consultas bibliográficas e o financiamento concedido à tentativa de datação dos terraços pelo método *optically stimulated luminescence* (OSL).

Aos Doutores Celso Figueiredo Gomes e Fernando Tavares Rocha do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, agradeço as análises de argilas, feitas no laboratório da instituição, sem contrapartida financeira.

Às nossas Técnicas do Laboratório de Geologia, Sandra Cruz e Celeste Travessa, agradeço a preparação das amostras de argilas e análises granulométricas.

Ao Prof. Costa Almeida e Profª. Conceição Freitas do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pela cedência dos programas de cálculo informático dos parâmetros granulométricos.

Às colegas de ofício, Doutora Virgínia Henriques, que me substituiu durante a dispensa de serviço docente e às colegas Patrícia Rego e Domingas Simplício, pelos incentivos e convívio durante estes anos.

Ao Doutor Alexandre Araújo, por me ter libertado de trabalhos burocráticos, inerentes ao Departamento e pela forma como tem conseguido gerir os interesse colectivos.

Aos colegas geólogos, que me ajudaram a resolver problemas informáticos, em especial as "dicas" do Dr. Luis Lopes e Dr. Carlos Ribeiro.

Ao Dr. Carlos Cupeto pela sua intermediação na obtenção de programas informáticos na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Às nossas Assistentes Administrativas, Idalinda Estudante e Sandra Balixa, agradeço a disponibilidade e competência na resolução dos problemas administrativos.

Lembro o Prof. Francisco Gonçalves, durante o tempo em que esteve à frente do Departamento, pelas suas palavras de incentivo, tendo ainda lido e corrigido algumas versões iniciais dos textos da tese.

Ao Doutor Silvério Rocha e Cunha agradeço os apoios na formação dos textos.

O último mencionado pode estar em primeiro lugar noutras circunstâncias. Pelo convívio, noutras circunstâncias da vida, desejo ao meu amigo José Carrilho Lopes êxito para os seu trabalho.

# CAPÍTULO I

# O QUADRO GEOLÓGICO

## 1-LIMITES E ESTRUTURAÇÃO DA BACIA CENOZÓICA DO BAIXO TEJO

### 1.1-Limites da bacia cenozóica

A área de estudo situa-se na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BCBT), que constitui uma das unidades morfoestruturais da Península Ibérica (Fig. I-1). No território português, esta bacia é designada vulgarmente por Bacia Cenozóica do Tejo-Sado, em virtude das área drenadas por estes dois rios ocuparem parte significativa da bacia sedimentar. No entanto, a bacia cenozóica do Tejo-Sado constitui a mesma unidade estrutural e sedimentar, comprovada pela identidade e paralelismo das respectivas sequências sedimentares (CARVALHO *et al.*, 1983-85; BARBOSA, 1995; PIMENTEL, 1997).

A Bacia Cenozóica do Baixo Tejo contacta, do lado noroeste e poente, com os sedimentos da orla ocidental, depositados na fossa lusitana e, dos lados norte, sul e oriental com o soco arrasado, com altitudes inferiores a 400 m (Fig. I-2). Desse arrasamento resultou uma superfície de aplanamento designada, de modo genérico, por peneplanície alentejana, bem conservada no Baixo Alentejo e, no Alto Alentejo, na região de Nisa, constituindo a unidade fundamental do relevo do Sul de Portugal (FEIO, 1951a). Em termos morfológicos, a peneplanície alentejana é uma superfície poligénica, constituíndo o prolongamento, no território português, da *meseta estremeña* espanhola (SOLÉ, 1952). Ao desenvolver-se como nível geral da topografia, esta superfície constitui uma unidade geomorfológica de referência, no Sul do País, e, por isso, designamo-la por *superfície fundamental*; designação também utilizada por (PEREIRA, 1990).

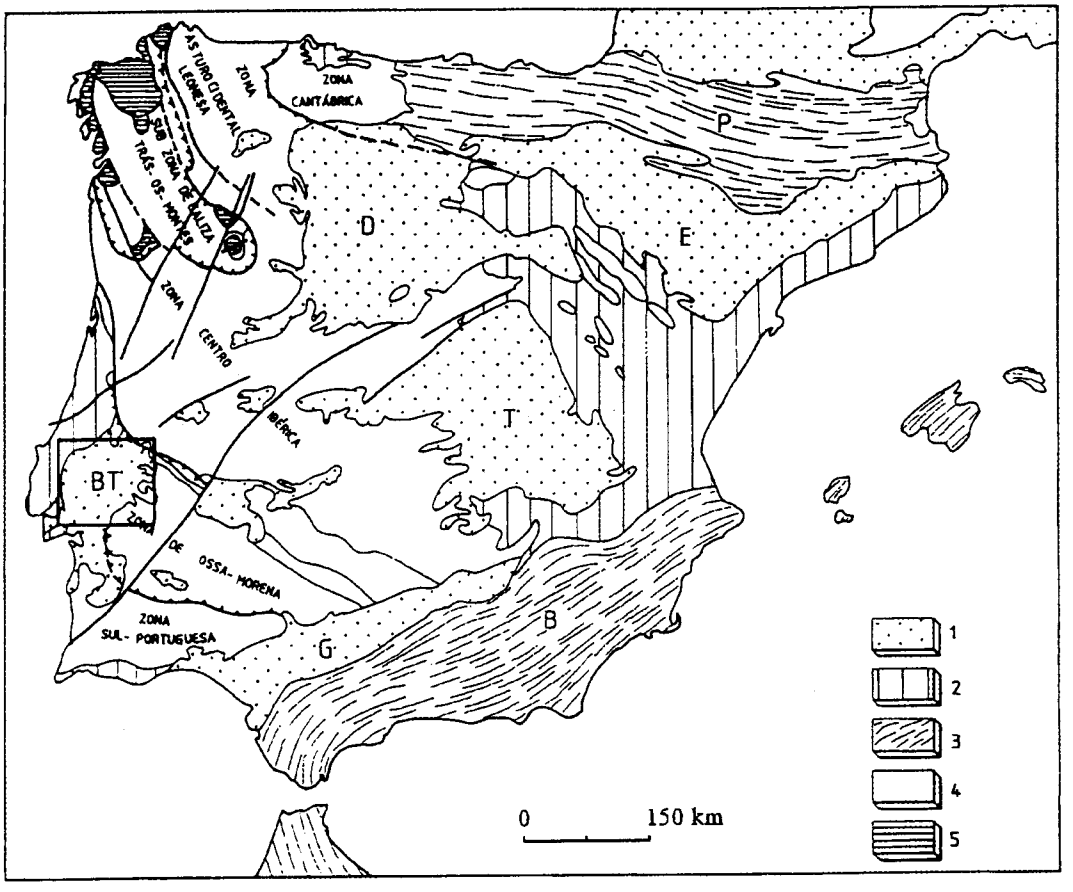



Fig. I-1. Enquadramento geológico da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BTBT). Unidades morfoestruturais e paleogeográficas da Península Ibérica, segundo Lautensach (1932), Lotze (1945), Juliver *et al.* (1974) e Pereira (1985, 1988).
Legenda: 1-Bacias Terciárias (D – do Douro; E – do Ebro; T – do Tejo; G – do Guadalquivir; BT – do Baixo Tejo e Alvalade). 2-Bordaduras mosocenozoicas moderadamente dobradas. 3-Cadeia Alpina (B – Béticas; P – Pirenéus). 4–Soco Hercínico, com as respectivas unidades geoestruturais. 5 – Maciços polimetamórficos.

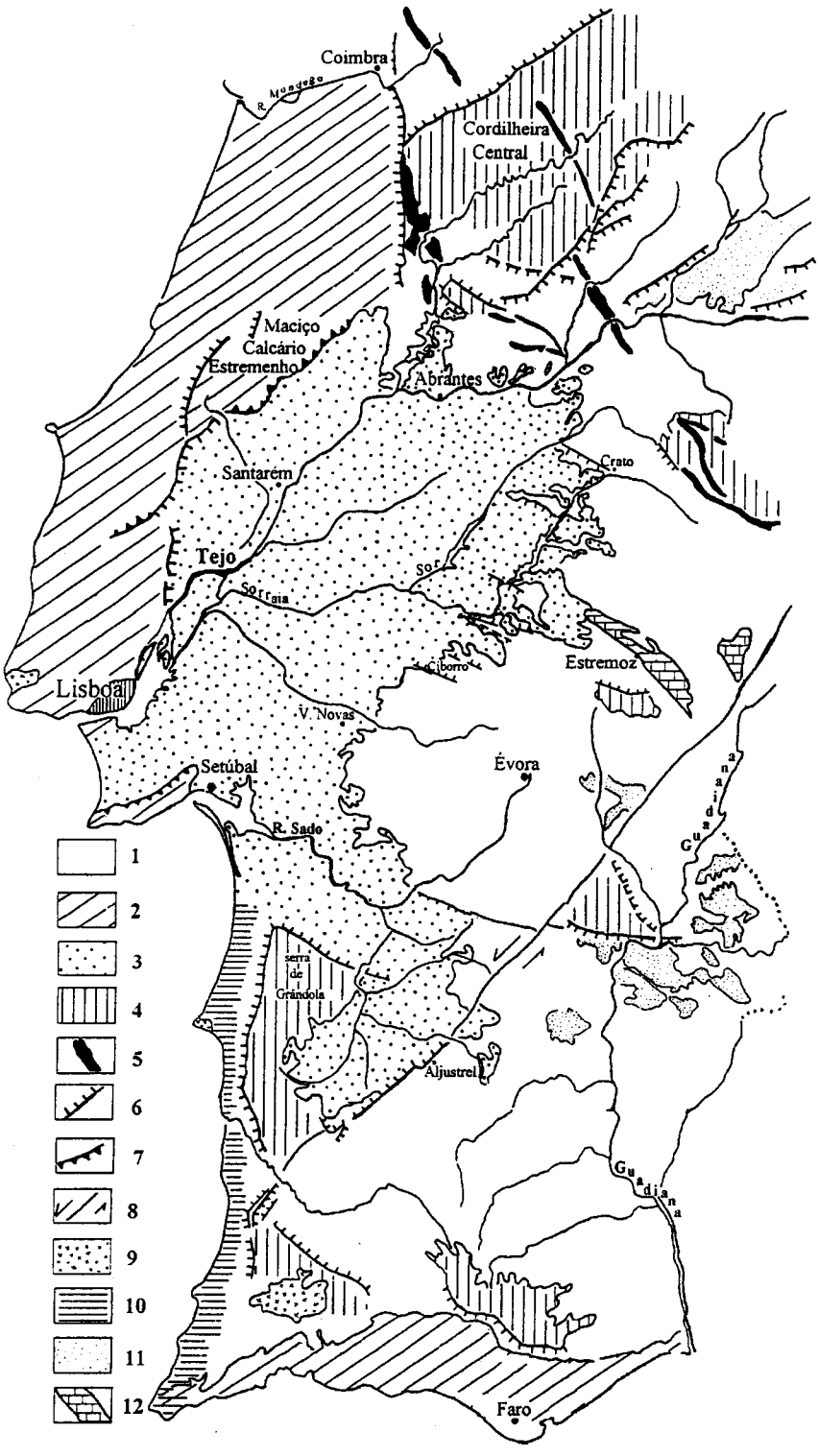



Fig. I-2. Principais unidades morfoestruturais enquadrantes da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado.

Legenda: 1- Maciço Hespérico (áreas arrasadas com altitude inferior a 400 m); 2- Orlas Meso-cenozóicas; 3- Bacia Cenozóica do Tejo-Sado; 4- principais relevos tectónicos do Maciço Hespérico; 5- cristas de quartzitos; 6- escarpas de falha; 7- cavalgamento; 8- falha de desligamento; 9- maciços subvulcânicos (granitos, sienitos e gabros); 10-plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental;.11-coberturas terciárias do Maciço Hespérico; 12- maciço calcário de Estremoz e Elvas-Vila Boim.

(Figura baseada na Carta Geomorfológica de Portugal de Ferreira, 1981).

Do lado noroeste, a bacia contacta com o "Maciço Calcário Estremenho", que cavalga os sedimentos da bacia, definindo um limite rígido materializado pela linha de cavalgamento.

Dos lados norte e nordeste, os sedimentos da bacia extravasaram para além da importante linha de sutura tectónica (Tomar, Badajoz, Córdova), que separa as zonas Centro Ibérica e Ossa Morena. Neste bordo da bacia, as coberturas cenozóicas, estendem-se, de forma dispersa, até à base das cristas quartzíticas do sinclinório de Amêndoa-Envendos e de Vila Velha de Ródão, que se elevam entre 100 e 300 m da superfície fundamental.

Dos lados nascente e sueste, os depósitos recobrem a superfície fundamental, talhada no soco varisco da Zona de Ossa-Morena, onde os depósitos da bacia parecem assentar por inconformidade. Nas áreas menos atingidas pela erosão, os sedimentos terminam ao nível da superfície fundamental, que se esconde para o lado ocidental sob a cobertura cenozóica. Esta situação ocorre entre Nisa e Crato, onde o substrato geológico, constituído essencialmente pela grande mancha de granitos porfiróides do norte do Alentejo, (RIBEIRO *et al.*, 1965), ajudou a conservar a superfície fundamental. Ao sul de Crato até à área de Ciborro, o contacto entre os depósitos da bacia e o soco apresenta-se muito mais recortado e irregular. Neste sector, a superfície fundamental encontra-se mais degradada, em comparação com o sector anterior, caracterizando-se a área de contacto da bacia com o soco, pelo afloramento dos sedimentos mais antigos em posição de bordo, provavelmente devido a erosão dos depósitos mais recentes.

No referido sector, os depósitos avançam sobre o soco paleozóico segundo "corredores" largos, alternando com afloramentos do soco que penetram muito para o interior da bacia. O avanço das coberturas sobre o soco segue estas áreas mais deprimidas, controlados por degraus topográficos ESE-WNW, que não se ajustam a limites litológicos. Suspeita-se que os degraus, no limite dos referidos "corredores", correspondam a falhas com orientação ESE-WNW. Apontam-se, a título de exemplo, a área de Chancelaria, limitada por um degrau entre os depósitos e os granitos da

região de Crato, a oeste desta localidade. Outra área deprimida situa-se entre Valongo-Benavila-Avis e está confinada do lado nordeste, pela falha de Casas Novas (CARVALHO & CARVALHOSA, 1982) e do lado sudoeste pela vertente de um vale dissimétrico (ribeira de Alcôrrego). Mais a sul, uma escarpa, na área de Maranhão, define um contacto por falha entre os depósitos e o soco. Esta escarpa limita, do lado nordeste, uma área deprimida, confinada ao sudoeste pelo degrau de Pavia. Este degrau coincide com a inflexão para ocidente da ribeira da ribeira da Seda e limita, do lado norte, um afloramento do soco, que penetra em cunha no interior da bacia. A análise geomorfológica, mais desenvolvida, apresentada no capítulo V (§ 5.1.1.2) parece indicar a ocorrência de um pequeno compartimento soerguido (*horst* de Pavia), nesta área.

Outro exemplo de controle tectónico dos sedimentos terciários verifica-se na área de Ciborro, onde uma falha afecta os depósitos da bacia, na área do v.g. Godeal (222 m) (ZBYSZEWSKI *et al.*,1979) (CABRAL & RIBEIRO, 1988). A escarpa de Ciborro prolonga-se para leste, até próximo de Arraiolos, onde desloca a superfície fundamental (FEIO & MARTINS, 1993). Abalos sismos, sentidos na região de Évora, têm sido registados próximos desta área.

Os exemplos referidos apontam para a ocorrência, no contacto oriental da bacia, de um sistema de falhas WNW-ESE, com orientação aproximadamente ortogonal ao contacto e que parecem individualizar pequenos compartimentos desnivelados à maneira de "teclas" desigualmente percutidas para o lado da bacia. As "teclas" com maior subsidência parecem constituir "corredores" por onde a sedimentação cenozóica mais se estendeu sobre o soco.

Estas deduções, apoiadas em trabalhos anteriores (FEIO & MARTINS, 1993) revistos neste trabalho, necessitam, de estudos mais detalhados, que confirmem aquilo que a geomorfologia e cartografia geológica sugerem.

Apesar das diferenciações entre os vários sectores do bordo oriental da bacia, parece haver um traço comum neste bordo da bacia, que consiste

numa deformação de grande raio de curvatura (flexura do soco), para ocidente, característica bem visível na área de Vendas Novas.

No sector oriental, as serras de Ossa, S. Mamede e o maciço calcário de Estremoz constituem os elementos morfológicos que mais se destacam da superfície fundamental. Alguns depósitos da bacia cenozóica chegam a recobrir esta superfície até à base do maciço calcário de Estremoz.

Para sul de Vendas Novas e já nos domínios da bacia do Sado, alguns degraus tectónicos limitam a bacia, tendo controlado a expansão das coberturas sedimentares. É o caso do degrau de Torrão (FEIO & MARTINS, 1993), situado no prolongamento para ocidente da falha da Vidigueira e dos elementos morfológicos associados à falha de Messejana, na área de Aljustrel e Colos, na extremidade sueste da bacia do Sado. (FEIO, 1951a; MARTINS, 1988; PIMENTEL, 1997). Acrescentam-se ainda, do lado sudoeste, o confinamento parcial da bacia do Tejo-Sado com as serras de Arrábida e Grândola-Cercal. Apesar destes elementos morfoestruturais, no quadrante sudoeste, a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo esteve, durante parte do seu enchimento, em ligação com o mar (AZEVEDO, 1982; ANTUNES & PAIS, 1993; PIMENTEL, 1997).

## 1.2-Estruturação e unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo

A formação da bacia cenozóica está ligada à evolução regional do extremo sudoeste da Eurásia, em particular ao comportamento cinemático das placas litosféricas africana e euro-asiática nos últimos 45-50 Ma.

No Eocénico, há 50 Ma, não existia mais nenhuma zona de subducção activa no Mediterrâneo Ocidental e a frente de colisão continental entre a África e a Eurásia estendia-se desde os Pirenéus à Transilvânia (TAPPONIER, 1977). Em virtude deste bloqueio geral, o conjunto do domínio europeu é submetido a uma compressão bastante homogénea NNE-SSW (*op. cit.* p. 452).

A colisão entre a África e a Eurásia, com o vector de aproximação acima referido, origina a reactivação distensiva das falhas NNE-SSW dentro da microplaca ibérica (falhas de Messejana, de Sor e sistema de falhas do vale inferior do Tejo), tendo-se aberto uma depressão alongada perpendicularmente à referida tracção (CARVALHO *et al.*, 1983-85; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990, 1992).

Conforme referem os autores, aqueles acidentes, nomeadamente o sistema de falhas do vale inferior do Tejo e a falha de Messejana, correspondem a acidentes profundos que atingem a descontinuidade de Mohorovicic, demonstrada pela geofísica (VICTOR *et al.*, 1980; HIRN *et al.*, 1981), sugerindo uma génese da bacia por adelgaçamento crustal em conformidade com o modelo de McKENZIE (1978), *in* CARVALHO *et al.*, (1983-85).

A Bacia Cenozóica do Baixo Tejo individualiza-se assim da Bacia Lusitana, acontecendo o mesmo com a Bacia do Mondego (CUNHA, 1992). Iniciam-se, nesta altura, os primeiros acarreios detríticos depositados por um sistema de leques aluviais com drenagem transversal à depressão tectónica em desenvolvimento (*op.cit.* 1992).

Durante o Miocénico prossegue a colisão entre a África e a microplaca ibérica, ao mesmo tempo que se assiste ao rodar do campo da tensão de compressão máxima para a direcção N-S, verificando-se esta situação no Miocénico superior (Tortoniano), altura em que a directriz de compressão já mostra tendência de convergência segundo a direcção NNW-SSE. A rotação do campo de tensões para o quadrante NW-SE é responsável pela chamada "inversão tectónica" (CARVALHO *et al.*, 1983-85, RIBEIRO, 1988, RIBEIRO *et al.*, 1990, 1992) operada no sistema de falhas NE-SW, como as que limitam a Cordilheira Central, que passam a actuar em regime compressivo, assim como os grandes acidentes de desligamento tardi-hercínicos com direcção NNE-SSW (Verín- Penacova e Bragança-Manteigas e falha do vale inferior do Tejo), igualmente reactivados durante a compressão pós-Tortoniana (CABRAL, 1989; CABRAL, 1993; SEQUEIRA *et al.*, 1997)

Este regime compressivo, com direcção NNW-SSE a NW-SE, mantém-se até aos nossos dias, mas no território português, verifica-se tendência para os vectores de aproximação se desviarem para a direcção WNW-ESE com a aproximação do litoral ocidental. Esta rotação da trajectória da tensão compressiva máxima é explicada pelas diferentes velocidades de convergência das placas euro-asiática e africana em domínio oceânico ao longo da zona de fractura Açores-Gibraltar, que regista subducção incipiente da litosfera oceânica sob os bancos submarinos de Goringe e Guadalquivir (RIBEIRO, 1984; MOUGENOT, 1988, *in* CABRAL, 1993) e colisão continental mais a leste, na zona bético-rifenha, onde a colisão continental bloqueia a aproximação das placas (BOUSQUET, 1977; BOUSQUET & PHILIP, 1981; PHILIP, 1987, *in* CABRAL, 1993).

A fase compressiva é responsável pelo soerguimento dos relevos exteriores da bacia sedimentar, como a Cordilheira Central, a serra da Arrábida e o Maciço Calcário Estremenho, tendo os levantamentos mais importantes início no final do Miocénico (RIBEIRO, 1988) e ocorrido em várias fases. A cada fase de levantamento tectónico, pós-tortoniano-médio, correspondem derrames de depósitos aluviais grosseiros no sopé de escarpas tectónicas. Sucedeu assim, nos sopés noroeste e sueste da Cordilheira Central, bem como junto à fronteira espanhola, em Monfortinho (RIBEIRO, 1942; DAVEAU *et al.*, 1985-86; FERREIRA, 1978; CUNHA, 1992; CUNHA & REIS, 1992; BARBOSA, 1995; SEQUEIRA *et al.*, 1997). Na realidade, os depósitos aluviais grosseiros, derramados desde o final do Miocénico do lado noroeste e sueste da Cordilheira Central, estão divididos por vários episódios, separados por descontinuidades à escala regional, ou da própria Península Ibérica (LÓPEZ MARTINEZ *et al.*, 1985) . Algumas dessas descontinuidades encontram correspondência em hiatos deposicionais na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, como de pode ver no quadro síntese do Neogénico continental ibérico de LÓPEZ MARTINEZ *et al.* (1985) in (CUNHA, 1992, fig. 4.14).

Convém referir, que existem igualmente outras roturas sedimentares, nos depósitos da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, anteriores à fase compressiva pós-Tortoniano médio. É o caso da descontinuidade que se-

para os sedimentos chatiano-aquitanianos dos paleogénicos, na região de Lisboa, que poderá ser atribuída à fase tectónica castelhana (30 Ma) e que outras roturas de menor escala poderão ser devidas a pequenas variações eustáticas, como parece ser o caso da rotura intra-aquitaniana (ANTUNES *et al.*, 1987).

# 2- ETAPAS DO ENCHIMENTO SEDIMENTAR E UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS.

## 2.1-Primeira etapa do enchimento da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BCBT).

O enchimento sedimentar da bacia processou-se em três etapas: a primeira vai do Luteciano superior ao Chatiano inferior, abrangendo parte do Eocénico e Oligocénico; a segunda etapa, com início no Chatiano superior, vai até ao Tortoniano inferior (Oligocénico superior - Miocénico superior); a terceira etapa vai do Tortoniano superior ao Pliocénico final (CUNHA, 1992; BARBOSA, 1995).

### 2.1.1-"Complexo de Benfica"

Os sedimentos da primeira etapa, têm várias designações: "grés de Monsanto e Calcários de Alcanede" (ROMAN & TORRES, 1907), "Complexo de Benfica" (CHOFFAT, 1950), "Complexo de Cabos" (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960), "Complexo atapulgítico" (CARVALHO, 1968), "Aloformação de Monsanto" (BARBOSA, 1995).

Perante o excessivo número de designações, referentes aos depósitos mais antigos da bacia do Tejo, optámos por aquela que nos parece ser a mais abrangente, em termos de unidades litostratigráficas: o "Complexo de Benfica" de CHOFFAT (1950).

Na área de estudo, os depósitos paralelizados com os do Complexo de Benfica afloram, sobretudo nos bordos oriental e norte da bacia. No bordo norte, aqueles depósitos estão muito compartimentado por falhas, sendo vulgar encontrarem-se nas vertentes dos vales e no fundo de pequenos fossos tectónicos recobrindo o substrato paleozóico (BARBOSA, 1995). Na área central da bacia, os depósitos do Complexo de Benfica, genericamente considerados paleogénicos, estão cobertos pelos sedimentos mais modernos; contudo, afloram junto de blocos sujeitos a levantamento tectónico, como os maciços de Montargil e Galveias, ou na base da escarpa oriental da ribeira de Sor.

Estes primeiros acarreios detríticos, relacionados com a reactivação distensiva dos acidentes NE-SW, que originaram a estruturação inicial da BCBT, parece terem sido depositados por um sistema de cones aluviais coalescentes, de baixo declive e com disposição transversal à fossa tectónica em desenvolvimento (CUNHA, 1992).

Mais recentemente, AZEVEDO & PIMENTEL (1995) propõem um modelo paleogeográfico diferente para a região a nordeste de Lisboa, no Paleogénico. Esse modelo consistiria na presença de um *horst* paleozóico, que no Paleogénico, alimentaria depósitos grosseiros para oeste (margem direita do rio Tejo e para leste (margem esquerda da ribeira de Sor).

Na região de Lisboa, REIS *et al.* (1991) distinguem, nos sedimentos da primeira etapa de enchimento da Bacia do Tejo, duas sequências limitadas por descontinuidades (SLD): a SLD 7 e a SLD 8, estando a última sequência (SLD 8) separada dos sedimentos aquitanianos superiores por uma descontinuidade regional atribuída à rotura tectónica castelhana, situada há cerca de 30 Ma (Fig. I-3). Internamente, os sedimentos do Complexo de Benfica apresentam uma descontinuidade, atribuída à fase pirenaica (GONZALEZ *et al.*, 1988), anterior à rotura castelhana.

As características sedimentológicas dos primeiros acarreios detríticos, nomeadamente, a presença de frequentes encrostamentos carbonatados (calcários palustres/lacustres e algumas cimentações siliciosas) a par da presença de paligorsquite e esmectite na fracção argilosa, assim como o

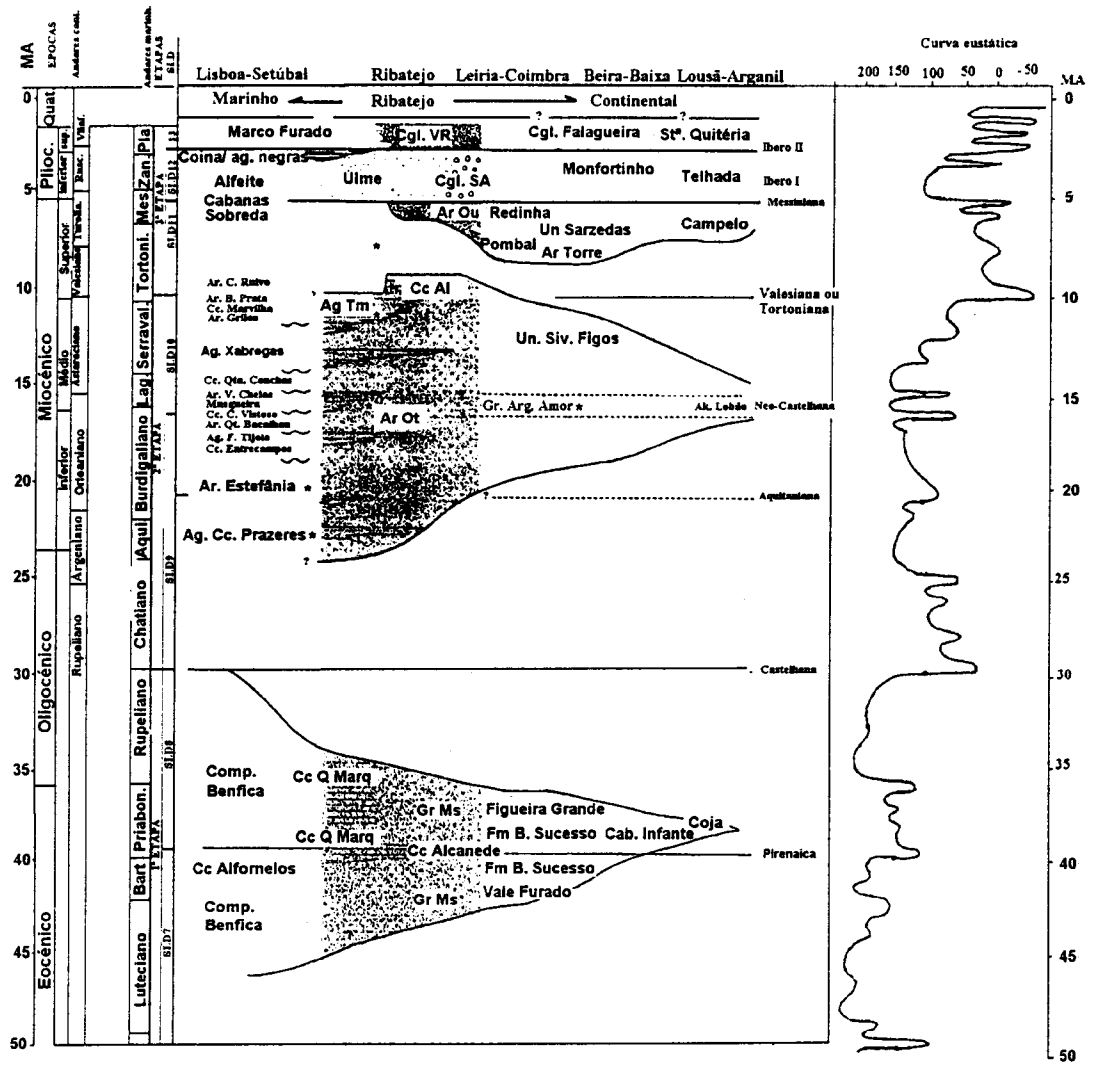



Fig. I-3. Quadro de correlação das unidades litostratigráficas do Ribatejo com as definidas nas regiões de Lisboa-Setúbal, Leiria- Coimbra, Beira- Baixa, Lousã- Arganil e respectívas "roturas" peninsulares.

—— "roturas" principais; ----- "roturas" prováveis; ~~ descontinuidades na coluna de Almada-Lisboa; * jazidas com valor cronostratigráfico; Gr. Ms – Grés de Monsanto; Ar. Ot – Arenitos de Ota; Ag. Tm – Argilas de Tomar; Cc. Al. Calcários de Almoster; Ar. Ou. Arenitos de Ourém; Cgl. SA – Conglomerados de Serra de Almeirim; Cgl. VR – Conglomerados de Vila de Rei.

(Extraído de BARBOSA, 1995).

carácter imaturo dos elementos detríticos mais grosseiros, apontam para ambientes relativamente confinados, possivelmente de tipo endorreico e com alimentações não muito longínquas (CARVALHO, 1968, CUNHA, 1992, BARBOSA, 1995). É sugerida uma génese climática para os encrostamentos carbonatados e siliciosos, que se teriam formado em condições de quimismo básico por precipitação em meios palustres/lacustres saturados (BARBOSA, 1995). Uma génese idêntica é apontada para as cimentações siliciosas e dolomíticas da Unidade de Cabeço de Infante (CUNHA, 1992), na Beira Baixa, equivalente à sequência deposicional 8 (SLD8), situada acima da rotura tectónica pirenaica e cuja idade poderá, em parte, ser já oligocénica (*op. cit.* 1992, p. 206, fig. 4.10).

Nos actuais domínios da bacia do Sado, os depósitos basais da série sedimentar, "Formações de Vale de Guizo" e de "Ervidel" (ANTUNES, 1983; GONÇALVES & ANTUNES, 1992 ; PIMENTEL, 1997) ter-se-ão depositado em contexto tectónico e climático idêntico. Segundo PIMENTEL (1997), na Bacia do Sado, os depósitos basais das formações de Vale de Guizo e Ervidel preenchem duas sub-bacias; a do Torrão e a de Messejana, geradas por compartimentação e subsidência de blocos tectónicos, resultantes do rejogo das falhas do Torrão, de Grândola e Messejana. Na dependência dos blocos soerguidos, ter-se-ão derramado leques aluviais em condições endorreicas e certa aridez climática. Em termos de correlações estratigráficas, PIMENTEL (1997) admite que as formações de Vale de Guizo e de Ervidel possam ser ligeiramente mais antigas, do que outras formações basais da Bacia do Baixo Tejo, ou seja, reportarem-se à SLD7 de CUNHA (1992) e não à SLD8. A sedimentação paleogénica ter-se-à atenuado e cessado, nas sub-bacias do Torrão e Messejana antes do episódio orogénico correspondente à fase pirenaica (*op. cit.*, 1997, p. 349).

## 2.2-Segunda etapa do enchimento sedimentar da bacia

No Oligocénico estabelece-se, no Mediterrâneo ocidental, um contexto tectónico diferente daquele que regeu o período anterior, enquanto

no Mediterrâneo oriental a evolução tectónica progride em continuidade com esse período (TAPPONIER, 1977). A pressão exercida pela África atinge principalmente as regiões da Europa oriental, central e média Ásia, que são arrastadas para leste, destacando-se parcialmente da Europa atlântica. Este contexto tectónico provoca a formação de um grande sistema de *grabens* intracontinentais, entre os quais se destaca o fosso do Reno, situado na fractura que separa a Europa oligocénica, desde o sul de Espanha ao Mar do Norte (*op. cit.*, p. 452 e fig. 5f).

Na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, a segunda etapa de enchimento está separada da anterior por uma rotura sedimentar correspondente a forte inflexão eustática negativa verificada há 30 Ma (HAQ *et al.*, 1987, 1988) coincidente com a rotura tectónica Castelhana (PÉREZ-GONZALEZ *et al.*, 1971). Vejam-se as variações relativas do nível do mar sobre a plataforma continental portuguesa face às embocaduras do Tejo e do Sado (Fig. I-4), modificada de COPPIER (1982) e MOUGENOT (1989) e, em BARBOSA (1995), a correlação das unidades litostratigráficas do Ribatejo com as definidas nas regiões de Lisboa-Setúbal, Leiria-Coimbra, Beira-Baixa, Lousã-Arganil e respectivas roturas peninsulares (Fig. I-3).

No bordo norte da Arrábida e na embocadura do Tejo, os sedimentos do início da segunda etapa (chatianos sup. ? – aquitanianos) estão em discordância angular sobre os paleogénicos-cretácicos, e foram precedidos pela formação de *horsts* e *grabens* (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965; MOUGENOT, 1989, in CUNHA, 1992). Nas referidas áreas, a descontinuidade que separa os sedimentos da segunda etapa dos paleogénicos-cretácicos é atribuída à fase tectónica Castelhana, que origina distensão na plataforma continental do Baixo Alentejo e na Arrábida, mas compressão na montanha de Camões (MOUGENOT, 1989, *in* CUNHA, 1992). Esta interpretação é baseada nos perfis de sísmica de reflexão, realizados nas embocaduras do Tejo e do Sado (COPPIER & MOUGENOT, 1982; MOUGENOT, 1989).

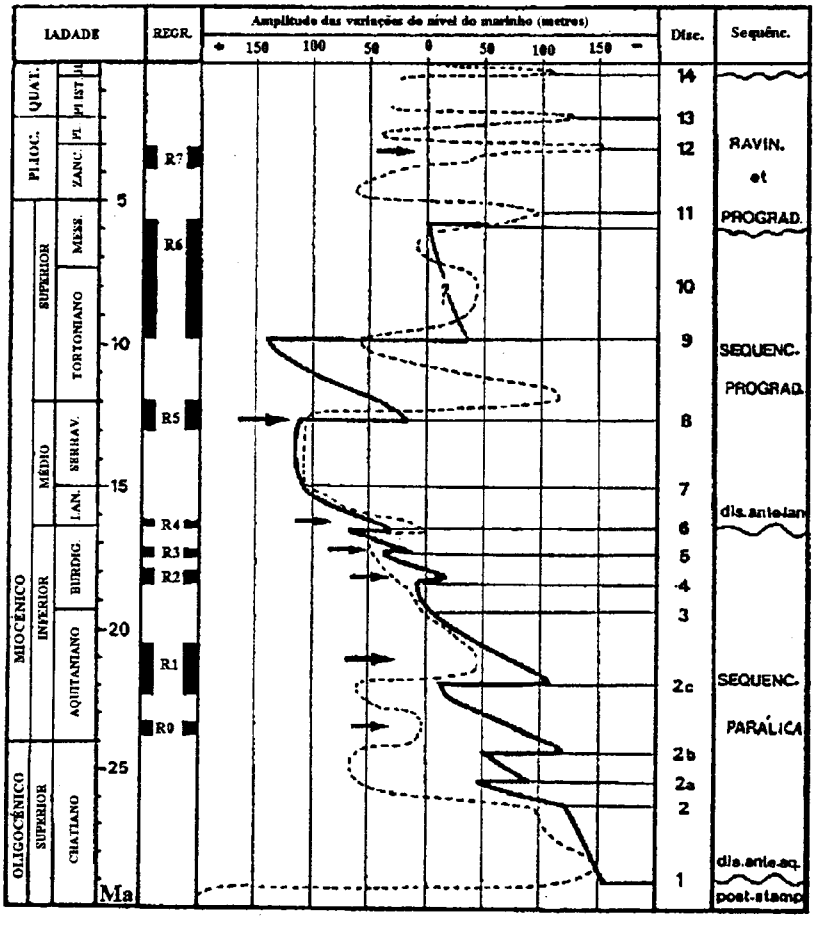



Fig. I-4. Variações relativas do nível do mar no Neogénico sobre a plataforma continental portuguesa, face às embocaduras do Tejo e do Sado (modificado de COPPIER, 1982; MOUGENOT, 1989). Na figura estão também apresentadas as regressões (R1 a R7), identificadas na Bacia do Baixo Tejo (ANTUNES, 1980); as variações da espessura da coluna de água (curva a traço cheio; modificada pelo autor para o intervalo Tortoniano superior – Missiniano), determinadas com base nos perfis de sísmica de reflexão segundo o método dos "on-laps" costeiros (VAIL, et al., 1977); as diferentes descontinuidades (1 a 14) distinguidas nos perfis sísmicos; as principais sequências sedimentares e seus limites (dis: discordância).

(Extraído de Cunha, 1992).

Os sedimentos desta etapa estão divididos em duas sequências deposicionais (SLD): a SLD 9 e a SLD 10, sendo a rotura que separa a SLD 9 da SLD 10 atribuída à fase tectónica neocastelhana (AGUIRRE *et al.*, 1976; ANTUNES & MEIN, 1981), que ocorreu no final do Burdigaliano intra-Aragoniano nas embocaduras do Tejo e do Sado e responsável pelo primeiro soerguimento tectónico da Arrábida (SEIFERT, 1963; ZBYSZEWSKI, 1967; *in* CUNHA, 1992). Esta etapa termina com a rotura tectónica intra-valesiana ou intra-tortoniana (9,5 Ma), que aconteceu muito próximo de importante inflexão eustática negativa, há cerca de 10,5 Ma (Miocénico superior) (Figs. I-3 e I-4).

Durante esta etapa verificaram-se várias transgressões e regressões do mar, com uma tendência geral para um regime transgressivo até ao Serravaliano. A partir do Serravaliano, o mar manifesta tendência regressiva, que culmina com duas importantes oscilações negativas no final do Serravaliano e início do Tortoniano (COPPIER, 1982; MOUGENOT, 1989, ANTUNES, 1980; ZBYSZEWSKI, 1964a; ALBERDI *et al.*, 1978; ANTUNES & PAIS, 1993; COTTER, 1956, BARBOSA, 1995) (Figs. I-4 e I-5).

Em termos de grandes oscilações positivas do nível do mar, há a considerar, durante esta etapa, a transgressão do Aquitaniano na qual a linha de costa se estendia para o interior até à região de Almeirim, formando um golfo bastante reentrante; circunstâncias que voltaram a ocorrer na grande transgressão do final do Aquitaniano, início do Burdigaliano e durante a grande transgressão serravaliana (ANTUNES & PAIS, 1993). O constrangimento do golfo inicia-se a partir do Tortoniano Inferior (*op. cit.*, p. 10).

Na região de Lisboa, os primeiros sedimentos neogénicos apresentam intercalações marinhas (dominantes), continentais e de transição (ANTUNES *et al.*, 1987, ANTUNES & PAIS, 1993), mas no Ribatejo, os sedimentos miocénicos são essencialmente continentais. O início do primeiro ciclo neogénico está marcado, na região de Lisboa, por um conjunto muito variado de litofácies, que revelam uma variação vertical denuncia-

dora da acentuação de características marinhas. Datações absolutas dos sedimentos marinhos com glauconite deram idades entre 24 e 21 Ma (ANTUNES *et al.*, 1987). Contudo, a presença de fósseis (ostracodos e pólens), um pouco mais antigos, levam ANTUNES & PAIS (1993) a considerar que o denominado ciclo neogénico pode ter-se iniciado ainda no Oligocénico. Assim, continua por esclarecer o posicionamento estratigráfico e a amplitude do hiato deposicional que, na região de Lisboa, separa os sedimentos marinhos oligocénicos dos miocénicos. A atribuição de idade aquitaniana para a rotura tectónica na base deste primeiro ciclo neogénico apoia-se nas datações mais recentes, que atribuem 21 Ma aos sedimentos com glauconite e à coincidência temporal com o episódio de subida, a nível global, do mar, marcado por VAIL & HARDENBOL (1979) para o Aquitaniano (ANTUNES *et al.*, 1987).

### 2.2.1-"Arenitos de Ota" (Ar. Ot.)

No Ribatejo, ou seja, para o lado continental, o ciclo neogénico começa com os sedimentos mais antigos da "Aloformação de Almoster" (BARBOSA, 1995). Esta é constituída por três unidades litostratigráficas, que se ordenam das mais antigas para as mais recentes nos: "Arenitos de Ota", "Argilas de Tomar" e "Calcários de Almoster" (*op. cit.*, p. 75).

Os Arenitos de Ota parecem iniciar o ciclo neogénico do lado continental, contudo, há alguma incerteza quanto ao início deste ciclo, como atrás foi referido. Na falta de mais datações, BARBOSA (1995) admite que os Arenitos de Ota poderão reportar-se à discordância ante-aquitaniana de Coppier (*in* MOUGENOT, 1989) e integrarem uma fase progradativa siliciclástica anterior à deposição da série marinha da região de Lisboa/Almada, representada pelas "Argilas e calcários dos Prazeres" do Aquitaniano (*op. cit.*, 1995, p. 93) (Fig. I-5). Nesta perspectiva, a descontinuidade que separa os Arenitos de Ota do Complexo de Benfica poderia ser atribuída à inflexão eustática negativa dos 30 Ma, coincidente com a rotura tectónica castelhana. Neste caso, a deposição dos Arenitos de Ota

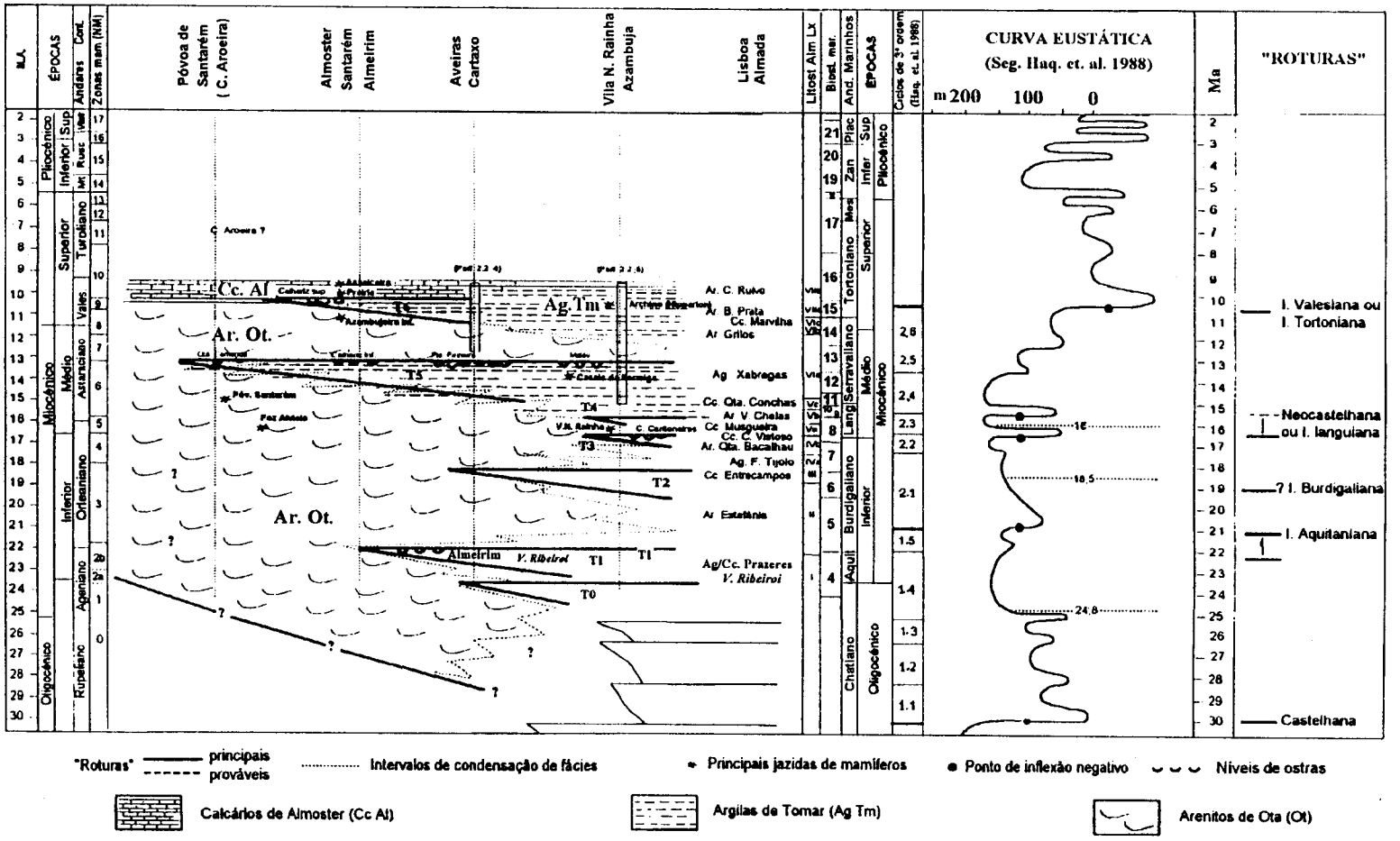



Fig. I-5. Tentativa de articulação/correlação dos ciclos transgressivos /regressivos (T/R – T0 a T6) modificados de ZBYSZEWSKI (1964ª) e de ALBERDI *et al.* (1978), da estratigrafia de Lisboa-Almada (cf. COTTER, 1956); e das principais descontinuidades registadas no Neogénico (ANTUNES & PAIS, 1992), com as inflexões negativas da curva eustática e os ciclos de 3ª ordem associados (Seg. HAQ *et al.* 1988) e com as unidades litostratigráficas (Ar. Ot, Ag. Tm e Cc. Al.) continentais agora definidas.

(Extraído de BARBOSA, 1995).

pode ter-se iniciado ainda no Oligocénico (*op. cit.*, p. 93 e 220), tal como os sedimentos marinhos da base do primeiro ciclo neogénico da região de Lisboa-Almada.

A unidade de Ota corresponde ao "Complexo detrítico" de CARVALHO (1968), da margem direita do Tejo e ao "Complexo montmoriloníticO" da margem esquerda. Na margem direita do Tejo, os Arenitos de Ota resultaram da erosão de sedimentos jurássicos e cretácicos do Maciço Calcário Estremenho; primeiro por erosão dos depósitos detríticos cretácicos, seguida dos calcários do Jurássico que mais tarde originaram o "Complexo lacustre" (CARVALHO, 1968) ou Calcários de Almoster (BARBOSA, 1995). Este facto veio a originar, no Miocénico da Bacia do Tejo, uma série litostratigráficamente invertida da jurássico-cretácica do Maciço Calcário Estremenho (*op. cit.*, 1968).

Os Arenitos de Ota definem, na Bacia do Tejo, um vasto conjunto sedimentar quartzarenítico e arcosarenítico com desenvolvimento positivo em termos megassequênciais, passando de modo gradual à unidade superior, representada pelas Argilas de Tomar, ou aos Calcários de Almoster (BARBOSA, 1995) (Fig. I-5). Em termos de modelo deposicional, os Ar Ot terão sido depositados em sistema aluvial de baixa sinuosidade, essencialmente areno-conglomerático que evoluiu no sentido distal e temporal para um sistema de alta sinuosidade, mais estável, de canais anastomosados e planície de inundação, onde se iniciaram os primeiros lagos ou pântanos, que recebiam os sedimentos finos da unidade seguinte: as Argilas de Tomar (*op. cit.*, p. 92), Fig. I-5.

Durante a deposição desta unidade, em regime continental, ocorreram vários episódios transgressivos alternantes com fases regressivas na região de Lisboa-Almada (Fig. I-5). Os ciclos transgressivos estão marcados por níveis de ostras. Duas transgressões foram bastante penetrativas, a transgressão do Aquitaniano (T1), que trouxe o mar até à região de Almeirim e a grande transgressão serravaliana (T5), assinalada igualmente com níveis de ostras na Quinta da Comenda, situada 3 km a sudoeste de Póvoa de Santarém.

### 2.2.2-"Argilas de Tomar" (Ag. Tm)

Esta unidade é constituída, essencialmente, por fácies silto-argilosas de cor vermelha/alaranjada, e aflora sobretudo do lado oriental do rio Tejo. No lado ocidental, os maiores afloramentos situam-se a norte do Entroncamento, entre esta localidade e Santa Cita (a oeste de Castelo do Bode), na área de Vale Figueiras (ao norte de Santarém) e próximo de Azambuja. No lado ocidental, a unidade com maior representação corresponde aos Calcários de Almoster, parcialmente correlativos das Argilas de Tomar (BARBOSA, 1995).

A cronostratigrafia desta unidade baseia-se em algumas jazidas de vegetais fósseis recolhidos na quinta das Figueiras e em Ulme (GONÇALVES *et al.*, 1979), Vale de Carros (ZBYSZEWSKI, 1946; TEIXEIRA, 1952a, 1952b; ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1979), que permitiram atribuir esta unidade ao Miocénico médio a superior, mais precisamente, ao Serravaliano superior a Tortoniano inferior (PAIS, 1981, *in* BARBOSA, 1995).

Em termos de ambiente deposicional, as litofácies das Argilas de Tomar são características de planícies de inundação em posição distal, próximas do delta (*op. cit.*, 1995, p. 102), ou seja, próximo do litoral. Encontram-se níveis de ostras nesta unidade em Lavre e Vila Nova da Rainha (CARVALHO, 1968; ANTUNES & PAIS, 1992), denunciando a existência de canais de maré. Em termos evolutivos, as Argilas de Tomar culminam uma evolução megassequencial positiva iniciada com a unidade de Ota (BARBOSA, 1995). Este autor distingue, na bacia do Tejo, duas paleogeografias e ambientes deposicionais diferentes, separados pela falha do vale inferior do Tejo e que seriam responsáveis pela deposição, na margem direita do Tejo, de outra unidade litostratigráfica com características sedimentológicas diferentes das Argilas de Tomar, mas parcialmente equivalente a esta unidade, em termos cronoestratigráficos. Na margem direita, ter-se-á depositado uma unidade composta essencialmente por fá-

cies corbonatadas e calichificadas, conhecida por Calcários de Almoster (Cc. Am.) (Fig. I-6).

### 2.2.3- "Calcários de Almoster" (Cc. Al.)

Esta unidade aflora exclusivamente a oeste do Tejo e equivale aos "Calcários de Santarém" (ROMAN & TORRES, 1907; ZBYSZEWSKI, 1953, 1954) e ao "Complexo lacustre" de CARVALHO (1968). A unidade aflora quase continuamente desde Aveiras de Baixo (a norte de Azambuja) até um pouco a norte de Tomar, constituindo o substrato geológico de grande parte do planalto da margem direita do Tejo, actualmente muito retalhado pela erosão quaternária. Na superfície deste planalto, soerguido por tectónica de tipo *horst*, situa-se a cidade de Santarém (CARVALHO, 1968; DAVEAU, 1980). Esta localidade, contudo, está edificada sobre depósitos carbonatados mais recentes (ZBYSZEWSKY, 1953).

A espessura dos Calcários de Almoster parece aumentar de WNW para ESE ou seja no sentido do actual leito do Tejo, como mostram algumas sondagens hidrogeológicas do Instituto Geológico e Mineiro, citadas por BARBOSA (1995). Os Calcários de Almoster passam superiormente aos "Arenitos de Ourém" e aos "Arenitos de Ulme", que assentam sobre aquela unidade por descontinuidade estratigráfica com valor regional (*op. cit.*, p. 220).

Os Calcários de Almoster caracterizam-se pela predominância de fácies carbonatadas (margas ou calcários), apresentando as fácies calichificadas estruturas prismáticas nodulares ou laminares e domínio de associações mineralógicas do tipo esmectite-ilite na fracção lutítica a que se associa a ocorrência de paligorsquite (BARBOSA, 1995).

De acordo com este autor, na área a leste da posição actual do Tejo, o sistema fluvial teria permanecido aberto até ao Valesiano superior, tendo-se depositado as Argilas de Tomar, mas, na área a oeste, e devido a maior subsidência, as condições eram favoráveis ao desenvolvimento de ambien-

tes palustres/lacustres que caracterizam as fácies dos Calcários de Almoster. Assim, enquanto as fácies das Argilas de Tomar tipificam um sistema fluvial aberto, ou seja, com ligação ao domínio marinho, os Calcários de Almoster correspondem a uma sedimentogénese condicionada por uma paleogeografia mais confinada ao resguardo da entrada de grandes quantidades de materiais detríticos (BARBOSA, 1995). As características paleogeográficas de um certo confinamento, associadas a condições climáticas temperadas quentes com estações bem contrastadas, ou mesmo ocorrência de episódios áridos (PAIS, 1981, 1986, 1989; ANTUNES *et al.*, 1992, *in* BARBOSA, 1995) estão de acordo com os tipos de minerais de argila dominantes nesta unidade.

A permanência do confinamento e abrigo, na área a oeste da posição actual do Tejo, em simultâneo com um período de descida relativo do nível do mar de quase 200 m (inflexão eustática negativa próxima de 10,5 Ma) (HAQ *et al.*, 1988) e da rotura tectónica intra-valesiana ou intra-tortoniana, pode parecer contraditório com a permanência da área de resguardo, onde se depositaram os Calcários de Almoster. Esta contradição levou BARBOSA (1995) a considerar que a subsidência da área de deposição dos Calcários de Almoster terá acompanhado ou superado ligeiramente o abaixamento generalizado da curva eustática. Os dois ambientes, palustre/lacustre, a oeste da posição actual do Tejo e o fluvial, a leste, resultam, segundo o autor, de abaixamentos tectónicos diferenciais dos compartimentos situados a oriente e a ocidente da falha do Vale Inferior do Tejo. O compartimento compreendido entre a falha dos Candeeiros e a falha do Vale Inferior do Tejo (compartimento ocidental) teria registado maior subsidência, comparativamente ao compartimento a leste da falha do Vale Inferior do Tejo (compartimento oriental) (*op. cit.*, p. 131) (Fig. I-6), permitindo a permanência dessa área de resguardo, em simultâneo com um período de descida do nível do mar. O comportamento tectónico diferencial dos dois compartimentos terá sido responsável pela formação do ambiente palustre/lacustre, na área de deposição dos Calcários de Almoster e do ambiente fluvial exorreico, na área de deposição das Argilas de Tomar.

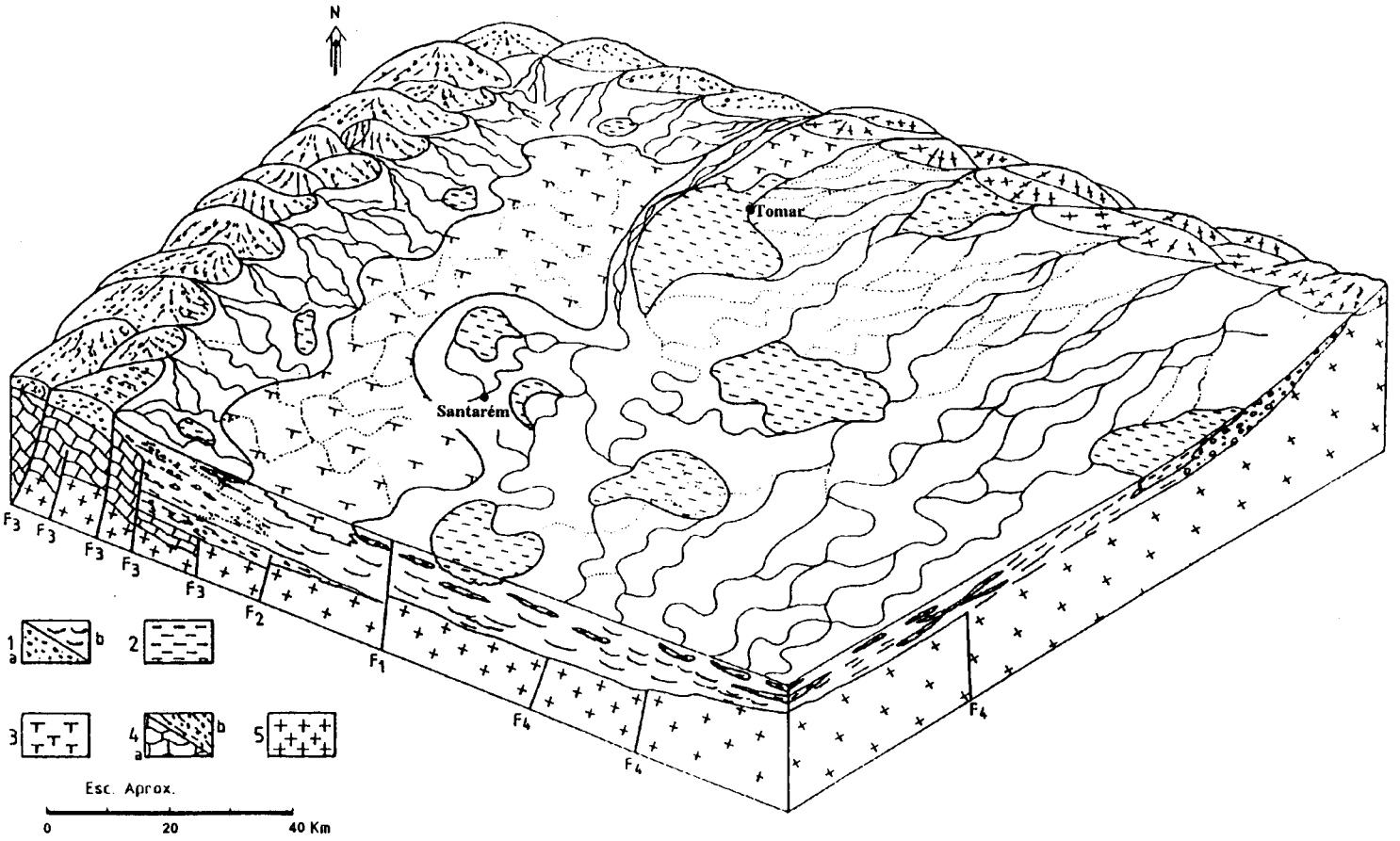



Fig. I-6. Bloco diagrama interpretativo dos sistemas deposicionais que integram a paleogeografia correspondente à Aloformação de Almoster, separados pela falha (F1) do vale inferior do Tejo (F VIT). 1- Ar. Ot (a – fácies proximais; b – fácies distais); 2- Ag Tm (fácies lutíticas); 3- Cc Al (fácies lacustres/palustres); 4- substrato mesozóico do MCE (a – Jurássico; b – Cretássico); 5-substrato Precâmbrico /Paleozóico (CC). F1 – F VIT; F2 – falha de Azambuja; F3 – falhas do MCE com a BTBT; F4- falhas intra BTBT.

(Adaptado de BARBOSA, 1995)

O sobrelevar do compartimento a ocidente da falha do Vale Inferior do Tejo em relação ao compartimento a oriente da referida falha[1] só se inicia, segundo o autor, com o rodar do campo de tensões regionais para a direcção SSE-NNW, no final do Miocénico (CARVALHO *et al.*, 1983-1985). Com a referida mudança do campo de tensões dá-se o rejogo inverso dos acidentes que constituem o sistema de falhas do vale inferior do Tejo e com ele a elevação do compartimento da margem direita relativamente ao compartimento da margem esquerda (BARBOSA, 1995).

Na bacia do Sado, parece não haver registo sedimentar correspondente à segunda etapa da Bacia do Baixo Tejo (PIMENTEL, 1997), ou seja, durante um intervalo de tempo de quase 30 Ma, abrangendo o Oligocénico até ao Tortoniano Superior. Este facto poderá estar relacionado com condições de estabilidade tectónica e isolamento relativamente a influências eustáticas transgressivas, que se verificaram na região de Lisboa, Alcácer e no Algarve (*op. cit.*, p. 344). Na área da bacia do Sado, não terá havido subsidência suficiente durante grande parte do Miocénico inferior e médio.

## 2.3- Terceira etapa do enchimento sedimentar.

Nesta etapa, acentua-se a colisão entre as placas africana e euroasiática, na zona bético-rifenha e assiste-se ao rodar do campo da tensão compressiva máxima para a direcção NNW-SSE, responsável pela rejogo inverso dos acidentes com direcção bética e pelo levantamento dos principais relevos exteriores à bacia do Tejo, como a Cordilheira Central, a serra da Arrábida e o Maciço Calcário Estremenho (CARVALHO *et al.*, 1983-85; RIBEIRO, 1988). Na bacia do Sado, dá-se, igualmente, reactivação dos acidentes que anteriormente haviam definido as sub-bacias paleogénicas e

[1] Deduzido pelo comportamento inverso da falha do vale inferior do Tejo na área de Vila Franca de Xira e pelo cavalgamento do Maciço Calcário sobre os sedimentos da bacia (Cabral & Ribeiro, 1988).

reinicia-se o preenchimento das depressões criadas com os depósitos do membro inferior da "Formação do Esbarrondadoiro" (PIMENTEL, 1997).

Na área continental, os sedimentos desta etapa são formados de elementos siliciclásticos, depositados por leques aluviais no sopé de escarpas tectónicas. Os depósitos apresentam grandes semelhanças tanto na Bacia do Tejo como na do Mondego (CUNHA, 1992). Durante esta etapa verificaram-se diversas fases de levantamento tectónico, que ficaram registadas por episódios deposicionais separados por descontinuidades. Fundamentalmente, estes episódios correspondem às sequências deposicionais (SLD) 11, 12 e 13, definidas por CUNHA (1992) na bacia de Lousã-Arganil e na Beira Baixa, com alguma correspondência em depósitos da mesma natureza na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.

No entanto, para esta etapa, não existe total correspondência entre as SLD definidas por CUNHA (1992) para a bacia de Lousã-Arganil e Beira-Baixa com as unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, definidas por BARBOSA (1995), como se pode verificar pelos quadros de correlação estratigráfica (Figs. I-3 e I-7).

Na Bacia da Lousã, a SLD11, correspondente à "Formação de Campelo", seria equivalente dos "Arenitos de Torre" da Beira Baixa (CUNHA, 1992), às "Camadas de Sobreda" (AZEVEDO, 1982) da Península de Setúbal e aos "Arenitos de Ourém" (BARBOSA, 1995) do Ribatejo.

A SLD12, representada, na bacia da Lousã-Arganil, pelos "Conglomerados de Telhada" e, na Beira Baixa, e pelos "Conglomerados de Monfortinho", não tem equivalência com qualquer unidade do Ribatejo, no quadro de correlação de CUNHA (1996).

A SLD13 corresponde aos "Conglomerados de Falagueira", na Beira Baixa e aos "Conglomerados de Santa" Quitéria, na bacia da Lousã. No Ribatejo, seria equivalente aos "Conglomerados de Serra de Almeirm" de BARBOSA (1995).

Contudo, para BARBOSA (1995), os Cgl. SA e os Ar Um, seriam equivalentes da SLD 12, ou seja, dos Conglomerados de Monfortinho, na

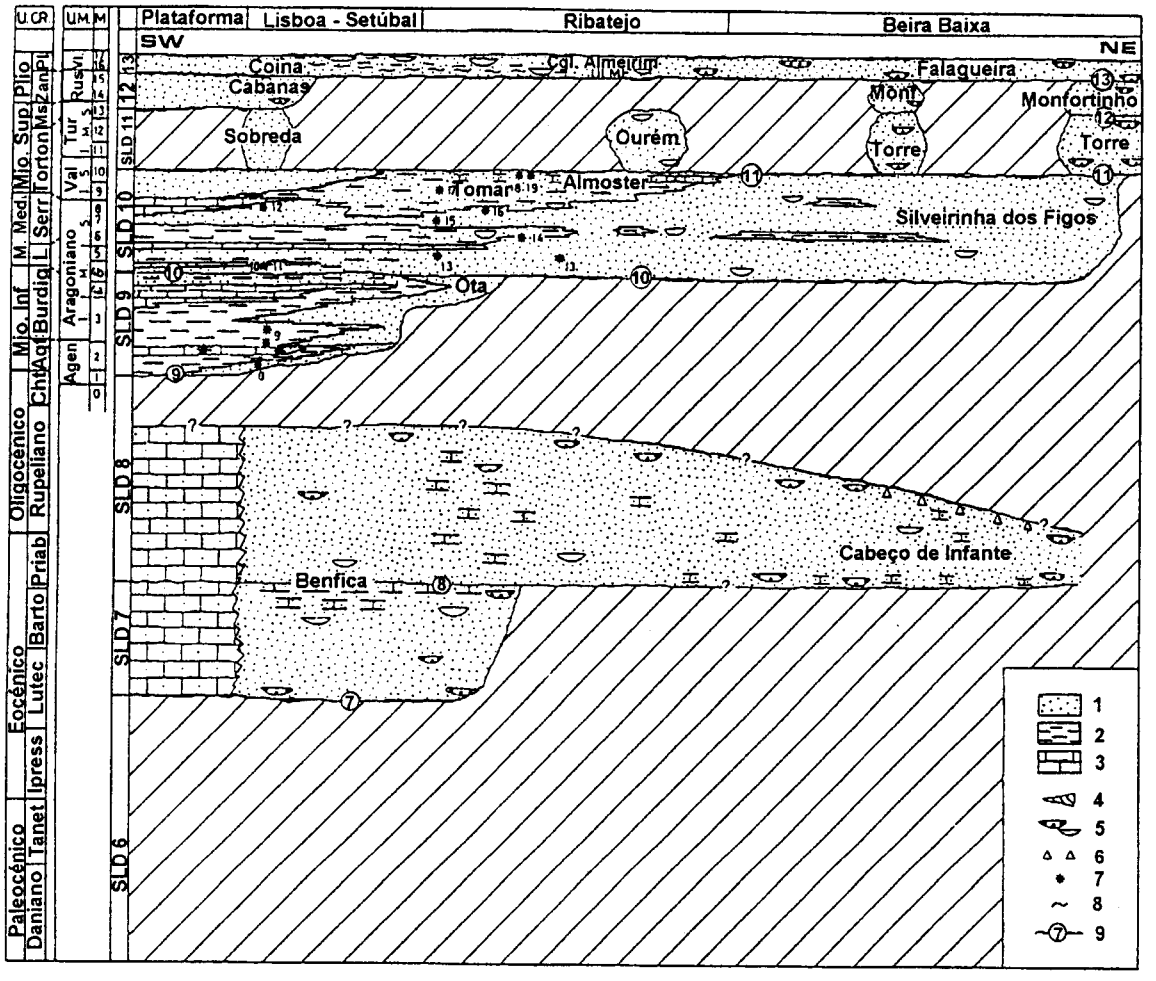



Fig. I-7 Corte esquemático, segundo SW-NE, da Bacia Terciária do Baixo Tejo, com as principais unidades alostratigráficas: SLD7 Luteciano superior – Bartoniano; SLD8 Priaboniano - Rupeliano; SLD9 Chatiano superior - Burdigaliano; SLD10 Burdigaliano Superior - Tortoniano inferior; SLD11 Tortoniano superior - Messiniano; SLD12 Zancleano; SLD13 Placenciano. Para o Neogénico utilizou-se a correlação entre as escalas continentais e marinhas apresentadas por ANTUNES & PAIS (1993), onde também se posicionam as principais jazidas de mamíferos de Lisboa-Almada e do Ribatejo.

Legenda: 1-conglomerados e arenitos; 2-lutitos; 3-carbonatos; 4-canais de elevada sinuosidade; 5-canais de baixa sinuosidade; 6-silcreto; 7-jazida fóssil com valor cronostratigráfico; 8-lignitos; 9-descontinuidade com representação à escala da bacia; M-zonas MN (mamíferos) de MEIN (1975).

(Extraído de Cunha, 1996)

Beira Baixa e dos Conglomerados de Telhada da bacia da Lousã-Arganil, enquanto a SLD13 seria equivalente dos "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR), na bacia do Tejo (Fig. I-3). Voltaremos a discutir este problema no capítulo IV, onde se apresenta uma proposta de correlação dos leques aluviais da superfície culminante ao norte do Tejo.

Na bacia do Sado, os sedimentos desta etapa estão representados pelas seguintes formações: "Formação de Esbarrondadoiro" (Tortoniano superior, Messiniano); "Formação de Alvalade" (Placenciano) e "Formação de Panoias" (Vilafranquiano médio) (PIMENTEL, 1997).

### 2.3.1-"Os Conglomerados de Rio de Moinhos" (Cgl. RM)

Na Bacia do Tejo, o episódio deposicional descrito por BARBOSA (1995) com o mesmo posicionamento estratigráfico da sequência deposicional 11 (SLD11) de Cunha (1992) são os Arenitos de Ourém. No entanto, esta unidade litostratigráfica não parece constituir, propriamente, uma unidade da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, mas do Mondego, uma vez que a paleodrenagem responsável pela sua deposição se fazia de leste para oeste, ou para oeste-noroeste, na direcção daquela bacia, verificando-se, no mesmo sentido, passagem gradual de fácies proximais a distais, desde a região de Outeiros Rachados (a noroeste de Tomar), até oeste do meridiano de Caxarias, na área de Olival e Pinheiros, já na região de Leiria (BARBOSA, 1995, Fig. 3.1). Os Arenitos de Ourém integram as manchas do "Miocénico Continental" (TEIXEIRA *et al.*, 1968), representado, em parte, pelos "Grés e Argilas de Pombal-Redinha" (SOARES & REIS, 1980) mostrando, portanto, continuidade cartográfica desta formação, situada a ocidente, com os Arenitos de Ourém da região de Tomar, a oriente (*op. cit.*, 1995, p. 154). Na região de Leiria-Pombal, verifica-se sobreposição do "Miocénico Continental" pelas "Argilas de Barracão", atribuídas ao Pliocénico (BARBOSA, 1983). Este posicionamento estratigráfico levou BARBOSA (1995) a considerar os Arenitos de Ourém do Miocénico supe-

rior, que o autor situa entre a "rotura" tectónica dos 10,5 Ma (tortoniana) e a "rotura" messiniana dos 5,5 Ma.

Posteriormente, MARTINS, *et. al.* (1998) e BARBOSA, *et. al.* (1998) descrevem na margem direita (e norte) do rio Tejo, desde Abrantes a Vila Nova da Barquinha, depósitos conglomeráticos, constituídos por clastos de composição dominantemente quartzítica, no geral, subangulosos e subrolados, com tamanhos máximos (MPS) de 30 cm.

Estes depósitos, que foram designados por Conglomerados de Rio de Moinhos[2] (MARTINS, *et. al.* 1998), são visíveis em toda a margem norte do Tejo. Do lado sul do Tejo, foram reconhecidos depósitos areno-conglomeráticos e argilosos que se julgam serem equivalentes às fácies mais distais dos Cgl RM. Os afloramentos mais importantes, que caracterizam a unidade, situam-se em Abrançalha de Baixo (Abrantes), Rio de Moinhos e Amoreira e são descritos adiante, no capítulo IV. A geometria cartográfica e o posicionamento topográfico, com que se apresentam, mostram que estes depósitos se situam a cotas muito variadas, que vão desde 50 m, próximo do vale do Tejo, a mais de 200 m na área de Milreu (Vila de Rei), 20 km a norte de Abrantes. Sobre os Cgl RM assentam os "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl SA), por descontinuidade estratigráfica. No entanto, ao norte do Tejo, a separação destas duas unidades, em termos petrográficos, nem sempre é fácil de estabelecer, em virtude da semelhança na composição petrográfica e no grau de rolamento dos elementos siliciclásticos. No capítulo IV é feita uma caracterização petrográfica e sedimentológica dos Cgl. RM.

O posicionamento estratigráfico dos Cgl. RM, na Bacia Terciária do Baixo Tejo é feito por enquadramento nas unidades anteriormente definidas. O limite inferior dos Cgl. RM corresponde a uma descontinuidade de caracter regional e o limite superior define outra descontinuidade da mesma hierarquia com os Cgl. SA. Em Rio de Moinhos, os Cgl. RM assentam sobre litofácies argilosas identificáveis com a unidade das Argilas de

[2] Localidade situada 5 km a W de Abrantes, onde estes conglomerados foram identificados pela primeira vez.

Tomar da área central da bacia. Na Amoreira e, mais a norte, na área de Milreu e Lousa, assentam, por descontinuidade erosiva, sobre os Grés de Monsanto do Paleogénico indiferenciado.

Os Cgl. RM são considerados equivalentes aos Arenitos de Ourém (Ar Ou) de BARBOSA & REIS (1994), BARBOSA (1995), que têm por equivalentes litostratigráficos, na região de Leiria-Coimbra, os arenitos de Redinha (dos Grés e Argilas de Pombal-Redinha) atribuídos ao Miocénico superior por SOARES & REIS (1980), REIS & CUNHA, (1989). Os Cgl RM, iniciam, portanto, a 3ª e última etapa da sedimentogénese terciária da bacia podendo englobar as Sequências Limitadas por Descontinuidades (SLD 11 e 12 ) de (CUNHA, 1992).

Na Bacia do Sado, os sedimentos correlativos desta unidade seriam os do membro inferior da Formação de Esbarrondadoiro (Tortoniano médio a superior), cuja sedimentação terá sido desencadeada pelos desnivelamentos tectónicos relacionados com a compressão bética (PIMENTEL, 1997); à semelhança do que aconteceu na Bacia do Baixo Tejo, na do Mondego e na região da Beira Baixa.

### 2.3.2- "Aloformação de Almeirim"

Na coluna estratigráfica, aos Arenitos de Ourém sucede a "Aloformação de Almeirim" (BARBOSA, 1995). Esta aloformação, que integra os "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl SA) e os "Arenitos de Ulme" (Ar Um) como unidades litostratigráficas (*op. cit.*, p. 157), veio a constituir o cimo do enchimento da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, expresso, em termos morfológicos, pela sua superfície culminante.

Dentro da Aloformação de Almeirim, os Cg. SA e os Ar Um integram um modelo de carácter essencialmente progradativo/agradativo, no qual os Arenitos de Ulme representam a associação de fácies mais distal e ligeiramente diacrónica em relação aos Cgl SA (BARBOSA & REIS, 1989; BARBOSA, 1995). O manto aluvial desta unidade é constituído por asso-

ciações de fácies com características proximais, na área situada ao norte do troço este-oeste do Tejo, onde as fácies conglomeráticas dominantes mostram formas canalizadas pouco nítidas, com fraca estruturação interna, compatíveis com os modelos 1 e 2 de MIALL (1985) *in* BARBOSA (1995).

A sul do Tejo, as associações de fácies mostram melhor estruturação, sendo compostas por alternância de corpos arenosos (SB) e conglomeráticos (GB), exibindo formas canalizadas (CH) com imbricação de calhaus. As referidas associações de fácies revelam características próprias de uma rede fluvial com bastante água, que transporta carga predominantemente conglomerática, numa planície aluvial de canais entrançados (*braidplain*), compatível com os modelos 2 e 3 de MIALL (1985) *in* (BARBOSA & REIS, 1989; BARBOSA, 1995). A paleodrenagem fazia-se para o quadrante sul-sudoeste ao longo de um eixo de maior fluxo, sensivelmente paralelo ao vale actual do Tejo, como ficou demonstrado pelas direcções das paleocorrentes e diminuição do tamanho máximo dos clastos (MPS) para aquele quadrante (*op. cit.*, 1995, p. 160). Ao nível das características do sedimento, a quase total ausência de registo de fácies de transporte viscoso, a inexistência de horizontes de encrostamento climático e a composição ilito-caulinítica da fracção argilosa indiciam condições de clima quente e húmido, que parecem ter prevalecido durante o Pliocénico Superior (DINIZ, 1984; PAIS, 1989; BARBOSA & REIS, 1991).

Para BARBOSA (1995), os Cgl. SA respondem, com o seu elevado influxo de terrígenos, à inflexão eustática negativa messiniana, verificada há 5,5 Ma e durante determinado tempo tiveram capacidade para suportar ou anular eventuais recobrimentos costeiros decorrentes da subida eustática, que se registou logo a seguir (5 Ma), assinalada na escala de HAQ *et al.* (1988) (ciclo de 3ª ordem 3.4). Possivelmente, devido ao forte potencial progradativo dos Cgl. SA, a transgressão pliocénica (placenciana) não terá progredido para o interior da actual linha de costa, na península de Setúbal. ANTUNES & PAIS (1993) consideram ter havido uma penetração do mar, no interior da Península de Setúbal, de cerca de 25 km, possivelmente no Placenciano. Uma tal penetração marinha, na Península de Se-

túbal, é negada por AZEVEDO (1982), que considera a sedimentação arenosa pliocénica da península de Setúbal (Areias de Coina) de origem fluvial ou fluvio-estuarina, podendo a linha de costa situar-se um pouco mais para oeste da posição actual (*op. cit.*, p. 126 e 260).

A Aloformação de Almeirim assenta por descontinuidade estratigráfica de importância regional sobre as Argilas de Tomar, ou por desconformidade sobre o soco varisco, nas áreas de bordo. A descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA foi usada, em várias áreas do médio Tejo, como nível guia, ou de referência, para confirmar deformações tectónicas no interior da bacia.

Em termos de posicionamento estratigráfico, a Aloformação de Almeirim é atribuída genericamente ao Pliocénico (BARBOSA, 1995). Este autor paraleliza esta unidade com os Conglomerados de Monfortinho da Beira Baixa e com os Conglomerados de Telhada da bacia da Louzã-Arganil, considerados do Pliocénico inferior (Zancleano) por CUNHA (1992, 1996).

No entanto, para CUNHA (1992), os Cgl. SA seriam equivalentes da SLD13, representada, na Beira Baixa, pelos Conglomerados de Falagueira (Cgl Fa) e, na bacia da Lousã, pelos Conglomerados de Stª Quitéria (Cgl. SQ), considerados do Placenciano. Segundo o autor, na região de Monfortinho, os Conglomerados de Falagueira terão sido depositados em leque aluvial, que alimentava lateralmente um rio entrançado e cascalhento proveniente de Espanha. A drenagem fazia-se para sudoeste ao longo de um paleovale genericamente coincidente com o alinhamento do Tejo. O sistema fluvial, que atravessava a crista quartzítica de Ródão, teria depositado, no Ribatejo, os Cgl. SA (*op. cit.*, p. 107, fig. 2.51).

Na bacia da Lousã-Arganil, os Conglomerados de Falagueira teriam como equivalentes os Conglomerados de Santa Quitéria (Cgl SQ), depositados em leque aluvial na base da escarpa da serra da Lousã, onde atingem 250 m de espessura. O leque progredia para ocidente na direcção do Atlântico e tinha como equivalente, a sudoeste de Coimbra, as Argilas de

Barracão, que representariam as associações de fácies mais distais do referido leque.

Controlos tectónicos, ocorridos no Pliocénico superior, terão sido responsáveis pelos sistemas aluviais que depositaram estas formações no sopé das escarpas tectónicas

BARBOSA (1995) estabelece, como vimos, uma correlação diferente, pois baixa ligeiramente a Aloformação de Almeirim na coluna estratigráfica e correlaciona-a com a sequência deposicional 12 (SLD12) de (CUNHA, 1992). Para aquele autor, a Aloformação de Almeirim seria equivalente dos Conglomerados de Monfortinho, na Beira Baixa e dos Conglomerados de Telhada, na bacia de Lousã-Arganil. Enquanto a sequência deposicional 13 (SLD13) estaria representada, na BCBT, pelos Conglomerdos de Vila de Rei (Cgl. VR), identificados, pela primeira vez, no bordo norte da Bacia do Baixo Tejo (BARBOSA & REIS, 1991).

A Aloformação de Almeirim é paralelizada, em termos estratigráficos, com a Formação de Alvalade (PIMENTEL & AZEVEDO, 1994; PIMENTEL 1997) da Bacia do Sado. O arranjo arquitectural de fácies e as características sedimentológicas da Formação de Alvalade reflectem, essencialmente, as mesmas condições paleogeográficas e climáticas, que assistiram à deposição da Aloformação de Almeirim, ou seja: um exorreísmo generalizado de uma rede fluvial atlântica, num contexto climático quente e húmido, que terá predominado durante grande parte do Placenciano.

### 2.3.3- "Aloformação de Vila de Rei"

Esta aloformação é constituída pela unidade litostratigráfica dos "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR) depositados, junto ao limite norte da Bacia do Tejo, sobre o soco arrasado (superfície fundamental) e sobre os Cgl. SA (BARBOSA, 1995). Na base das cristas quartzíticas do sinclinório de Amêndoa-Envendos, sistemas fluviais do tipo leque aluvial, depositaram materiais essencialmente conglomeráticos, muito heteromé-

tricos e mal rolados, envoltos em matriz fina areno-lutítica de cor vermelha alaranjada, sendo frequente o aparecimento, nesta unidade, de importantes encrostamentos ferruginosos (*op. cit.*, p. 207). As litofácies dos Cgl VR são constituídas por blocos e calhaus de quartzito transportados por fluxos de detritos do tipo *debris flow* (BARBOSA & REIS, 1991; BARBOSA, 1995).

No sentido longitudinal, estes leques não ultrapassam mais de 5 km para sul das cristas de Vila de Rei. Depósitos semelhantes a estes ocorrem na região de Mação (BARBOSA, 1995). A orientação da drenagem fazia-se de norte para sul e era diferente da que depositou os Cgl. SA, que progrediam para W e WNW, no "corredor" deprimido de Lousa e Milreu (*op. cit.*, p. 209).

Para BARBOSA (1995) os Conglomerados de Vila de Rei constituem uma unidade tectonosedimentar, que sucede aos Cgl. SA. Considerando o seu posicionamento morfológico e estratigráfico, o derrame dos Cgl VR seria anterior ao encaixe da rede fluvial quaternária (*op. cit.*, p. 215). Em relação à sua posição geomorfológica, o autor deixa em aberto a questão levantada por MARTIN SERRANO (1988); a de saber se os Cgl. VR representam a superfície culminante do enchimento neogénico, ou pelo contrário, são superfícies de enchimento embutidas naquela e já ligados à fase de gliptogénese.

Em termos estratigráficos, os Cgl. VR são paralelizados com a "Formação de Panoias" da Bacia do Sado (PIMENTEL, 1997) e com a formação de "Marco Furado" da Península de Setúbal (AZEVEDO, 1982) in PIMENTEL, (1997).

## 3-CONSIDERAÇÕES SOBRE AS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Da análise bibliográfica parece deduzir-se, e ser mais ou menos aceite, que o enchimento sedimentar da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo se

processou em três etapas distintas: uma que vai do Eocénico médio ao Oligocénico inferior, mais concretamente, Luteciano Superior-Chatiano Inferior; outra que abrange grande parte do Miocénico e que vai do Chatiano Superior ao Tortoniano Inferior (incluído) e, por último, a etapa do Tortoniano Superior-Pliocénico.

Na bacia do Sado, parece não existir registo sedimentar correspondente à segunda etapa da bacia do Baixo Tejo (PIMENTEL, 1997).

Os sedimentos da primeira etapa parecem estar relacionados com a estruturação inicial da bacia, originada por compartimentação de blocos associada ao rejogo de falhas NE-SW em campo de tensões distensivo, no qual se individualizaram, da Bacia Lusitânica, as Bacias Terciárias do Mondego e do Tejo. Os sedimentos desta etapa têm sido genericamente atribuídos ao Paleogénico (CARVALHO, 1968). Correlações, essencialmente de ordem litostratigráfica e estrutural com outras unidades apontam uma idade que pode ir desde o Eocénico médio ao Oligocénico para os sedimentos mais antigos da bacia (CUNHA, 1992; BARBOSA, 1995). Na bacia do Tejo, estes sedimentos parece terem sido alimentados por sistemas de leques aluviais laterais em condições paleogeográficas de certo isolamento, mesmo nas áreas mais vestibulares, onde a sedimentação aponta para regime endorreico (CARVALHO *et al.*, 1983-85).

Da análise bibliográfica fica a ideia de que os sedimentos da primeira e da última etapa, são os que melhor se adaptam aos conceitos de unidades tectono-sedimentares, enquanto nos da segunda etapa, que constitui o enchimento principal, as variações eustáticas parecem ter influência maior nas condições de sedimentação; isto quando se considera uma escala de correlação que engloba as unidades litostratigráficas do Ribatejo e as séries marinhas e continentais da região de Lisboa-Almada.

Assim, as sequências deposicionais definidas na segunda etapa, ou que vierem a ser definidas numa estratigrafia de maior pormenor, poderão ajustar-se melhor aos conceitos de "sequências deposicionais" (SD) de MITCHUM *et al.*, 1977 e VAIL *et al.*, 1977 do que as da primeira e última etapa, onde os controles tectónicos sobre a sedimentação parecem ter sido

determinantes e, onde algumas unidades se terão depositado em condições de resguardo (endorreicas).

Na segunda etapa, onde a unidade dos Arenitos de Ota tem larga representação, verifica-se alguma correlação entre as oscilações positivas da curva eustática e as fases mais reentrantes dos sedimentos marinhos na parte continental, em geral representados pelos níveis de ostras, enquanto, as oscilações negativas estão marcadas pela progradação dos elementos siliciclásticos desta unidade para jusante (Fig. I-5). Com alguma independência relativamente às oscilações eustáticas, parecem ter permanecido os Calcários de Almoster, pelas condições paleogeográficas de confinamento, que atrás se referiram. Essas condições de confinamento foram, como vimos, atribuídas a causas tectónicas.

No que respeita aos sedimentos da primeira e última etapa, os primeiros representam a resposta à estruturação tectónica inicial da bacia e os da última etapa relacionam-se com os levantamentos mais importantes dos relevos exteriores à mesma, que ocorreram devido ao campo de tensões compressivo, gerado desde meados do Tortoniano. Os soerguimentos, correlativos da última etapa de enchimento da bacia, estão relacionados com a rotação da trajectória da tensão compressiva máxima para o quadrante norte, no final do Miocénico (Tortoniano), que reactivou os acidentes com direcção bética, como os que limitam a Cordilheira Central, a serra da Arrábida, ou o Maciço Calcário Estremenho. Estas condições geodinâmicas mantiveram-se durante o Pliocénico e Quaternário, com o campo de tensão de compressão máximo a rodar para o quadrante noroeste (CARVALHO *et al.*, 1983-85; RIBEIRO, 1984; RIBEIRO *et al.*, 1990)

Como se verá adiante (capítulo IX) este regime compressivo é responsável pela reativação dos principais sistemas de falhas durante o Pliocénico e Quaternário. Daqueles sistemas de falhas parecem ser, sobretudo, os acidentes WNW-ESE e NW-SE que tendem a abrir, e a originar *grabens* por tracção secundária induzida pela colisão SE-NW. Nas outras direcções de acidentes, os sistemas de falhas parecem jogar com movimentos

cavalgantes (falhas inversas) (RIBEIRO, 1984; CABRAL, 1989; CABRAL, 1993; SEQUEIRA *et al.*, 1997).

As estruturas sedimentares e características das litofácies das unidades litostratigráficas da terceira etapa, nomeadamente, os Cgl. SA e os Cgl. VR, levaram a associar aquelas unidades a sistemas fluviais do tipo leque aluvial, em conformidade com relevos sujeitos a levantamentos tectónicos, onde são frequentes sistemas fluviais deste tipo.

Discutiremos, neste trabalho, a ocorrência de outro episódio sedimentar, com mais de 50 m de espessura, no bordo norte da bacia, mais propriamente nas imediações de Abrantes (Rio de Moinhos e Montalvo), anterior aos Cgl SA. Naquele bordo da bacia, esse episódio, parece ter constituído o primeiro derrame de materiais grosseiros e representar a primeira resposta, em termos sedimentares, aos soerguimentos do relevo derivados do contexto tectónico compressivo do final do Miocénico. É provável que esse derrame seja equivalente dos Arenitos de Ourém, identificados por BARBOSA (1995) na região de Tomar. Como se referiu, esta unidade litostratigráfica não pertence, propriamente, à Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, mas à bacia do Mondego (ob. cit., 1995).

No que respeita aos Cgl. SA, parece ter existido alguma independência desta unidade relativamente às oscilações eustáticas, pois segundo o modelo conceptual apresentado por BARBOSA (1995), os Cgl. SA tiveram capacidade para suportar, ou mesmo anular, durante um certo período de tempo, a subida eustática, em virtude do seu forte potencial progradativo (*op. cit.*, p. 193). Na bacia do Tejo, os Cgl. SA juntamente com os Ar Um terão constituído um vasto sistema aluvial exorreico que precedeu o encaixe da rede fluvial quaternária.

# CAPITULO II

# QUADRO GEOMORFOLÓGICO E CONTACTO DA BACIA SEDIMENTAR COM A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL

Neste capítulo aborda-se o contacto da bacia sedimentar do Tejo com a superfície fundamental, no limite norte. Junto ao referido limite da bacia, individualizam-se as unidades do relevo que podem servir de referência a deslocamentos tectónicos, tendo especial atenção às deformações que comprometem superfícies de aplanação e depósitos da bacia.

No bordo norte da bacia, o relevo é composto, nos seus traços essenciais, por cristas de quartzito, extensas áreas arrasadas do Maciço Hespérico, abaixo daquelas cristas que, de forma genérica, constituem a *superfície fundamental* e por formas de embutimento, mais recentes, por certo, relacionadas com a rede hidrográfica quaternária.

Nos sítios de menor perturbação tectónica, a superfície fundamental liga-se à superfície terminal do enchimento da bacia (superfície culminante). As duas superfícies constituiem unidades geomorfológicas, com dimensão suficiente para servir de referência na averiguação de deslocamentos tectónicos. Na realidade, tanto no interior da bacia como fora dela, surgem pequenos degraus que escalonam, em termos altimétricos, estas duas superfícies e que, numa primeira análise, parecem ter origem tectónica. Estes deslocamentos que comprometem estas duas unidades do relevo merecem a atenção deste capítulo e do seguinte.

Antes de se passar a essa averiguação, descreve-se, numa breve síntese, os modelos genético-evolutivos das superfícies de aplanação e dos *pediments* que ladeiam as cristas quartzíticas.

## 2.1-A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL, RELEVOS RESIDUAIS E CRISTAS APALACHIANAS

### 2.1.1-Modelos genético-evolutivos das superfícies de aplanação

O arrasamento generalizado constitui um dos traços característicos do relevo do Maciço Hespérico. Esse arrasamento, elaborado em várias fases e concluído em diferentes períodos em cada área, originou uma vasta superfície de aplanação, que alguns investigadores têm designado por *superfície fundamental* (SOLE SABARIS, *et coll.*, 1952; FERREIRA, 1978) e por "nível general de la topografia" (MARTIN SERRANO, 1988). A sul da Cordilheira Central, esta superfície corresponde, em termos muito genéricos, às áreas arrasadas do Maciço Hespérico com altitudes inferiores a 400 m, que prolongam, no território português, a Meseta Sul espanhola dos planaltos de Castela a Nova e da Mancha. (Veja-se, no capítulo anterior, Fig. I-2).

O termo superfície fundamental refere-se, portanto, à superfície de erosão poligénica que, a nível regional, constitui o arrasamento principal do Maciço Hespérico, que terá sofrido os últimos retoques erosivos no transcurso do Cenozóico. Vários modelos genético-evolutivos têm sido referidos para explicar o arrasamento de antigos maciços e a formação de superfícies de aplanação. Dos mais conhecidos salientam-se o ciclo de erosão de DAVIS (1899 e 1932), os conceitos de W. PENCK (1924, 1953) sobre os relevos em patamares escalonados (*piedmonttreppen*), ou o ciclo de erosão de KING (1962) e o modelo de duplas superfícies de aplanação (*Doppelten Einebnungsflächen*) (BÜDEL, 1957), inspirado nas superfícies "gravadas" ou (*etched plains*) de WAYLAND (1933).

Cada modelo releva os processos de aplanação em ambientes morfoclimáticos e com enquadramentos tectónicos diversificados, recolhendo apoios e críticas quando generalizado para fora das áreas onde inicialmente foi concebido e idealizado. Com os diversos modelos sobre a génese de superfícies de aplanação surge vasta terminogia para designar as superfícies de aplanação resultantes dos modelos concebidos. O termo peneplanície (*peneplain*) associa-se ao "ciclo de erosão" de DAVIS (1899). Os termos superfície ou rampa de sopé (*pediment*) dos autores americanos e pe-

diplanícies (*pediplains*), são designações próximas do modelo de evolução de escarpas de KING (1949 e 1962). Por sua vez, a escola de geomorfólogos franceses adopta o termo *glacis* para designar superfícies do tipo dos *pediments,* quando estas são talhadas em rochas brandas (BIROT & DRESH, 1966; DRESCH, 1972; TRICART, RAYNALD & BESANÇON, 1972). Superfícies de sopé escalonadas, (*piedmonttreppen* em alemão) é um termo associado ao modelo de W. Penck e "superfície gravada" (*etchplain*), constitui outro termo introduzido por WAYLAND (1933) para explicar superfícies de aplanação bem desenvolvidas, no Uganda. Outros autores inspiraram-se em Wayland, para desenvolver modelos de superfícies aplanação, baseados no conceito daquele autor (BÜDEL, 1957, MABBUTT, 1961 *a, b*, 1965 e WRIGHT, 1963).

Arrasamentos do Maciço Hespérico têm sido interpretados segundo os diversos modelos de formação de superfícies de aplanação.

FEIO (1951a) utiliza a designação de peneplanície para a unidade fundamental do relevo do terço meridional do país. Este autor apresenta uma visão mobilista sobre a posição actual desta superfície de aplanação. Vejam-se, por exemplo, as interpretações tectónicas das serras de Portel, Caldeirão, cúpula da Vigia, relevo de Relíquias e os *pediments* subjacentes às *rañas*, na área de Garvão.

Referindo-se à Cordilheira Central Portuguesa nas suas relações com a peneplanície do sul de Portugal, RIBEIRO (1942 e1949a) considera, que aquela aplanação geral pode ter-se desenvolvido por ciclos de erosão de épocas diferentes em cada área, sendo, portanto poligénica. Este autor admite que certas orlas da aplanação geral, próximas dos flancos da montanha, resultam do retrocesso do flanco do relevo por processos de pedimentação em clima semi-desértico. É num contexto climático deste tipo

que explica o derrame dos mantos de inundação (*sheet-floods*), que originaram os depósitos de sopé (*rañas*) e a formação dos *inselberge* no Pliocénico.

GAIDA (1984), referindo-se aos processos que modelaram a peneplanície do sul de Portugal, na altura da deposição da "Formação de Pa-

noias" (FP), afirma que esta formação foi transportada por correntes entrançadas capazes de gerar pequenos sulcos, mas estes apenas retocaram a peneplanície já existente. "*The FP is not the correlative sediment of the formation of peneplain but indicates the last stage of its retouching, before fluviatil erosion began to destroy it*" (*op. cit.*, p. 44).

SOLE SABARIS *et coll.* (1952) e BIROT & SOLE SABARIS (1954), por exemplo, consideram que a *penillanura fundamental* espanhola teria resultado da aplanação total de uma primeira ondulação da Meseta, originada por desnivelamento (fase Sávica, no final do Oligocénico) de uma peneplanície anterior poligénica. A *penillanura fundamental*, que resultou do aplanamento de uma primeira "divisória castelhana", originada pelo arqueamento da Meseta, teria sido deslocada nos finais do Miocénico (fase Rodânica), quedando hoje como nível de cumes do Sistema Montanhoso Central Ibérico. Na sua explicação sobre a formação daquele sistema montanhoso, consideram a ocorrência de "ciclos" orogénicos separados por "ciclos" de arrasamento totais, num modelo semelhante ao "ciclo de erosão" de Davis.

Segundo SOLE SABARIS *et coll.* (1952) e BIROT & SOLE SABARIS (1954), antes da formação do Sistema Montanhoso Central Ibérico, houve um primeiro ciclo de arrasamento total do orógeno hercínico, pré-paroxismal, ou seja, anterior ao ciclo alpino; a seguir deu-se um desnivelamento (fase Sávica e Estaírica) e formação da primeira "divisória castelhana", seguido de um período de calma tectónica intra-miocénico que levou ao arrasamento do relevo e à formação da superfície fundamental (*penillanura fundamental*). Esta superfície terá sido, de novo, desnivelada (fase Rodânica) e originado o actual Sistema Montanhoso Central Ibérico. Esta cordilheira viria ainda a sofrer pequenos ajustes durante o Pliocénico Superior (fase Valáquica), com arrasamentos parciais dos flancos por processos de pedimentação, em condições de clima árido e semi-árido correlativos dos derrames conglomeráticos das *rañas*. A *penillanura fundamental*, deslocada pelos paroxismos alpinos, constitui, segundo os autores referidos, a superfície geradora do Sistema Montanhoso Central Ibérico.

Por sua vez, a fisionomia em escaleira de "*piedemonte*", do Sistema Montanhoso Central Ibérico levou SCHWENZNER (1943) a explicar a formação daquela cordilheira montanhosa através de um modelo em que alternam impulsos tectónicos com arrasamentos parciais dos flancos da montanha por processos de pedimentação. Esse esquema teria originado a fisionomia em patamares escalonados e articulados entre si da Serra de Guadarrama. Uma fisionomia que W. PENCK (1924) designou de escadaria de sopé (*piedmonttreppen*). O modelo parte de um arrasamento antigo oligo-miocénico, mas as superfícies de sopé são coetâneas da reactivação daquele maciço montanhoso.

Os vastos planaltos meridionais do sul de Portugal são considerados peneplanícies poligénicas pouco dissecadas (BIROT, 1949). No entanto, Birot não se prende a nenhum modelo e, no Sistema Montanhoso Central Ibérico, admite para a superfície de cumes (SC) e para o patamar imediatamente abaixo (M3 de SCHWENZNER, 1943) uma génese diferente das superfícies de sopé. As duas primeiras são equiparáveis, pela sua fisionomia ondulada e sem grandes contrastes morfológicos, nem relevos do tipo *inselberge*, às peneplanícies, enquanto as superfícies de sopé, M2 e M1 seriam equivalentes a *pediments*, produtos de um modelado originado em condições semi-áridas, correlativas dos depósitos "fanglomeráticos" das *rañas*, comportando relevos residuais do tipo *inselberge*.

A fisionomia ondulada e sem grandes contrastes morfológicos, nem relevos do tipo *inselberge* parecem igualmente caracterizar o nível de cimos, "surface sommitale" (DAVEAU *et al.*, 1985-1986) das montanhas de xisto da Cordilheira Central Portuguesa. Esta superfície seria já uma forma ligeiramente degradada da superfície eocénica onde se depositaram as "Arcoses de Coja", antes do levantamento da Cordilheira Central (*op. cit. p. 250*).

MARTIN SERRANO (1988) considera o modelo de "*etchedplain*" para explicar o carácter apalachiano do relevo da parte noroeste da bacia do Douro. Na região de Zamora, a "superfície fundamental" de SOLÉ SABARIS, *et. coll.* (1952) desdobra-se no "nível general de la topografia",

ou seja, no nível morfológico mais generalizado, situado entre o encaixe da rede atlântica e o nível de cumes das cristas de quartzito armoricano da Serra de Culebra.

Para GARCIA ABAD & MARTIN SERRANO (1980) e MARTIN SERRANO (1988) o *"nível general de la topografia"* e o nível de cumes das cristas de quartzito definem um relevo de tipo apalachiano, que se submerge para sueste nos sedimentos da bacia do Douro. O caracter apalachiano do relevo desta área havia sido abordado por SOLÉ SABARÍS (1958), ao notar que as coberturas terciárias preenchiam um paleorelevo composto pelas depressões ortoclinais entre as cristas de quartzito e portanto, anterior às coberturas terciárias. Este facto é comprovado por GARCIA ABAD & MARTIN SERRANO (1980) e MARTIN SERRANO (1988) ao demonstrarem que os sedimentos neogénicos, "series ocres", progridem de forma expansiva nestas depressões, fossilizando os depósitos mais antigos e um paleorelevo apalachiano anteriormente formado. O referido paleorelevo teria sido elaborado a partir das irregularidades de uma frente de meteorização, correlativa de um perfil de alteração muito espesso, desenvolvido sob condições de clima tropical húmido, durante o Mesozóico.

CABRAL (1993) sugere a possibilidade de se aplicar às cristas quartzíticas do território português e à morfologia aplanada envolvente do seu sopé, o modelo de *"etchplain"*, semelhante ao proposto por GARCIA ABAD & MARTÍN-SERRANO (1980) e MATÍN-SERRANO (1988) para os relevos apalachianos do lado noroeste da bacia do Douro (Serra de Culebra). Entre os argumentos, refere a "semelhança da posição morfológica destacada das cristas relativamente à aplanação de sopé envolvente das mesmas, em áreas distantes e com enquadramentos tectónicos diversificados", o que, de acordo com o autor, sugere "uma génese antiga por um processo comum" (CABRAL, 1993, p. 104). Esta génese seria anterior aos paroxismos alpinos e aos retoques erosivos que posteriormente vieram afectar tanto as cristas como a aplanação de sopé.

CABRAL (1993) admite a origem dos *inselberge* de Monsanto e Moreirinha, acima da plataforma de Castelo Branco, por exumação de uma superfície irregular (*etchplain*) ou "superfície gravada", correspondente à frente de alteração basal de um espesso manto de alterites, num modelo idêntico ao proposto por Martin-Serrano para as cristas quartzíticas da serra de Culebra, na região de Zamora). Segundo CABRAL (1993) os *inselberge* acima da plataforma de Castelo Branco seriam muito mais antigos que o Pliocénico e a sua formação ter-se-ia iniciado na fase biostásica, durante o Mesozóico.

A morfogénese de superfícies de aplanação, apoiada nos conceitos de WAYLAND (1933) e mais tarde desenvolvida por BÜDEL (1957) parece, ultimamente, ter despertado grande interesse, sobretudo, depois do trabalho de MARTIN SERRANO (1988) na bacia do Douro. Contudo, processos do mesmo género, que assentam fundamentalmente na alternância de fases de meteorização diferencial com fases de desnudação do regolito, foram descritos desde as primeiras décadas deste século, sobretudo a propósito da formação de *inselberge* monolíticos com forma de domo (*bornhardts*) e de *inselberge* de blocos (*boulder inselbergs*, ou *tors*). Sobre este assunto, tiveram grande debate as teorias da exumação dos *bornhardts*, defendida desde muito cedo por FALCONER (1911) e a teoria de formação de *bornhardts* por processos de pedimentação e retrocesso paralelo des vertentes, que teve como principal impulsionador Lester King no final da década de quarenta e durante os anos cinquenta.

Autores portugueses deram, igualmente, importância à influência dos mantos de alteração na evolução dos relevos graníticos. A este propósito, veja-se a importância da alteração diferencial na formação de alguns alvéolos de erosão do Minho e no sopé noroeste do Maciço da Gralheira, ou a génese de formas tão vulgares como os *tors* (FERREIRA, 1979). A importância dos mantos de alteração constitui um tema frequente da literatura geomorfológica, basta recordar o papel de "esponja" dos mantos de alteração compostos por areias graníticas, nas áreas deprimidas e de fracos declives (GODARD, 1977-a), a formação dos *inselberge* e a imunidade das escarpas nos climas quentes e húmidos (BIROT, 1949-b).

Sem assumir grandes compromissos quanto à idade das orlas de aplanamento, geradas por processos de pedimentação, junto de maciços rígidos, ou escarpas montanhosas, parece-nos que a formação de superfícies por aquele processo deve ser demorada e, por conseguinte, ter extensão limitada. Por exemplo, na extremidade ocidental do maciço calcário de Estremoz, a peneplanície do sul de Portugal penetra no interior do maciço calcário através de reentrâncias alargadas, deixando, no contacto dos xistos silúricos com os calcários câmbricos, um alinhamento de colinas residuais. As reentrâncias encontram-se todas no enfiamento das linhas de água que saem do maciço calcário, mas não penetram no interior deste mais de um quilómetro. Do lado nordeste do mesmo maciço, onde também se encontram algumas colinas próximas do contacto dos calcários com os xistos, a frente do relevo calcário encontra-se recuada cerca de 0,75 a 1 km do contacto litológico. Tanto as reentrâncias, como a orla de superfície aplanada, que penetra no maciço do lado nordeste, encontram-se numa posição, que não é desajustado considerá-las *pediments* do maciço calcário; originadas por recuo da frente do maciço. Estes *pediments* parecem ser actualmente activos, pois as linhas de água só a certa distância se encaixam na peneplanície. A forma lisa e sem grandes incisões à volta do maciço são reveladoras de escoamento em toda a superfície (*sheetwash*). Num relevo tão antigo como o maciço calcário de Estremoz, a superfície, que se supõe gerada por pedimentação, parece não se ter desenvolvido mais de 1 km. Estas observações reforçam a hipótese dos *inselberge* de Monsanto e Moreirinha serem independentes do flanco da montanha, dada a distância a que se encontram da Serra da Gardunha e favorecer a proposta de CABRAL (1993) de exumação da superfície de Castelo Branco por processos do tipo *etchplanation*. A confirmar-se esta hipótese, Monsanto e Moreirinha seriam comparáveis aos *inselberge* azonais de planície (*shield inselberge*) (BÜDEL,1957, 1970) in THOMAS (1979).

Contudo, uma questão importante prende-se com a altura em que se terá dado a exumação da "superfície gravada". Terá sido antes do enchimento das bacias sedimentares terciárias como defende MARTIN SERRANO (1988), ou durante o enchimento destas por exumação parcial da

frente de alteração basal (*etchplain*), à custa de uma peneplanície poligénica anterior, deformada nos bordos das bacias terciárias pelos paroxismos alpinos, como sugere PEDRAZA (1994).

Para este autor, não terá existido uma *etchplanation* total, mas apenas parcial nos bordos das ditas bacias, onde se teria formado um "*pediment* de savana", posteriormente remodelado em condições semiáridas e transformado num *pediment* (*sensu strictu*), correlativo dos derrames fanglomeráticos das *rañas* (*op. cit.*, 1994, p. 113). No seu modelo evolutivo do Sistema Montanhoso Central Espanhol, PEDRAZA (1994) considera os *piedemontes* que ladeiam os maciços reactivados, orlas reduzidas, não comparáveis à *penillanura fundamental,* nem na sua extensão, nem no seu significado evolutivo. Correspondem a arrasamentos parciais, em vez de arrasamentos gerais como as peneplanícies ou as pediplanícies.

Na síntese geral sobre a edificação do Sistema Montanhoso Central Espanhol, Gilsanz Pedraza considera um ciclo de arrasamento pre-paroxismal (pré-alpino) e formação de uma peneplanície poligénica heterócrona, com sedimentos correlativos, seguido de desnivelamento tectónico, arqueamento da Meseta e início do "ciclo de sedimentação arcósica"[1] nas bacias terciárias desde o Paleogénico, ou Oligocénico inferior até ao Pliocénico inferior. A este arqueamento inicial seguem-se sucessivos impulsos de intensidade crescente. Durante este período, de soerguimento tectónico, vão-se elaborando as superfícies de sopé (*piedemontes*) nos maciços, mediante um processo de *etchplanation*, que ao afectar só os bordos das montanhas, conservam, como linha de cumes, a peneplanície poligénica, pré-paroxismal, ou seja, aquela que é destituída de relevos residuais do tipo *inselberge*[2].

---

[1] Tendo em conta as características das fácies no bordo da bacia e a sua relação com a reactivação do Sistema Central, Pedraza (1994) refere todos esses materiais como "el **ciclo arcósico**" que representam os sedimentos correlativos das etapas paroxismais, ou de reactivação do maciço (op. cit. 1994, p.107).

[2] A ausência relevos residuais, do tipo *inselberg*, na superfície do cimo das montanhas, é também referida por (BIROT, 1945). Por sua vez, (DAVEAU *et al.*,1986), na alusão que faz à superfície dos cimos das montanhas de xisto da Cordilheira Central Portuguesa (*surface sommitale*), descreve-a como uma superfície herdada da aplanação eocénica, mas

Posteriormente, uma tectónica de blocos selectiva, afectando sobretudo as zonas axiais, desnivela ainda a superfície da linha de cumes em dois patamares: uma superfície de cumes (SC) e um patamar inferior M3. Nos bordos do Sistema Montanhoso Central Ibérico, as superfícies de sopé também são desniveladas (M2 e M1) e formando-se leques aluviais equivalentes às *rañas* e depósitos coetâneos destas, nas bacias terciárias (os *páramos*).

### 2.1.2- Etapas de arrasamento do Maciço Hespérico na elaboração da superfície fundamental.

O modelo de aplanação do tipo *etchplain*, aplicado à letra, não está isento de contestação. No nosso país, entre o nível de cumes de algumas cristas de quartzito e a superfície fundamental, abaixo delas, existem comandos que chegam a três centenas de metros, um desnível que parece exceder a profundidade dos mantos de alteração das regiões tropicais de clima quente e húmido. Esta é, aliás, uma das objecções feitas, por King, à teoria da exumação dos *inselberge* monolíticos (*bornhardts*). Este autor, defende a teoria de pedimentação e retrocesso paralelo das vertentes, mas é preciso ter em conta a diversidade morfoclimática das regiões tropicais onde trabalharam os diferentes autores.

A individualização da superfície fundamental por desmantelamento do manto de alteritos, com espessuras da ordem da centena de metros, ou superior, coaduna-se mal com o recobrimento da mesma superfície por depósitos terciários provenientes do desmantelamento do referido manto de alterites. Por outro lado, os sedimentos mais antigos das bacias sedimentares terciárias portuguesas parecem ter-se depositado em áreas arrasadas do Maciço Hespérico, tectónicamente deprimidas, parecendo que os desníveis da superfície fossilizada por esses depósitos, são devidos, sobre-

---

ainda bastante próxima daquela superfície. Dessa superfície ligeiramente degradada, os quartzítos apareceriam, por erosão diferencial, em ligeiro relevo de colinas de xisto suavemente onduladas (*op. cit.* 1985-1986, p. 252).

tudo, a falhamentos posteriores, do que a irregularidades litológicas de uma superfície de erosão eocénica (?), do tipo *etchplain*, fossilizada pelos ditos sedimentos. Aliás, deveria encontrar-se, subjacente aos sedimentos basais da bacia, restos do manto de alteração, não havendo, até agora, notícia de ter sido encontrado, embora, em muitos locais, tenhamos observado o soco intensamente alterado.

Sem retroceder demasiado no tempo geológico, referiremos, apenas, algumas fases de arrasamento do Maciço Hespérico, que deverão ter conduzido à elaboração da superfície fundamental como elemento morfológico gerador dos volumes dos relevos actuais.

Na bacia da Lousã, parece ser mais ou menos aceite e confirmado pelas observações de campo, a existência de uma superfície de erosão muito perfeita subjacente às "Arcoses de Coja" (SOARES *et al.*, 1983), de idade Eocénica a Oligocénica. Esta superfície de erosão ter-se-ia formado durante um período de prolongada estabilidade tectónica, que conduziu ao arrasamento de um relevo moderadamente deformado por movimentos tectónicos anteriores, de fraca intensidade, ocorridos na transição do Cretácico para o Terciário (DAVEAU *et al.*, 1985-1986). Foi sobre essa superfície de erosão, muito perfeita, que se depositaram as "Arcoses de Coja". Esta unidade litostratigráfica é anterior à definição morfológica da Cordilheira Central, tendo coberto parte da área que a constitui (DAVEAU *et al.*, 1985-1986, CUNHA, 1992 e 1996).

Na Beira Baixa, uma morfologia de arrasamento precedeu, também, a deposição dos sedimentos terciários mais antigos. Nesta região, DIAS *et al.* (1993) referem uma superfície de erosão, à cota de 400 m, entre a área de Zebreira e o vértice geodésico de Barca (407 m). Segundo os autores, este nível parece corresponder à superfície da base da cobertura arcósica regional ("Arcoses da Beira Baixa") exumada.

Na bacia de Sarzedas, os sedimentos terciários mais antigos do "Grupo da Beira Baixa", pertencentes à unidade litostratigráfica de "Cabeço de Infante" (CUNHA, 1992 e 1996), parcialmente correlativos das "Arcoses de Coja", depositaram-se em áreas deprimidas dessa superfície

de erosão eocénica (?), desnivelada pelo rejogo de falhas que, mais a SW, iriam originar a estruturação tectónica da bacia sedimentar do Baixo Tejo e do Sado. O abatimento localizado de áreas arrasadas do Maciço Hespérico originou zonas de drenagem endorreica, onde se depositam os primeiros sedimentos terciários por mecanismos fluviais do tipo leque aluvial (*op. cit.* 1992 e 1996).

Na Bacia sedimentar do Baixo Tejo ter-se-á dado o mesmo desnivelamento da superfície de erosão eocénica (?), que originou a deposição do "Complexo Atapulgítico" (CARVALHO, 1968), equivalente aos "Grés de Monsanto" (BARBOSA, 1995), depositados por mecanismos fluviais idênticos.

A existência de um arrasamento generalizado, de idade possivelmente eocénica, anterior aos sedimentos basais da bacia do Tejo, é igualmente confirmada no corte da pedreira de Amoreira (6 km a oeste de Abrantes). Ali, uma superfície perfeita, talhada nos granitos, está fossilizada por depósitos, provavelmente correlativos da unidade de "Cabeço de Infante" da Beira Baixa, a que se sobrepõem derrames grosseiros de leques aluviais, que se supõem correlativos dos primeiros desnivelamentos tectónicos relacionados com a compressão da fase bética (Est. II-1 e II-2). Esta superfície teria, nos seus traços gerais, a configuração da superfície fundamental e corresponderia, pela sua extensão geográfica, a um arrasamento geral, sendo discutíveis os modelos em que se formou.

No entanto, a sul de Penhascoso (bordo norte da bacia do Tejo), encontramos indicações que apontam no sentido da aplanação, fossilizada pelos sedimentos terciários mais antigos da bacia, ter sofrido outros retoques erosivos posteriores, que terão "varrido" restos do manto de alteração do soco. Ali, sedimentos atribuídos ao Paleogénico (ZBYSZEWSKI & GONÇALVES, 1980-81) assentam no soco nivelado por uma superfície erosiva, que trunca, indiferentemente, os quartzitos da serra das Lercas, granitos e rochas metassedimentares, mais a norte. O nivelamento da superfície erosiva, em litologias tão diferenciadas, parece-nos pouco compatível com uma aplanação do tipo *etchplanation*, que deveria deixar os

quartzitos salientes relativamente às outras litologias, em particular os granitos, ou deixar nestes, um manto de alteração fossilizado pelos sedimentos basais terciários. Ora, na superfície fossilizada pelos depósitos basais terciários, não se observa esse manto de alterites, nos granitos, nem as irregularidades do paleorelevo, que deveriam existir numa superfície de *etchplain* exumada em granitos e quartzitos, sendo os desnivelamentos da base dos sedimentos basais terciários, daquela área, essencialmente devidos a falhas.

Nas áreas de bordo da bacia do Tejo, não parece ter havido grandes deformações tectónicas, durante o Miocénico inferior e médio, a julgar pela granulometria dos depósitos acumulados, tanto na Beira Baixa, como no Ribatejo. Neste período, um sistema fluvial exorreico, de canais entrançados, transportando materiais arenosos, alimentados a partir dos batólitos graníticos de Castelo Branco, teria depositado, na Beira Baixa, a "unidade arenosa de Silveirinha dos Figos" (CUNHA, 1992 e 1996) e na parte mais central da bacia (Ribatejo) os "Arenitos de Ota" e as "Argilas de Tomar" (BARBOSA, 1995, BARBOSA & REIS, 1996); unidades formadas por materiais, essencialmente, areno-lutíticos. Na Beira Baixa, a descontinuidade sedimentar do topo da unidade arenosa de "Silveirinha dos Figos", parece nivelar-se com a superfície de aplanação de Lardosa, a 400 m, elaborada nos granitos de Castelo Branco (CUNHA, 1996). A superfície fundamental teria, portanto, continuado a ser retocada, alargando-se, provavelmente, nas áreas de cabeceiras dos cursos de água, ou nos bordos dos compartimentos, que na fase seguinte iriam originar, com a compressão bética, os principais volumes montanhosos. Ou seja, a superfície fundamental terá sofrido sucessivos retoques erosivos, podendo estes ser de tipo etchplanation nas áreas de bordo das bacias, durante o Miocénico inferior e médio. A individualização dos *inselberge* de Monsanto e Moreirinha poderá ter ocorrido na altura da elaboração da superfície de Lardosa.

O aplanamento por processos de pedimentação, na orla de relevos soerguidos, só deverá adquirir alguma importância, com os levantamentos tectónicos que desnivelaram a superfície fundamental, no final do Miocé-

nico e durante o Pliocénico. A erosão correlativa dos leques aluviais, derramados dos compartimentos soerguidos, poderá ter originado orlas de aplanação parciais (*pediments*) na base dos compartimentos soerguidos, ou de relevos residuais. A importância dessas aplanações parciais, correlativas destes derrames fanglomeráticos, parece ter sido modesta (DAVEAU, 1985-1986) e não é fácil de avaliar, uma vez que existe mais do que uma geração de leques aluviais, como se verá, adiante no capítulo IV. Desconhecemos, em que medida uma geração de leques fossiliza, ou não, a superfície de sopé, correlativa de leques anteriores ou a superfície fundamental (entendida como aplanamento geral). Só uma análise muito cuidada das aplanações de sopé (*pediments*) na orla dos compartimentos soerguidos, ou fossilizadas pelos leques, poderá avaliar a importância dos processos de pedimentação na elaboração das aplanações de sopé.

Da bibliografia consultada e do que se conhece sobre as características sedimentológicas das unidades litostratigraficas das bacias sedimentares, talvez se possa reter como acontecimentos relevantes na elaboração da superfície fundamental o seguinte: a) existência de um arrasamento, quase perfeito, de grandes extensões do Maciço Hespérico, no Eocénico (?); b) fossilização dessa superfície pelos sedimentos basais terciários, na altura da estruturação inicial das bacias cenozóicas; c) fora das bacias, continuação dos aplanamentos, durante o Miocénico inferior e médio, com processos de alteração do soco e exumação das alterites por vários processos, entre os quais se podem considerar os do tipo etchplanation e individualização de relevos do tipo *inselberge*; d) deposição de sedimentos correlativos nas bacias de um relevo ainda pouco desnivelado; e) levantamentos tectónicos associados à fase bética (Miocénico final) com derrame de depósitos grosseiros (leques aluviais) e processos de pedimentação nas orlas dos compartimentos levantados; f) continuação dos levantamentos no Pliocénico e Quaternário, levantamento das superfícies anteriormente geradas, incluindo as das orlas dos relevos soerguidos; g) processos de pedimentação nas orlas dos novos compartimentos soerguidos, que poderão ser de características semi-áridas na transição do Pliocénico para o Quaternário.

### 2.1.3-Os *inselberge* da superfície fundamental.

No limite norte da bacia do Tejo, ao omitir-se a compartimentação tectónica, as unidades morfológicas do Maciço Hespérico organizam-se em cristas de quartzitos salientes de uma aplanação geral que, em certos casos, está bem conservada, mas noutros só é possível reconstituir pelos cimos dos interflúvios. Abaixo desta superfície, surge o primeiro nível embutido, igualmente vasto, seguindo-se o encaixe mais vigoroso e recente dos vales. A superfície de aplanação de que se elevam as cristas de quartzito, no Sul de Portugal, é vulgarmente designada por peneplanície alentejana, e será aqui designada *superfície fundamental*. O termo não é novo e tem sido utilizado em áreas com contexto morfológico idêntico (SOLÉ, *et coll.*, 1952; FERREIRA, 1978), ou em áreas próximas do litoral ocidental português (PEREIRA, 1990).

Entre as várias cristas quartzíticas destacam-se as do sinclinório de Amêndoa-Envendos e as da serra do Perdigão, em Vila Velha de Ródão, que juntamente com outros dobramentos hercínicos da região, constituem uma espécie de *inselberge*[3] da superfície fundamental cujos cimos se encontram também parcialmente arrasados. Estes *inselberge* podem assumir a forma de relevos isolados e separados por colos, como acontece no maciço de Vila de Rei, ou alinham-se em cristas contínuas (*hogbacks*), como sucede com os flancos do sinclinório de Amêndoa-Envendos (Fig. II-1).

Tem-se considerado, ainda que não totalmente provado, o nível de cumes das cristas de quartzito o testemunho de uma superfície de erosão muito antiga (a peneplanície pré-Buçaco), a partir da qual se deu a evolução posterior do relevo (BIROT, 1949; RIBEIRO, 1949a, DAVEAU, *et coll.*, 1985-1986). Tal superfície de erosão encontra-se fossilizada na extremidade ocidental do Maciço Hespérico pelos conhecidos "Grés do Buçaco", atribuídos ao Cretácico e que, juntamente com outros depósitos em

[3]BIROT, 1949 ao referir-se a esta região, entre o Zêzere e Proença, caracteriza-a como um soco principalmente xistoso, nivelado por superfícies de erosão com *inselberge*, que são quase todos quartzíticos (*op. cit.*, p. 29).

posição estratigráfica superior, têm sido objecto de vários estudos (BIROT, 1949-a; RIBEIRO, 1949-a; TEIXEIRA & PAIS 1976; SOARES *et al.*, 1983; DAVEAU, 1976; DAVEAU, *et coll.* 1985-1986 entre outros). Os trabalhos mais recentes (REIS & CUNHA, 1989; CUNHA, 1992) confirmam as investigações anteriores, pelo que, é aceite a idade infracretácica para a superfície de erosão fossilizada pelos "Grés do Buçaco", designados formalmente por "Grupo do Buçaco" (*op. cit.* 1989, p. 103).

Na presente área de estudo não se conhecem depósitos correlativos daqueles a fossilizar os cimos das cristas de quartzito, que permitam relacionar o topo destas cristas com a superfície infracretácica (?) do Buçaco, ainda que esta correlação se possa aceitar por critérios geomorfológicos, pois, tal como na região do Buçaco, também no limite norte da bacia do Tejo, as cristas do sinclinório de Amêndoa-Envendos, da serra de Mogão (ao norte de Sardoal) e do Perdigão, em Vila Velha de Ródão se elevam da superfície fundamental, que nivelou de forma quase perfeita o Maciço Hespérico.

Os cimos das cristas só ao longe apresentam horizontalidade. Analisados em pormenor, verifica-se que o nivelamento é imperfeito. De um modo geral, observa-se troços parcialmente arrasados e escalonados sem se vislumbrar ordenamento desse escalonamento. A falta de ordenamento dos troços parcialmente arrasados das cristas sugere deslocamentos tectónicos entre eles. Esse escalonamento é visível na serra do Perdigão (cristas de Vila Velha de Ródão), onde, apenas o tramo a 430 m ao norte do Tejo encontra correspondente com o tramo a 426 m ao sul daquele rio (Fig.II-2). Ao sul do Tejo, a extremidade noroeste da crista encontra-se arrasada ao nível da superfície fundamental (290 m), mostrando que o arrasamento responsável pela elaboração desta superfície nivelou também a crista. O tramo arrasado a 290 m constitui, ao mesmo tempo, um elemento da superfície fundamental e um *pediment* da crista. DIAS & CABRAL (1989) admitem, que o referido nivelamento da serra do Perdigão se completa durante o episódio erosivo correlativo da sedimentação detrítica, que cobre os actuais planaltos de xisto e grauvaques. Esta sedimentação ainda se encontra nos cabeços de S. Pedro, Cacheiro e Falagueira, ao sul do Tejo e

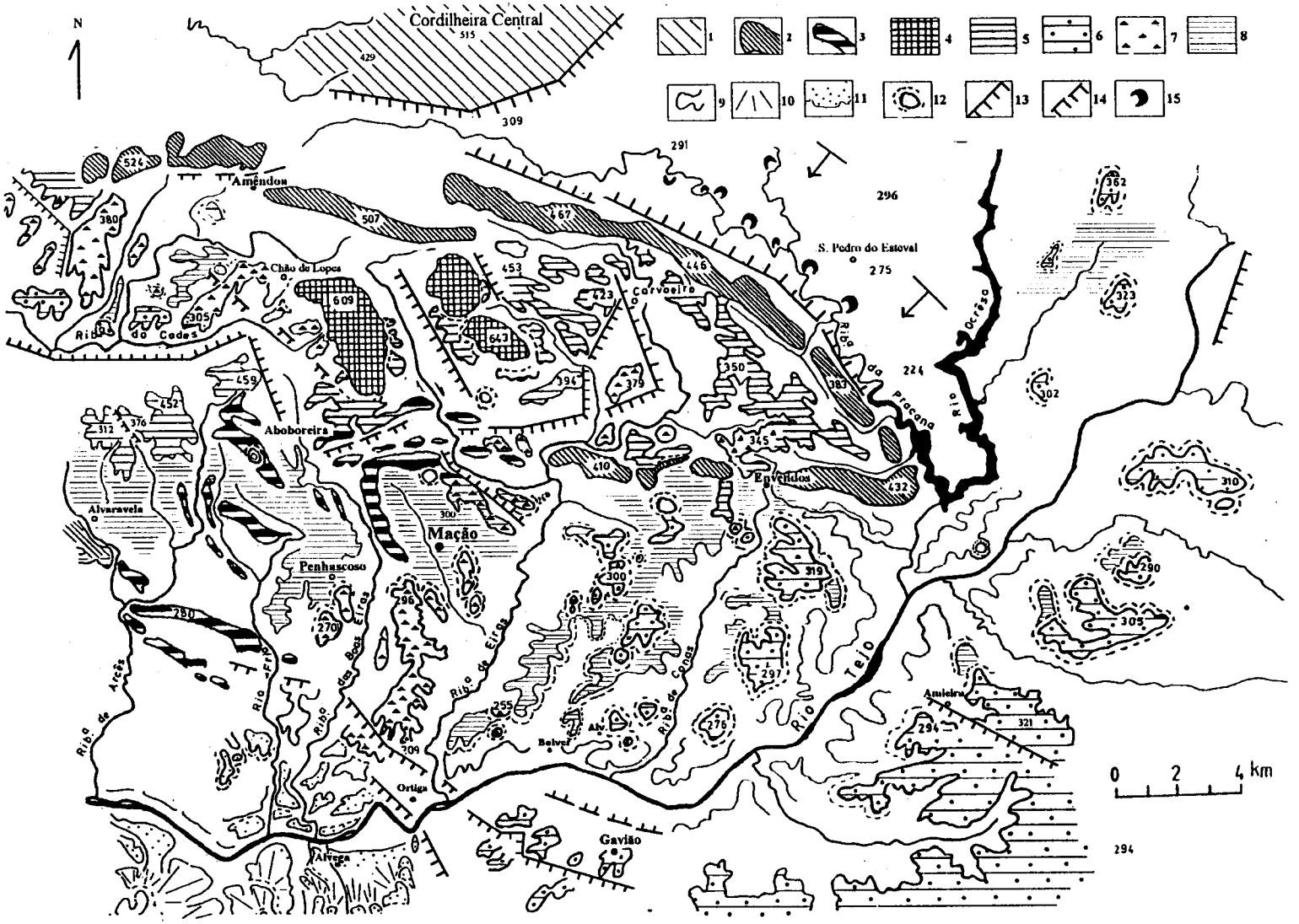



Fig.II-1. Mapa geomorfológico da região de Mação e Envendos.

Legenda: 1-Cordilheira Central; 2- Inselberge quartzíticos; 3-cristas apalachianas 4-Maciços de Bando e Bando dos Santos; 5-superfície fundamental; 6-superfície culminante da bacia; 7-leques aluviais; 8-nível embutido de Mação-Penhascoso (250-260 m); 9- nível embutido de Alvisquer 150-200 m; 10-glacis; 11-terraços; 12-relevos residuais; 13-escarpas de falha; 14-escarpas de falha prováveis; 15- anfiteatro de meandro abandonado. Alv.-Alvisquer

em relevos residuais próximos de Fratel, do lado norte daquele rio. A posição dos depósitos acima da superfície fundamental confirma a garganta epigénica do Tejo nas Portas de Ródão (RIBEIRO, 1943-b). A Fig. II-2 mostra o deslocamento vertical da superfície fundamental (patamar a 315 m do lado NW e superfície a 290 m ao sul do Tejo) pela falha de Ponsul, ou por uma falha subsidiária desta. Este deslocamento é igualmente referido por DIAS & CABRAL (1989).

Nas cristas do sinclinório da Amêndoa-Envendos e das serras de Santiago-Alcaravela, o nivelamento também é imperfeito e faz-se por troços escalonados, sugerindo a existência de acidentes entre os troços parcialmente arrasados (Fig. II-3 e II-4).

No flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos, observam-se troços escalonados com altitudes decrescentes de noroeste para sueste (Fig. II- 3). Ao tramo de Santo António, mais alto, com 480 m de altitude média, segue-se um pequeno troço deprimido até Pico de Ar. Entre a Serra da Galega e Pico de Ar, ocorre outro tramo da crista ligeiramente deprimido. O sector intermédio de Serra da Galega e Águas Quentes apresenta nivelamento imperfeito e decresce de altitude para o lado oriental, situando-se a extremidade sueste da crista ao nível da superfície fundamental (linha a tracejado na Fig. II-3). No troço arrasado ao nível da superfície fundamental, os cursos de água de Cabroeira e do Fundão, tributários da ribeira de Pracana, escapam para fora do sinclinório com entalhes profundos (*watergaps*) (veja-se Est. II-3 e Est. II-6). Tanto no interior, como no exterior do sinclinório, a superfície fundamental, que na maioria das situações se encontra em posição inferior às cristas quatzíticas, liga-se à superfície de sopé (*pediments*) das mesmas (Est. II-4 e Est. II-5).

Nas serras de Santiago e Alcaravela (Fig. II-4), o nível das cristas posiciona-se em dois escalões acima da superfície fundamental: a 380 m e 340 m. No entanto, a extremidade sueste da serra das Lercas encontra-se arrasada ao nível da superfície fundamental (nível inferior a tracejado), que se liga, na orla das cristas, aos *pediments* das serras de Alcaravela e Santiago. Aquelas aplanações de sopé constituem, tal como a superfície

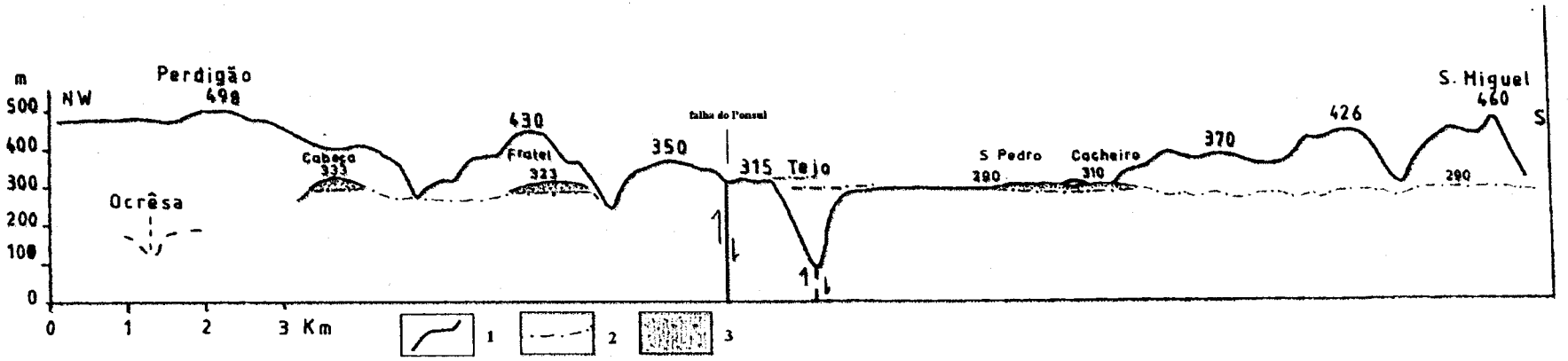



Fig. II-2. Perfis topográficos das cristas quartzíticas de Vila Velha de Ródão e da superfície fundamental, adaptado de DIAS & CABRAL (1989).
Legenda: 1-nível dos cimos das cristas de quartzito; 2-superfície fundamental; 3-depósitos da bacia sedimentar do Tejo.

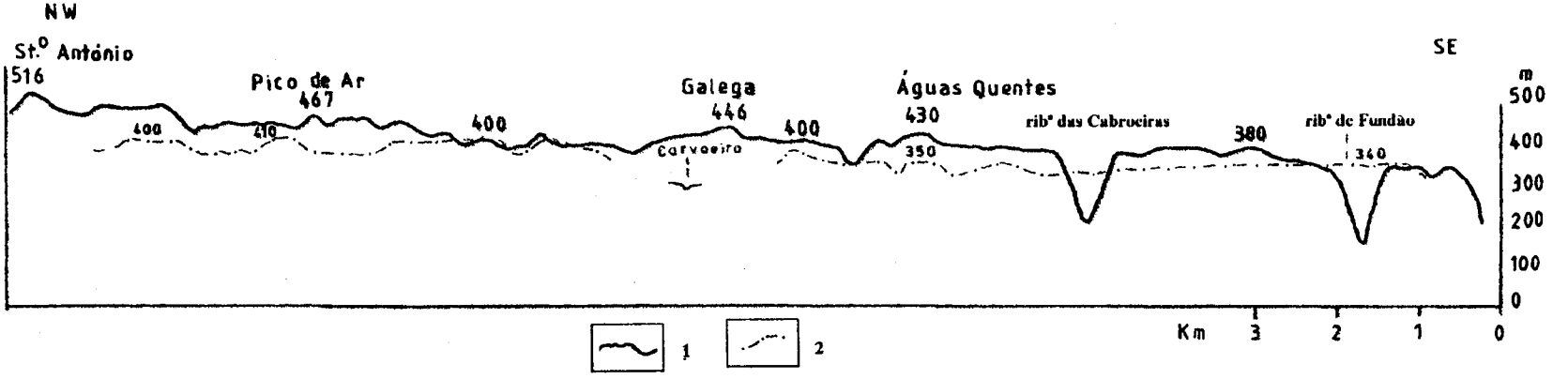



Fig. II-3. Perfis topográficos da crista norte do sinclinório de Amêndoa e da superfície fundamental. Legenda: 1-nível dos cimos das cristas de quartzito; 2-superfície fundamental.

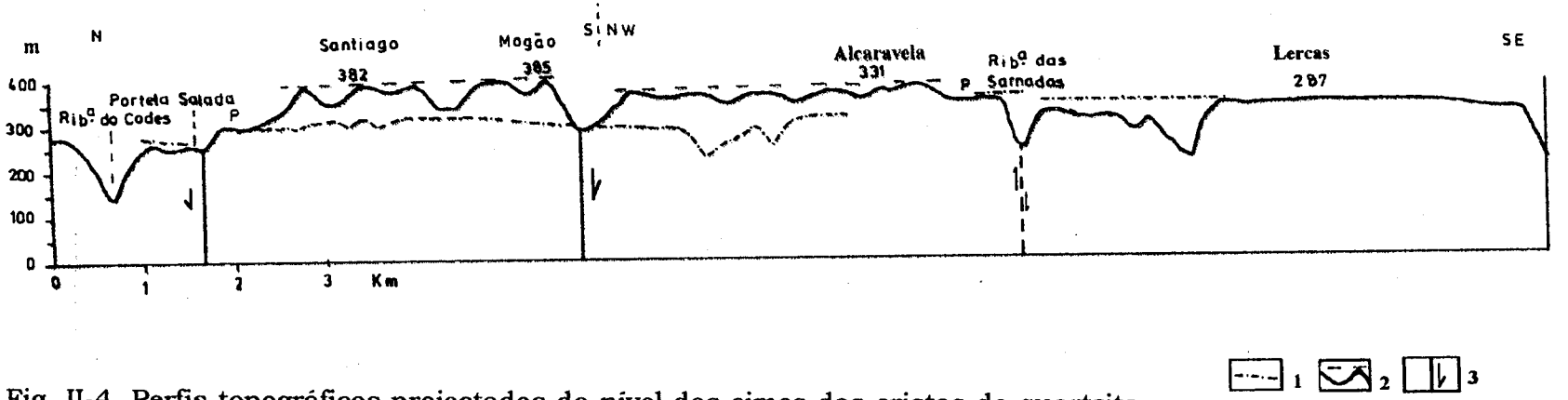



Fig. II-4. Perfis topográficos projectados do nível dos cimos das cristas de quartzito e da superfície fundamental. Legenda: 1- superfície fundamental; 2-nível dos cimos das cristas de quartzito; 3- falha.

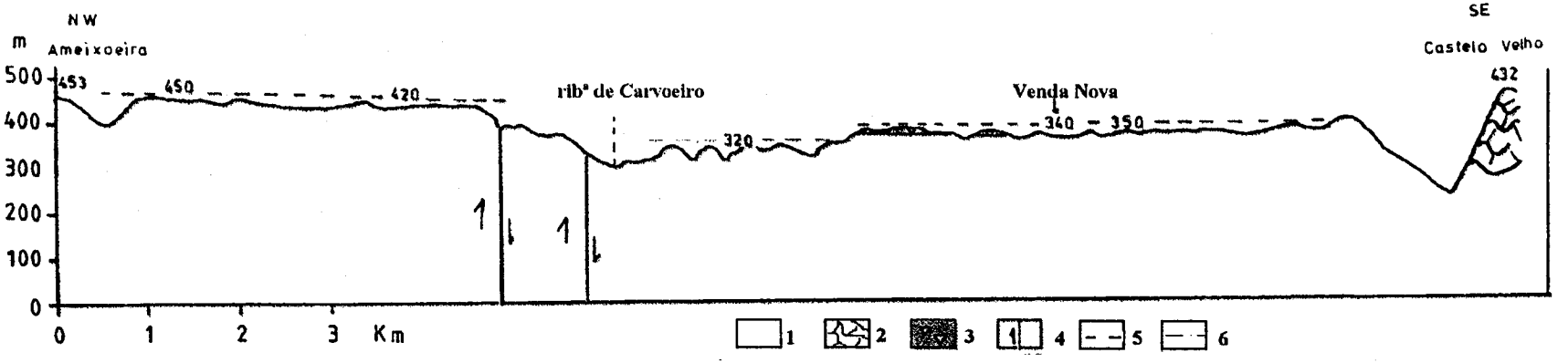



Fig.II-5. Perfil geomorfológico de Ameixoeira para o *inselberg* quartzítico de Castelo Velho, mostrando a superfície fundamental deslocada pela falha de Carvoeiro. Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-*Inselberge* quartzíticos do sinclinório de Amêndoa-Envendos; 3- depósito de leque aluvial; 4-falha; 5-nivelamento da superfície fundamental; 6-nível embutido de Carvoeiro.

fundamental, um referencial geomorfológico para identificar deformações tectónicas. Um exemplo destas deformações é visível na extremidade norte do perfil (Fig. II-4). Naquela extremidade, a superfície fundamental encontra-se deslocada pela falha de Codes (FERREIRA, 1981; DAVEAU, 1985). Ali, o acidente da ribeira de Codes desloca a superfície fundamental, de 300 m, para o nível da rechã de Portela Selada, a 250 m. Na rechã, restos da unidade dos "Grés de Monsanto" fossilizam, parcialmente, a superfície fundamental.

### 2.1.4-As cristas apalachianas

No limite norte da bacia do Tejo, as cristas do sinclinório de Amêndoa-Envendos e da Serra de Santiago-Alcaravela salientam-se algumas dezenas de metros da superfície fundamental. O desnível entre os cimos das cristas de quartzitos armoricanos e a superfície fundamental é, quase sempre, inferior a 100 m, mas, como atrás se referiu, alguns troços daquelas cristas chegam a estar arrasados ao nível desta superfície. No interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos, a superfície fundamental rasoira a extremidade oriental do flanco norte, próximo do fecho do sinclinório e a extremidade ocidental do flanco sul ao norte de Mação. Os flancos arrasados ao nível da superfície fundamental coincidem com áreas onde a rede de drenagem se escapa para fora das cristas através de vales em garganta (*watergaps*) (Fig. II-1 e Est. II-3 e Est. II-6). Esta situação ocorre igualmente na serra das Lercas e ao sul de Aboboreira em contexto morfológico semelhante. Apesar do nivelamento dos troços destas cristas com a superfície fundamental, elas constituem, mesmo assim, elementos morfológicos salientes, em virtude de se ter desenvolvido um nível embutido na superfície fundamental, responsável pela formação de um relevo do tipo apalachiano nas áreas de Mação, Aboboreira e Alcaravela. Nas referidas áreas, o nível embutido na superfície fundamental explora o comportamento diferencial entre os quartzitos armoricanos e os metassedi-

mentos ordovícicos, ou os do "Grupo das Beiras" (SILVA *et al.*, 1988) onde se intercalam aqueles quartzitos.

O facto das cristas apalachianas constituírem relevos salientes em relação ao nível embutido na superfície fundamental, leva-nos a considerar, nesta área, duas gerações distintas de relevos de dureza: os *inselberge* quartzíticos, mais antigos, considerados relevos de resistência da superfície fundamental; e as cristas apalachianas, mais recentes, que se consideram também relevos de resistência, mas de segunda geração, pois a sua génese está relacionada com nível embutido na superfície fundamental, já ligado à rede quaternária. Julgamos que o termo apalachiano se aplica, com toda a propriedade, à última geração de cristas, pois estas foram primeiro arrasadas pela superfície fundamental, que as nivelou de forma perfeita (o que não acontece com os *inselberge* desta superfície) e só mais tarde se salientam, com o desenvolvimento do nível embutido. A serra das Lercas oferece, a título de exemplo, uma das formas mais típicas desse relevo apalachiano.

Se tentarmos estabelecer comparação com o relevo apalachiano, num contexto de bordo de bacia, como aquele que é referido por MARTIN SERRANO (1988), na área noroeste da bacia do Douro (Serra de Culebra) verificamos, que o desenvolvimento de formas apalachianas, na área de Mação, parece ser muito mais recente do que naquela bacia e ter-se desenvolvido por processos diferentes. Na área noroeste da bacia do Douro, as depressões entre as cristas apalachianas resultam, conforme refere Martin-Serrano, das irregularidades geométricas da frente de meteorização basal *etchplain*, posteriormente aproveitadas pelos depósitos terciários que as preenchem: "las vallonadas apalachianas fueram además aprovechadas por el avance expansivo de los sucessivos depósitos terciários" (*op. cit.*, p. 288).

No bordo norte da bacia do Tejo, o relevo apalachiano parece ter-se desenvolvido a partir da incisão da rede de drenagem quaternária que, nos sectores mais a montante, escavou depressões ortoclinais nos metassedimentos ordovícicos e da formação do "Grupo das Beiras", pondo em sa-

liência quartzitos armoricanos perfeitamente arrasados. Os cimos destas cristas faziam parte da superfície fundamental. Ao norte de Mação, observam-se estas cristas arrasadas (Est. II-7) e um relevo residual (*inselberg*) saliente da superfície fundamental. Em certas situações, as cristas apalachianas chegaram a ser fossilizadas pelas coberturas terciárias, que terminam em bisel ao nível destas cristas. Alguns troços das cristas, fossilizados pelas coberturas, vieram a ser cortados pela drenagem quaternária, constituindo, actualmente, gargantas epigénicas como as que ocorrem no flanco sul do sinclinório de Amêndoa (ribeiras de Eiras, Caretão, Carvoeiro e Alpalhão) e nas extremidades orientais das serras das Lercas e Alcaravela (epigenias de rio Frio e Ribeira de Arcês).

Os cursos de água que escavaram as gargantas epigénicas jamais cortam os *inselberge* da superfície fundamental. Estes controlaram, a maior ou menor distância, a orientação dos referidos cursos, não se verificando situações de inadaptação da rede por sobreimposição ou antecedência em relação a esta primeira geração de relevos de dureza.

### 2.1.5-Relação genético-evolutiva entre os *inselberge* quartzíticos e a superfície fundamental.

A relação genético-evolutiva entre os *inselberge* quartzíticos e a superfície fundamental não é fácil de estabelecer devido ao carácter poligénico desta superfície, às deformações tectónicas que vieram afectá-la no Neogénico e sobretudo, à falta de depósitos correlativos, bem datados, que permitissem reconstituir a sua evolução. Não é de excluir, que alguns sectores da superfície fundamental se tenham formado a partir de uma outra superfície mais antiga, que se nivelaria, mais ou menos, pelos cumes dos *inselberge* de quartzito. Mais problemáticos serão os modelos que terão conduzido á elaboração da superfície fundamental.

MARTIN SERRANO (1988), interpreta o primeiro esboço da superfície fundamental, da região de Zamora, como uma *etchplain*, desenvolvi-

da ao longo do regime biostásico, durante grande parte do Mesozóico, em clima quente húmido. Na área estudada por aquele autor, a estabilidade tectónica do último período neogénico, apenas, teria conduzido a uma morfogénese essencialmente modeladora dos volumes do relevo herdados de processos anteriores (*op. cit.*, p. 293). Nos traços essenciais a superfície exumada seria próxima do "nível general de la topografia".

Em que medida o primeiro esboço da superfície fundamental é uma *etchplain*, ou o resultado de sucessivos aplanamentos do Maciço Hespérico, onde os quartzitos armoricanos foram resistindo, destacando-se das formações mais brandas, à medida que os vários episódios erosivos conduziam à elaboração da superfície fundamental, não é fácil de estabelecer, nem é objectivo deste estudo. É possível que as duas formas de aplanação tenham existido, assumindo maior importância numas áreas do que noutras e influências desiguais em épocas diferentes.

Considerando a fisionomia de arrasamento generalizado da superfície fundamental e o seu posicionamento abaixo dos *inselberge* quartzíticos, esta superfície traduz um arrasamento distinto dos cumes dos *inselberge* de quartzitos armoricanos parcialmente arrasados. Acrescentamos que na área de estudo, nem os cimos dos *inseberge* de quartzito nem as plataformas aplanadas da superfície fundamental, abaixo daqueles *inselberge* configuram uma morfologia tipicamente apalachiana. Essa morfologia surge em casos pontuais de arrasamento dos quartzitos armoricanos pela superfície fundamental, e é evidenciada pelos embutimentos ligados à evolução da rede hidrográfica actual.

A evolução da superfície fundamental complica-se com a tectónica alpina, que originou a compartimentação do relevo. Neste caso, os *pediments* das cristas, também se poderiam atribuir a arrasamentos parciais dos flancos dos compartimentos desnivelados. Cremos, no entanto, não ser este o caso mais generalizado. A compartimentação tectónica ocorre, em muitos casos, a certa distância das cristas, ainda que, em algumas situações, possa aproveitar o contacto dos quartzitos com as rochas encaixantes. A reactivação das falhas pela tectónica alpina intersecta os *pediments*, de

modo que os *inselberge* e a superfície fundamental acabam por se ver conjuntamente comprometidos nos levantamentos e nas subsidências. Por outro lado, o limite norte da bacia do Tejo não é, propriamente, uma escarpa de falha do género das que limitam a Cordilheira Central, como acontece na bacia da Lousã-Miranda do Corvo e na bacia de Sarzedas, para se invocar o modelo em escadaria de *piedemonte* com arrasamentos parciais nos flancos. O limite sueste da Cordilheira Central coincide com escarpa de falha de Sobreira Formosa (RIBEIRO, 1942), cuja extremidade meridional está representada a norte do sinclinório de Amêndoa (Fig. II-1), ou seja bastante mais a norte do actual limite da bacia. A sueste desta escarpa, estende-se uma superfície talhada nos metassedimentos do "Grupo das Beiras", actualmente deslocada por acidentes e muito dissecada pelo encaixe da rede quaternária, mas que noutro tempo terá formado uma unidade morfológica até ao sopé da Cordilheira Central. Esta superfície reconstitui-se pelos interflúvios do rio Ocreza, do Tejo e da ribeira da Pracana e parece confirmar a interpretação de RIBEIRO (1942), que considera a reactivação da falha de Sobreira Formosa posterior ao arrasamento generalizado, que se insinuava na Cordilheira Central, anteriormente individualizada, deixando nesta, um nível mais alto, a 600 m, correlativo da "plataforma do sul de Portugal", a 400 m (*op. cit.*, p. 184). Pela leitura de campo que fazemos do relevo, um esquema semelhante deve aplicar-se à compartimentação tectónica no limite norte da bacia. Apesar da natureza poligénica e diacrónica da superfície fundamental, parece clara a existência de um arrasamento geral e antigo do Maciço Hespérico, testemunhado nas várias bacias terciárias por sedimentação correlativa de um relevo sem grandes desníveis, anterior aos principais levantamentos do final do Miocénico e do Pliocénico. Na bacia da Lousã, essa sedimentação está representada pelas "Arcoses de Coja" (SOARES *et al.*, 1983; CUNHA, 1992), na Beira Alta, pelos "arenitos feldspáticos com montemorilonite" (FERREIRA, 1978). Na Beira Baixa, as "Arcoses da Beira Baixa" (RIBEIRO *et al.*, 1965 e 1967), onde se integram a "formação de Cabeço de Infante" e a "formação de Silveirinha dos Figos" (CUNHA, 1996), com equivalência, na bacia sedimentar do Tejo às Aloformações de Monsanto e de

Almoster (BARBOSA, 1995), são anteriores aos principais levantamentos da Cordilheira Central.

O carácter de arrasamento generalizado da superfície fundamental leva-nos a considerar as cristas quartzíticas como elementos que integram esse arrasamento generalizado, ou seja, *inselberge* da superfície fundamental[4]. Contudo, não se exclui a possibilidade de, na orla das cristas, a aplanação ter sido completada por processos de pedimentação, pois, como se verá adiante, no bordo norte da bacia, encontram-se derrames do tipo leque aluvial, de diferentes idades. Os depósitos destes leques assentam em superfícies arrasadas do soco, mostrando que este se encontrava aplanado na altura da deposição dos leques. Estes acabariam por fossiliza-lo, ajudando a preservar a referida aplanação. Apesar de em muitos locais, a instalação de cursos de água, em falhas, já ter separado a ligação entre os *inselbege* e a rampa de sopé (*pediment*), nos leques mais recentes, a parte aluvial encosta quase à base dos *inselberge* e o depósito termina em bisel ao nível do *pediment* rochoso, mostrando que apenas uma orla bastante estreita da rampa de sopé dos *inselberge* terá sido modelada por processos de pedimentação correlativos do último derrame do tipo leque aluvial. Esta situação verifica-se a sul de Vila de Rei, na área de Envendos e de Mação. Não obstante estas observações, não é possível avaliar, claramente, o papel dos processos de pedimentação na elaboração das rampas do sopé das cristas, pois sobre essas rampas derramaram-se leques em épocas diferentes, não se sabendo até que ponto, os mais recentes assentam, ou não, em superfícies correlativas de leques mais antigos. Assim, o termo *pediment* é utilizado aqui, tendo em vista o seu contexto morfológico, de rampas talhadas em rochas resistentes na orla dos relevos residuais, que estabelecem a transição entre estes relevos e a aplanação mais vasta: a *superfície fundamental*.

---

[4] Como se verá adiante, a antiguidade desse arrasamento pode verificar-se, no bordo norte da bacia, onde sistemas de leques aluviais, possivelmente correlativos dos levantamentos mais importantes do final do Miocénico, se derramaram sobre superfícies perfeitamente aplanadas.

Esta superfície desenvolve-se dos dois lados do Tejo, abaixo dos *inselberge* de quartzito, no interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos e do maciço de Vila de Rei. Parece pois, poder-se estabelecer correlação morfológica entre a superfície fundamental da região de Nisa (a sul do Tejo) e os *pediments* das cristas, do lado norte do mesmo rio, pois, tanto a superfície fundamental, como os *pediments*, integram-se na mesma unidade morfológica.

Dado o carácter poligénico da superfície fundamental é difícil correlacionar fases de elaboração desta superfície com contemporâneos enchimentos da bacia. Se, a uma fase de arrasamento do Maciço Hespérico ou retrocesso dos flancos das cristas pode corresponder colmatação da bacia com fossilização no bordo desta de um sector da superfície fundamental previamente formado, também pode suceder, que um arrasamento do Maciço Hespérico se generalize aos sedimentos depositados na bacia, originando nesta, uma superfície de erosão (descontinuidade regional), contemporânea do arrasamento do maciço.

Apesar desta problemática, no bordo norte da bacia, há continuidade morfológica entre a superfície terminal dos leques aluviais e os *pediments* dos *inselberge* quartzíticos. Aquelas duas superfícies podem servir de referência na averiguação de movimentos tectónicos.

No bordo oriental da bacia do Tejo, a superfície de enchimento (culminante da bacia) e a superfície fundamental, também estão em continuidade topográfica, pois, os sedimentos neogénicos recobriram-na, terminando em bisel ao nível desta.

## 2.2-UNIDADES MORFOTECTÓNICAS E DEFORMAÇÕES DA SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL

### 2.2.1-Área de Mação

#### 2.2.1.1-Elementos morfológicos e estratigráficos de referência

A região de Mação e Envendos corresponde, tal como a de Nisa, a uma área de bordo com coberturas peliculares retalhadas pelo encaixe da drenagem. A sul de Envendos, o substrato paleozóico encontra-se quase todo exumado da cobertura cenozóica, subsistindo alguns retalhos, que actualmente, formam relevos residuais de tipo mesa (Fig. II-1). O cimo destas mesas é constituído por depósitos da unidade dos "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA), ou por leques aluviais atribuídos à unidade dos "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl.VR.) (BARBOSA, 1995), encontrando-se estes, sobretudo junto das cristas de quartzito. A projecção para o bordo da bacia da superfície culminante destes relevos residuais, mostra que a mesma se nivela com os *pediments* das cristas de quartzito do flanco sul do sinclinório de Amêndoa-Envendos.

Mais a oeste, na área de Mação, o enchimento da bacia também termina com depósitos do tipo leque aluvial cuja superfície de enchimento se encontra em continuidade topográfica com a superfície das cristas apalachianas. No interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos, alguns *pediments* dos *inselberge* quartzíticos estão parcialmente fossilizados por coberturas peliculares do tipo leque aluvial. Estas coberturas ocorrem em retalhos dispersos entre Venda Nova, Chão do Rei e num corredor deprimido, junto ao ramo sul do sinclinório. Neste corredor, os leques aluviais assentam em depósitos mais antigos de blocos rolados, conhecidos na região com a designação de "conheiras"[5]. O derrame destes leques sobre superfícies arrasadas do Maciço Hespérico, mostra que a elaboração dos *pediments* dos *inselberge* de quartzito estava completa na altura do assento daqueles depósitos.

Os leques aluviais constituem, na região, um referencial importante, pois a sua superfície terminal de aluvionamento encontra-se em continui-

[5] As conheiras são grandes aglomerações de blocos de quartzito e quartzo sub-rolados a rolados correspondentes a antigas explorações mineiras a céu aberto, frequentes na região de Mação e Vila de Rei (BARBOSA, 1995) mas, também se encontram no vale do Tejo e do Zêzere. As conheiras como amontoados de blocos, não constituem nenhum nível estratigráfico, pois os blocos já não estão *in situ*. Mas, como se verá adiante, estas explorações não se fizeram ao acaso; seguiram níveis conglomeráticos das unidades estratigráficas daquela área.

dade com a superfície de sopé dos *inselberge* de quartzito. Por outro lado, estes derrames de bordo de bacia têm algum significado cronostratigráfico pois, faltando-lhes enquadramento estratigráfico superior de outros derrames, parecem constituir o último episódio sedimentar, que antecedeu o encaixe da rede quaternária.

### 2.2.1.2-As deformações da superfície fundamental no sinclinório de Amêndoa-Envendos

Ao norte do Tejo, ocorrem duas cristas quartzíticas correspondentes aos flancos do sinclinório de Amêndoa-Envendos, cujo eixo mergulha para ESE, verificando-se o fecho do dobramento próximo da confluência da ribeira da Pracana com o rio Ocreza (Fig. II-1). Os flancos norte e sul do sinclinório são constituídos por quartzítos armoricanos e o interior da megaestrutura por metassedimentos ordovícicos e silúricos indiferenciados (SILVA *et al.*, 1988; ROMÃO & RIBEIRO, 1995). Os terrenos exteriores à sinforma são constituídos, principalmente, por metassedimentos do "Grupo das Beiras". O esboço Geológico-Estrutural da área de Mação (*op. cit.*, 1995) mostra importante cavalgamento de direcção NW-SE a dividir o sinclinório, com o bloco ocidental a cavalgar o bloco oriental.

Os quartzitos armoricanos edificam um relevo de *inselberge* alongados formando um arco aberto para o lado ocidental (Fig. II-1). No interior do sinclinório, a estratificação dos metassedimentos ordovícicos e silúricos está rasoirada pela superfície fundamental. Esta superfície encontra-se deslocada por uma escarpa com 70 m de comando e direcção NNW-SSE, que divide o sinclinório em dois compartimentos. A escarpa ramifica-se em dois degraus, a oeste da localidade de Carvoeiro, inflectindo para poente, na direcção de Aboboreira, junto ao ramo sul do sinclinório. Ao sul de Carvoeiro, o degrau mais oriental coincide com a linha de cavalgamento assinalada por ROMÃO & RIBEIRO (1995).

O corte da (Fig. II-5) mostra o deslocamento da superfície fundamental pela falha de Carvoeiro. A sueste desta localidade, a superfície fundamental encontra-se a 340-350 m de altitude (área de Venda Nova), enquanto, do lado noroeste, a mesma superfície está a 420-450 m. Na área de Carvoeiro, observa-se um nível embutido com altitude de 320 m.

Afim de averiguar em que medida a falha de Carvoeiro e sua ramificação E-W, na direcção de Caratão, comprometem os depósitos assentes na superfície fundamental, procedeu-se ao levantamento de perfis geomorfológicos do interior para o exterior do sinclinório, tomando como referências a superfície fundamental e os depósitos no interior do sinclinório.

O corte de Águas Quentes para Monte Alegre (Fig. II-6 ) mostra a superfície fundamental, a 330-350 m e os *inselberge* de quartzito correspondentes aos flancos do sinclinório. Junto ao *inselberg* com 400 m de altitude, observam-se duas rampas, dos lados norte e sul. Estas rampas correspondem aos *pediments* do *inselberg,* podendo encontrar-se limpos de depósitos, ou fossilizados por coberturas cascalhentas do tipo leque aluvial. A espessura destas coberturas não ultrapassa 5 m. Depósitos do mesmo tipo também ocorrem na área de Venda Nova, mas ligeiramente mais altos (a 350 m).

Na Fig. II-7, os depósitos de leques aluviais fossilizam os *pediments,* que se encontram desligados das cristas pelos entalhes de cursos de água. Neste perfil, observam-se três patamares escalonados: a 420 m, a 379 m e a 330 m de altitude, imediatamente ao norte de Alfeijoeira. O escalonamento da superfície fundamental, a 420 m, para o patamar de Chão do Rei coincide com a subdivisão da escarpa de falha de Carvoeiro, a oeste desta localidade (Fig. II-1). No patamar de Chão do Rei, depósitos de leques aluviais com encouraçamentos ferruginosos coroam o planalto. Os mesmos depósitos encontram-se no patamar de 330 m e em retalhos a idêntica altitude junto ao flanco sul do sinclinório, na área de Caratão. No patamar de 330 m e na área de Caratão, os leques aluviais assentam em calhaus rolados de "conheiras". A espessura dos leques aluviais de Chão do

Rei e do patamar a 330 m é cerca de 10 m e a superfície do topo destes planaltos deve corresponder, pela perfeição do aplanamento, à superfície terminal de aluvionamento dos referidos leques. Em Chão de Rei, a superfície do planalto encontra-se praticamente horizontal, enquanto, no planalto de 330 m, inclina para sul com declive de 4%. A superfície deste patamar parece estar balançada para sul, pois admitindo a proveniência dos leques aluviais a partir da crista de Alfeijoeira, a superfície daqueles depósitos deveria inclinar em sentido contrário, ou seja, para norte e, considerando a fonte de alimentação do lado norte, a superfície dos leques deveria ter inclinação idêntica, ou inferior à do planalto de Chão de Rei, pois não é vulgar, nas áreas mais distais, os leques terem declive superior ao das áreas proximais.

No planalto de Chão do Rei, observa-se um rebordo de erosão entre os depósitos e o Maciço Hespérico gerado pelo primeiro nível embutido que se estabelece abaixo da superfície terminal de aluvionamento dos leques. Este rebordo também se observa em idêntica posição nos retalhos a 330 m junto à crista do lado sul.

No perfil da Fig. II-7 não se vê a ligação entre a crista e o *pediment* devido ao entalhe da ribeira de Carvoeiro, mas próximo daquele local (Fig. II-8), onde o entalhe do mesmo curso de água se deu a alguma distância da crista, pode ver-se o *pediment*, a 350 m e um retalho de leques aluviais, na colina de 330 m. Nesta colina, a superfície dos leques encontra-se abaixo da superfície do *pediment* que, do ponto de vista geomorfológico, corresponde à base do depósito. Tomando a base deste como referência, observa-se um deslocamento de 30 m em relação ao *pediment* da crista e considerando a superfície do cimo dos depósitos, verifica-se um deslocamento de 50 m entre a superfície dos leques aluviais ao sul da ribeira de Carvoeiro e a superfície do planalto de Chã do Rei. Este deslocamento compromete o nível embutido na superfície dos leques.

A semelhança de litofácies entre os depósitos de Chão do Rei e dos patamares a 330 m, nomeadamente, ao nível da composição petrográfica, rolamento e processos pedogenéticos, como sejam os encouraçamentos

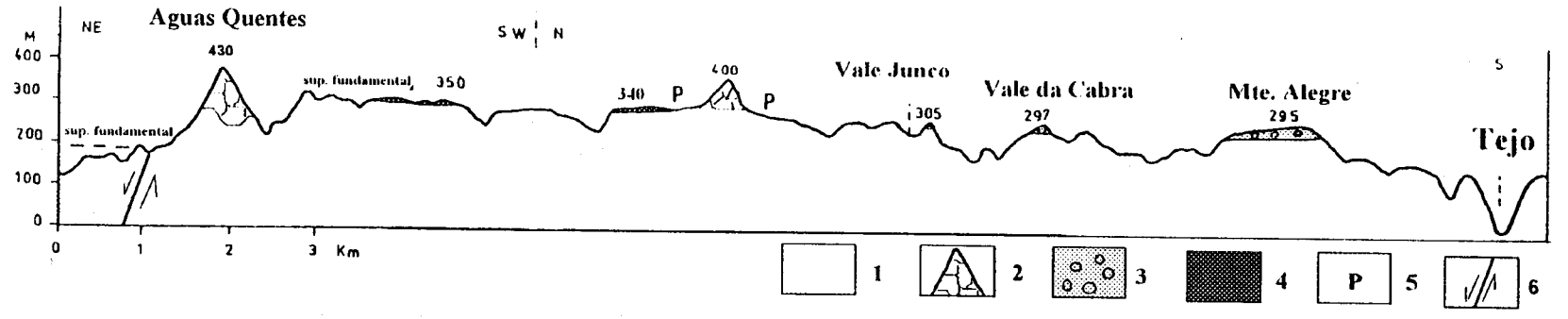
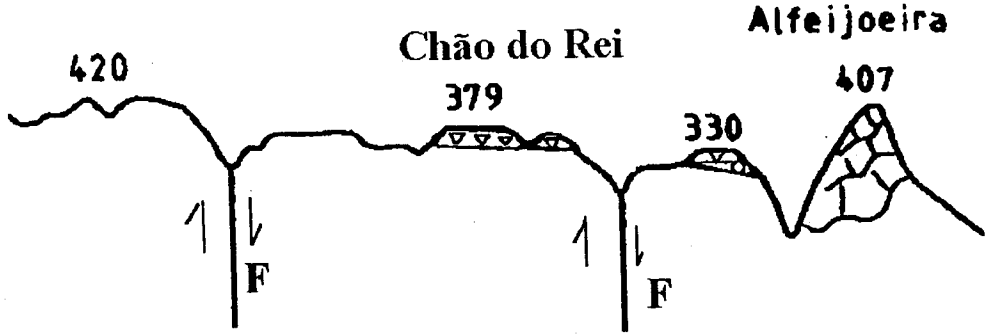



Fig. II-6. Perfil geomorfológico cruzando os inselberge do sinclinório de Amêndoa-Envendos até ao Tejo. Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-Inselberg quartzítico; 3- Conglomerados de Serra de Almeirim; 4-depósito de leque aluvial; 5-pediment do inselberg quartzítico; 6-falha.



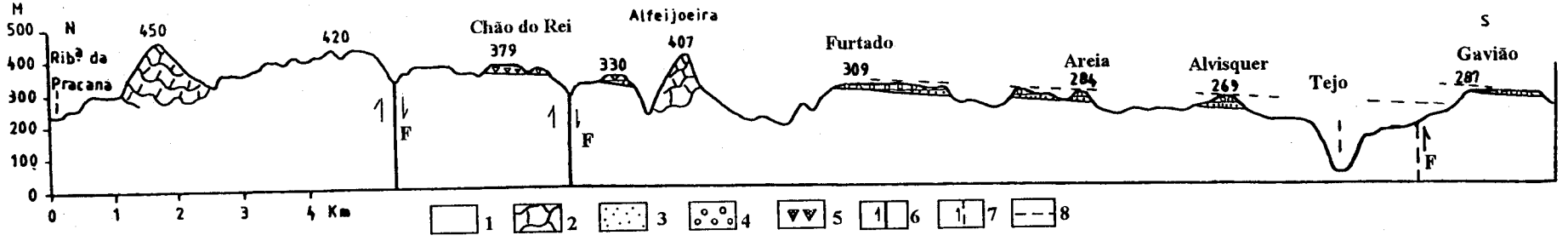




Fig. II-7-Perfil geomorfológico desde a ribeira da Pracana até ao planalto de Gavião, cruzando os inselberge quartzíticos do sinclinório de Amêndoa-Envendos. O perfil mostra o deslocamento dos depósitos de leques aluviais na área de Chão do Rei (ver sector ampliado do perfil). Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-inselberge quartzíticos; 3-arenitos arcósicos da base (Miocénico?); 4-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 5-depósito de leque aluvial; 6-falha; 7-falha provável; 8-superfície culminante.

ferruginosos, afastam a hipótese dos depósitos dos patamares a 330 m corresponderem a remoções do nível de Chão do Rei. As couraças ferruginosas, nunca foram encontrada nos depósitos dos terraços da bacia do Tejo.

Ao sul de Cabeça Gorda, (Fig. II-8) verifica-se um desnível de 50 m entre a superfície do *pediment*, a 350 m, no interior do sinclinório e a superfície do *pediment* no exterior do mesmo. A deslocação entre a superfície fundamental no interior e exterior do sinclinório não se vislumbra no corte da Fig. II-6, próximo de Envendos, onde os *pediments* interior e exterior do sinclinório estão ao mesmo nível dos dois lados da crista. O *pediment* de Cabeça Gorda liga-se à superfície culminante da bacia do v.g. Areia, equivalente da superfície de Furtado e Alvisquer (Fig. II-7). No prolongamento para sul da superfície culminante da bacia de Furtado, Areia e Alvisquer, não há coincidência com a superfície culminante do planalto de Gavião, ao sul do Tejo, verificando-se elevação de 35 m do compartimento de Gavião (Fig. II-7). Tanto o planalto de Gavião, como as "mesas" de Alvisquer e Areia têm como substrato geológico os "Conglomerados de Serra de Almeirim", que culminam o enchimento da bacia (superfície culminante). O desnível entre esta superfície, dos dois lados do Tejo, também se observa no corte de Furtado para Cadafáz (Fig. II-9) onde a superfície culminante do v.g. Torre 255 m acerta com o relevo residual, a 240 m, ao sul do Tejo. Os depósitos que coroam o relevo residual Torre 255 m, são do tipo leque aluvial e assentam sobre os Conglomerados de Serra de Almeirim (fácies fluvial). O desnível de 30 m, entre a superfície culminante da bacia no planalto de Gavião-Cadafáz e a superfície do relevo residual, a 240 m, parece resultar de uma deformação em "tecla de piano", de grande raio de curvatura, com ligeiro movimento de balança para sul do compartimento ao norte do Tejo. Esta deformação, que a litostratigrafia confirma, aparece assinalada na Carta Geomorfológica de Portugal (FERREIRA, 1981).

De acordo com esta interpretação, o planalto de Gavião parece corresponder ao lábio meridional de uma falha ESE-WNW que limita um pequeno bloco levantado do lado sul (*horst* de Gavião, Fig. II-1). Esta deformação do compartimento de Alvisquer concorda com o desenvolvimento assimétrico da drenagem entre os afluentes das duas margens do Tejo e

com o desvio do Tejo para WNW, no sector de Belver, marcando a primeira inflexão do rio naquela direcção, a jusante de Ródão. O abatimento do compartimento de Alvisquer relativamente ao compartimento de Gavião, definindo de encontro a este um ângulo de falha, assemelha-se a deformações do mesmo estilo, referidas por DAVEAU (1985) na parte meridional da Cordilheira Central, responsáveis pelo desvio para oeste dos cursos de água instalados em ângulos de falha originados por fracturas ESE-WNW.

A deformação, com abatimento para sul do compartimento de Alvisquer, concorda com a preservação, no compartimento ao norte do Tejo, de depósitos arenítios e arcósicos[6], subjacentes aos Conglomerados de Serra de Almeirim, num esquema clássico de conservação dos depósitos em compartimentos subsidentes. Tais arenitos não se encontram no *horst* de Gavião, limitado do lado sudoeste pela falha de Gavião-Monte do Penedo e do lado nordeste pelo degrau de Cadafáz (Fig. II- 1).

A Fig. II-9 mostra, no relevo residual Torre (226 m), depósitos com composição, rolamento e dimensão iguais aos que se encontram no relevo residual Torre (255 m), ou seja, aos dos leques aluviais da superfície culminante. A presença de depósitos no relevo residual Torre 226 m com litofácies semelhantes às do relevo de Torre (255 m) pode ser interpretada como: (1) recorrência na base da série estratigráfica de depósitos da mesma granulometria e litofácies dos leques aluviais da superfície culminante de Torre (255 m); 2) deslocamento da superfície culminante de Torre 255 m; 3) remoção das coberturas sedimentares anteriores, constituindo, neste

[6] Em depósitos continentais, a idade destes arenitos baseia-se em correlações estratigráficas. São anteriores aos Conglomerados de Serra de Almeirim e assemelham-se aos arenitos de Ota (Barbosa, comunicação pessoal). Não se exclui a possibilidade dos arenitos serem correlativos da "Formação de Silveirinha dos Figos" da Beira Baixa (Cunha, 1992, 1996), anterior ao levantamento (pós-Tortoniano Médio) da Cordilheira Central. Admitimos esta possibilidade pelo caracter arcósico desta formação e porque, a mesma parece ter ultrapassado, para sudoeste, os limites da área estudada, na Beira Baixa, por Cunha (*op. cit.*). É pouco provável que estes arenitos correspondam aos "Arenitos de Ulme", pois estes são equivalentes distais dos Conglomerados de Serra Almeirim sobrejacentes. Embora estes conglomerados, na sua progradação para sudoeste, possam recobrir os Arenitos de Ulme, é pouco provável que isso tenha acontecido numa região proximal da bacia.

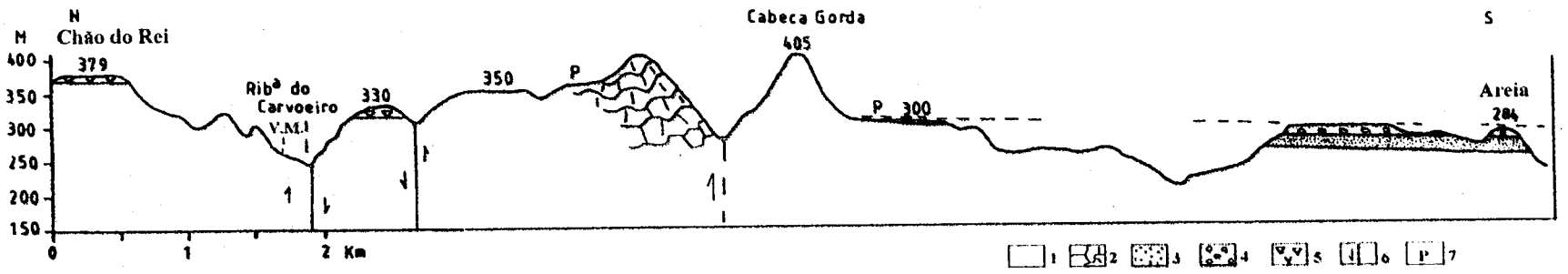



Fig. II-8. Perfil geomorfológico do planalto de Chão do Rei para o v.g. Areia. Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-*Inselberge* quartzíticos do sinclinório de Amêndoa-Envendos; 3-arenitos arcósicos da base (Miocénico?); 4-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 5- depósito de leque aluvial; 6-falha; 7-*pediment*. VM: Vale da Mua.

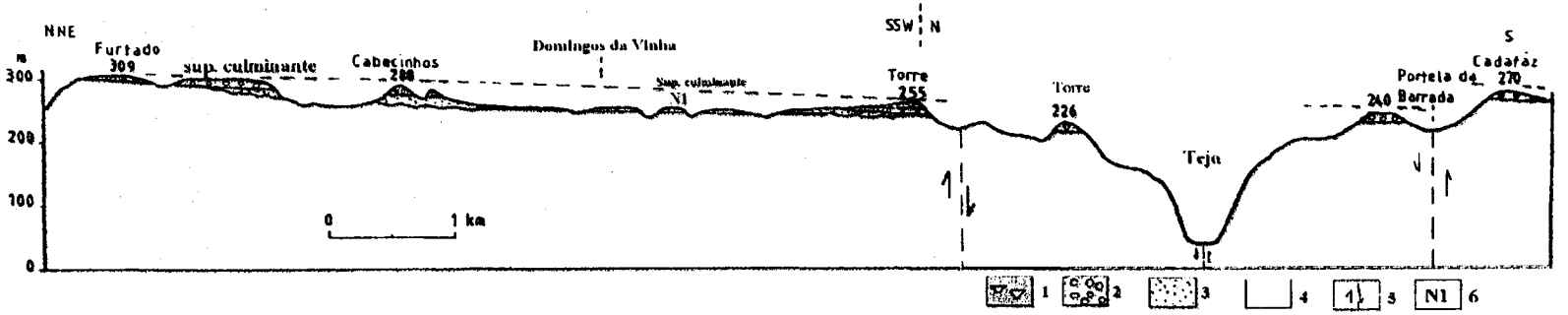



Fig. II-9. Perfil geomorfológico de Furtado para o planalto de Cadafaz (Gavião) ao sul do Tejo. Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-arenitos arcósicos da base (Miocénico); 3-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 4-depósito de leque aluvial; 5-falha; 6-nível embutido de Mação Penhascoso (240-260 m).

caso, um terraço do Tejo relacionado com o nível embutido abaixo da superfície culminante. A última hipótese, que seria a mais conforme com a posição do depósito em relação ao nível embutido, exclui-se porque não se encontram calhaus rolados dos Conglomerados de Serra de Almeirim (fácies fluvial) no depósito de Torre 226 m. A presença de calhaus rolados daquela unidade litostratigráfica é comum a todos os terraços do Tejo.

A primeira hipótese é contrariada pelo facto dos depósitos da base da série sedimentar serem essencialmente areníticos, nesta área. O hidrodinamismo das litofácies dos depósitos subjacentes aos Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl. SA) não parece compatível com a dimensão dos elementos siliciclásticos do depósito de Torre 226 m, que atinge 29 cm de dimensão máxima (MPS). A hipótese de deslocação tectónica, afectando os leques aluviais, surge, neste contexto, como a mais provável. A confirmar-se esta interpretação o deslocamento terá ocorrido depois do desenvolvimento do nível embutido da área de Domingos da Vinha (N1), uma vez que o depósito se encontra abaixo deste nível.

### 2.2.1.3-Deslocamentos verticais ao longo da fractura de Aldeia de Eiras - Amieira do Tejo.

Ao norte de Mação, ocorre um vale rectilíneo NW-SE, entre os maciços de Bando e Bando dos Santos, correspondente ao troço superior da ribeira de Eiras (Fig. II-1). Este vale de fractura encontra-se assinalado no Mapa Geológico da Bacia do Baixo Tejo (BARBOSA, 1995) como falha provável, entre Aldeia de Eiras e Amieira do Tejo, onde se esconde sob os sedimentos da bacia. Nesta localidade, uma fractura fotointerpretada coincide, no terreno, com um degrau de 15 a 20 m, que desnivela a superfície culminante. No prolongamento para noroeste desta fractura, observam-se evidências geomorfológicas de um acidente, entre os retalhos da superfície culminante do v.g. Mata (319 m) e Monte Alegre 297 m ao sul de Envendos. A superfície culminante do retalho de Monte Alegre encontra-se ligeiramente abatida e balançada para norte em relação à superfície

do v.g. Mata. Na continuação para noroeste da fractura, corre a ribeira do Pranto em confluência a 180º com a ribeira de Eiras. Os dois cursos de água estão instalados em vales dissimétricos com escarpas voltadas ao quadrante norte. No vale da ribeira de Eiras, ocorrem as nascentes termais de Fadagosa e imediatamente a sul deste vale dissimétrico uma escarpa de 50 m, coincide com a falha assinalada na carta geológica da região de Mação e Vale de Grou (ROMÃO & OLIVEIRA, 1995), que desloca depósitos de leques aluviais ao norte de Mação (Fig. II-1). A superfície dos leques, encontra-se a 320 m do lado sudoeste da escarpa e a 270-280 m do lado nordeste do degrau.

Seguindo a ribeira de Eiras para noroeste, verifica-se desalinho das cristas apalachianas, no sítio onde este curso de água corta, em garganta epigénica, as cristas, sugerindo um movimento horizontal de componente direita na fractura (Fig. II-1). O troço superior da ribeira de Eiras corresponde a um vale rectilíneo com escarpas no limite dos maciços de Bando e Bando dos Santos, situados em lados opostos do vale. Naqueles maciços, a superfície fundamental foi levantada, conjuntamente com os relevos, para 500 m de altitude, enquanto nas orlas dos maciços a mesma superfície encontra-se a 360-400 m.

### 2.2.1.4-Evidências geomorfológicas de levantamento do sinclinório de Amêndoa-Envendos

a) Posição da superfície fundamental ao norte da ribeira da Pracana e no interior do sinclinório.

Ao norte deste sinclinório, os terrenos do "Grupo das Beiras" encontram-se dissecados pelo rio Ocreza e ribeira da Pracana. Apesar da dissecação do relevo, é possível reconstituir a superfície fundamental pelos cimos dos cerros de xisto, no interflúvio do Tejo e Ocreza. Alguns destes cabeços sustentam depósitos da bacia do Tejo com espessura inferior uma

dezena de metros. Apontam-se, a título de exemplo, os retalhos de Vinhas, Vilar do Boi, Fratel e Cabeço da Velha. Estes depósitos culminantes pertencem à "Formação dos Conglomerados de Falagueira", da estratigrafia terciária da Beira Baixa (CUNHA, 1992) e assentam, por inconformidade, no substrato arrasado correspondente à superfície fundamental. Os "Conglomerados de Falagueira" foram paralelizados com os Cgl. SA dos planaltos do Ribatejo (CUNHA, *op. cit.*). A base destes depósitos conglomeráticos desce gradualmente para sudoeste, encontrando-se a 340 m nos v.g. Alteza e Vinhas, próximo das cristas quartzíticas de Vila Velha de Ródão; a 300-310 m, no Fratel e ligeiramente abaixo de 300 m no v.g. Cabeço da Velha. Passa-se o mesmo a ocidente do rio Ocreza, onde a superfície fundamental, conservada nos cimos dos cerros de xisto, atinge 296 m, ao norte de S. Pedro do Esteval. A superfície fundamental inclina, portanto, contra o flanco da crista quartzítica do sinclinório de Amêndoa-Envêndos. No sopé da crista, a superfície fundamental terá tido altitude da ordem dos 300 m, ou ligeiramente inferior, atendendo à descida gradual para sudoeste, que a mesma apresenta, a norte. Posteriormente, a superfície fundamental foi rebaixada pelo primeiro embutimento da drenagem (nível de Mora-Lamarosa, s. l.) ligado ao rio Ocreza e ribeira da Pracana.

No interior do sinclinório, a superfície fundamental encontra-se a 340-350 m, do lado oriental da povoação de Carvoeiro e acima de 400 m, a oeste daquela localidade, ou seja, 50 a 100 m acima da superfície fundamental, no compartimento ao norte da ribeira da Pracana. As diferentes altitudes da superfície fundamental mostram, que a escarpa do flanco norte do sinclinório não corresponde só à diferença de dureza entre xistos e quartzítos, mas tem associada movimentação tectónica.

Este desnível vê-se no corte projectado longitudinal da Serra da Galega (CARVALHO & DAVEAU, 1971) (Fig. II-11). Os autores referem o carácter dissimétrico da serra da Galega, dominando com mais de 200 m a região de colinas drenada pela ribeira da Pracana, enquanto, ao sul, aquele relevo ultrapassa, por pouco, os diversos elementos dos planaltos e cristas apalachianas, conservadas no interior das cristas (*op. cit.*, p. 125).

Referindo-se às linhas gerais do relevo da Cordilheira Central, na sua relação com os acidentes WNW-ESE, DAVEAU (1985) notara, que o lábio norte destes acidentes é empolado na parte central, enquanto as extremidades são fortemente abatidas, sendo locais de confluências e meandros recortados. Daveau refere, a propósito, os acidentes da Sertã e da ribeira de Pracana.

b) Os meandros abandonados no compartimento da ribeira da Pracana.

Este curso de água apresenta um conjunto de arcos de meandros abandonados, dispondo-se quase todos os anfiteatros destes meandros do lado norte da ribeira. DAVEAU (1985) notara, nas montanhas de xisto da Cordilheira Central, que os meandros dissimétricos, ou seja, aqueles em que uma das vertentes é nitidamente mais inclinada do que a outra, ocorrem, de preferência, nos compartimentos com subsidência relativa, enquanto os meandros imprimidos e simétricos são mais frequentes nos compartimentos que sofreram levantamento. Nos primeiros, o encaixe do talvegue não retirou, totalmente, alguma capacidade de erosão lateral à corrente, enquanto nos últimos o fortíssimo encaixe apenas permite o desenvolvimento de vertentes simétricas (*op. cit.*, p. 232). Os meandros da ribeira da Pracana pertencem à primeira categoria, ou seja, aos que se desenvolvem nos compartimentos com subsidência relativa.

Na ribeira da Pracana, os anfiteatros de meandros abandonados desenvolvem-se do lado norte deste curso de água, estando praticamente ausentes na margem oposta (Fig. II-1). Nos cursos de água, ao dar-se o corte do meandro, a corrente utilizará durante um certo período os dois percursos, mas tenderá, gradualmente, a abandonar o mais longo. Mas, porque motivo o percurso abandonado foi, quase sempre, o do lado norte, quando numa sucessão de meandros este percurso estaria alternadamente do lado norte e do lado sul, relativamente a potenciais situações de estrangulamento do lóbulo de meandro?

A sucessão de meandros abandonados, apenas num dos lados da ribeira da Pracana, poderá estar relacionada com o movimento de balança para sul da superfície fundamental onde se instalou este curso de água com traçado diagonal em relação à deformação daquela superfície. Nestas circunstâncias, é possível que a erosão lateral da corrente seja reforçada nos anfiteatros do lado sul da ribeira e atenuada nos do lado norte, circunstância que poderá ter sido determinante no abandono dos segundos.

Note-se, por exemplo, o rio Ocreza, com traçado N-S consequente com o declive da superfície fundamental, parece confirmar a interpretação proposta, pois não apresenta meandros abandonados, excepto à saída da crista da serra do Perdigão, onde o rio inflecte para sul. A falta de meandros abandonados no troço N-S do rio Ocreza terá relação com a direcção deste troço, orientado segundo as linhas principais do relevo, ou trata-se de uma particularidade sem significado geomorfológico? A resposta não é fácil, mas os cursos de água de Sarzedinha e da Froia, fora deste mapa, com traçado idêntico ao da ribeira da Pracana apresentam, cada um, dois anfiteatros de meandros abandonados, ambos do lado norte da ribeira.

### 2.2.1.5-Tentativa de correlação do levantamento do sinclinório com a idade dos depósitos

As características geomorfológicas, que se referiram, apontam no sentido da existência de balançamento para sudoeste da superfície fundamental ao norte da ribeira da Pracana, contra o sinclinório de Amêndoa. A escarpa que esta superfície define de encontro ao flanco norte do sinclinório, deverá corresponder a uma escarpa de falha e não, apenas, a um degrau de dureza entre os xistos e os quartzitos (Est. II-3).

Infelizmente, não se encontra ainda completamente esclarecida a correlação entre os depósitos situados no interior e no exterior do sinclinório. No que respeita aos depósitos conglomeráticos situados no exterior

da sinforma (interflúvio do Tejo e Ocreza, junto de Fratel), CUNHA (1992) incluí-os na "Formação de Falagueira".

Segundo este autor, os Conglomerados de Falagueira terão sido depositados por um pré-Tejo, com traçado próximo do actual, que teria depositado, igualmente, os"Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA) no Ribatejo. Compreendemos o modelo apresentado por CUNHA (1992), mas como se referiu no capítulo I, as correlações estratigráficas entre os Cgl. SA de BARBOSA (1995) e as sequências limitadas por descontinuidades (SLD) de CUNHA (1992) não coincidem neste ponto. A correlação estratigráfica dos depósitos seria importante, sobretudo como referências cronoestratigráficas da deformação da superfície fundamental a norte do sinclinório e no interior deste.

No interior do sinclinório, encontram-se dois tipos de depósitos: leques aluviais, formados pelos calhaus sub-rolados e subangulosos com encouraçamentos ferruginosos e elevada percentagem de quartzo e depósitos compostos de blocos quase exclusivamente de quartzito, rolados, que foram explorados para extracção de ouro e que, actualmente, constituem amontoados de conheiras.

Os primeiros foram considerados equivalentes dos Conglomerados de Vila de Rei (Vilafranquiano?) e os depósitos das conheiras paralelizados aos Cgl. SA (BARBOSA, 1995), mas como se verá adiante, os últimos podem ser mais antigos e os primeiros, não se exclui a possibilidade de serem correlativos dos depósitos de Fratel, ou seja, fácies locais proximais dos Cgl. SA. A idade dos depósitos no interior do sinclinório não está completamente esclarecida, nem a sua correlação com os depósitos de Fratel que, neste caso, seria extremamente útil.

A presença de blocos rolados de conheiras, de idade não completamente esclarecida, no interior do sinclinório, apenas nos permite concluir, que a individualização do sinclinório como elemento soerguido em relação à superfície fundamental, a norte, ainda não se teria iniciado na altura do assento dos depósitos que vieram a ser explorados para extracção de ouro.

Considerando o modelo apresentado por CUNHA (1992) para os Conglomerados de Falagueira, estes terão sido depositados por um sistema fluvial que atravessava as cristas de Ródão, estendendo-se para o Ribatejo, onde terá depositado os Cgl. SA (*op. cit.*, p. 107, Fig. 2.51).

Como se pode ver na Fig. II-1, os Cgl. SA encontram-se, ao sul do sinclinório, numa faixa meridiana, que prolongada para norte inclui a parte mais oriental deste, mais precisamente, aquela onde chegam a existir troços das cristas arrasadas ao nível da superfície fundamental. Apesar disso, no interior do sinclinório, os conglomerados (de calhaus subrolados a rolados) não se encontram a fossilizar esta superfície, como acontece ao sul do sinclinório. Este facto sugere, que o levantamento do sinclinório em relação à superfície fundamental, ao norte da ribeira da Pracana, já devia ter-se iniciado na altura em que se depositaram os Cgl. SA e que os depósitos com calhaus rolados (conheiras) do interior do sinclinório podem ser mais antigos do que os Cgl. SA.

Pode-se também admitir, que os leques aluviais (depósitos com calhaus subangulosos e sub-rolados), no interior do sinclinório, sejam correlativos dos Cgl. SA (fácies locais proximais destes). Neste caso, o levantamento do sinclinório relativamente à superfície fundamental, a norte, seria posterior ao derrame dos Cgl. SA. Estes teriam um "corredor" de drenagem transportando calhaus rolados, próximo da posição actual do Tejo e alimentações laterais do tipo leque aluvial, possivelmente correlativas do levantamento do sinclinório.

Admitindo que os depósitos das conheiras são correlativos dos Cgl. SA, então o levantamento do sinclinório seria posterior à deposição destes conglomerados. Contudo, esta hipótese não concorda com o traçado da drenagem ao norte do sinclinório, a qual revela total adaptação em relação aos elementos morfoestruturais do relevo. Repare-se como a ribeira de Pracana e o Rio Ocreza, sucessores, tal como o Tejo, da drenagem fininegénica que depositou os Cgl. SA, apresentam o traçado controlado pela crista norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos, sugerindo que os rele-

vos quartzíticos já condicionavam a drenagem, na altura em que se depositaram aqueles conglomerados.

Esta disposição da drenagem, contornando o sinclinório, sugere que os depósitos de calhaus rolados (conheiras), no interior deste, deverão ser mais antigos do que os Cgl. SA e ter-se-ão depositado antes do balançamento da superfície fundamental, a norte do sinclinório.

### 2.2.1.6-O comportamento da drenagem

A ocorrência de troços arrasados de cristas quartzíticas ao nível da superfície fundamental encontra-se em vários locais do bordo norte da bacia do Tejo. Referiu-se, a título de exemplo, a extremidade noroeste da crista de Ródão, ao sul do Tejo, cortada por este rio em garganta epigénica. Mas, ao contrário do que acontece em Ródão, nenhum curso de água, vindo de norte, corta o sinclinório de Amêndoa-Envêndos, sinal de que este constituía já um elemento morfológico individualizado, capaz de controlar os eixos de drenagem que depositaram os Cgl. SA e que vieram a ser os precursores da rede quaternária. Os casos de inadaptação da drenagem em relação às cristas do sinclinório correspondem a cursos de água originados no interior da estrutura e ocorrem, sobretudo, na crista sul. Esta disposição da drenagem invoca um sinclinório ligeiramente inclinado para sul a partir do acidente da ribeira da Pracana e parece correponder a uma deformação de grande raio de curvatura, como aquela que, mais a ocidente, comandada pela falha do Codes, é responsável pelo movimento de balança para o Tejo das superfícies ao norte de Abrantes. No sinclinório de Amêndoa-Envendos, a disposição da drenagem obedece, essencialmente, a este tipo de deformação. Consequente com ela, os cursos de água acabam por se evadir do interior do sinclinório e cruzar a crista sul da estrutura, nos sítios onde esta se encontra arrasada ao nível da superfície fundamental, ou nos locais onde leques aluviais fossilizaram os troços arrasados. As inadaptações ocorrem nos troços superiores das ribeiras de Eiras e Alpalhão. Este curso de água parece ter capturado, na área de En-

vendos, o tramo superior da ribeira das Canas (Fig. II-1). É provável que fracturas importantes tenham condicionado o sítio da passagem dos cursos de água, mas não é necessário invocá-las para explicar as epigenias, pois encontram-se depósitos de "conheiras" e de leques aluviais à mesma altitude de certos troços da crista sul do sinclinório. Epigenias idênticas ocorrem nas serras de Alcaravela e das Lercas, cortadas nas suas extremidades orientais pela ribeiras de Arcês e rio Frio.

No interior do sinclinório, a superfície fundamental, alcandorada em relação ao compartimento da ribeira da Pracana, mantém-se relativamente defendida da erosão pelas cristas quartzíticas. No entanto, a drenagem paralela à estratificação dos quartzitos armoricanos entalha profundamente a superfície fundamental junto à crista norte (Fig. II- 1). Estes vales ortoclinais encontram-se lateralmente rasgados e os cursos de água dirigem-se para o exterior do sinclinório através de gargantas profundas (*watergaps*) na crista norte do sinclinório (Est. II-3 e Est. II-6). É provável que a passagem dos cursos de água coincida com fracturas importantes, com indícios na nascente termal de Águas Quentes (actual nascente da água mineral de "Ladeira de Envendos") e no paralelismo de troços de vales rectilíneos NE-SW cortando a estratificação ao sudoeste de Venda Nova (Fig. II-10). São aqueles cursos de água, junto à crista norte do sinclinório, cuja capacidade erosiva se imaginaria insuficiente que, paradoxalmente, atravessam a crista. Esta drenagem antecedente[7], tributária da

[7] Ao considerarem-se *antecedentes* os pequenos tributários da ribeira da Pracana pode parecer contraditório com a antiguidade do levantamento do sinclinório em relação à drenagem. A questão da antecedência é relativa. É necessário considerar a individualização do sinclinório de forma progressiva, o suficiente para controlar a instalação inicial da ribeira da Pracana que se instala no compartimento deprimido, a norte do sinclinório. Mas este curso de água pode desenvolver tributários para o lado do compartimento levantado, tal como acontece com afluentes de colectores instalados nos compartimentos deprimidos, que entalham escarpas de falha. Nesta maneira de ver, a individualização do sinclinório é anterior à rede de drenagem e não faz sentido falar-se de antecedência. Contudo, considerando a continuidade e intensidade crescente do soerguimento tectónico, como revelam os perfis transversais da drenagem e os registos sedimentares da bacia, não podem deixar de se considerar os tributários da ribeira da Pracana *antecedentes* em relação aos movimentos tectónicos mais recentes.

ribeira da Pracana, explora as fracturas e corta as cristas em gargantas apertadas (*watergaps*).

O fortíssimo encaixe destes tributários da ribeira da Pracana, associado a outras vicissitudes da drenagem, como o sistema de meandros abandonados e dissimétricos no compartimento deprimido da ribeira da Pracana, para os quais DAVEAU (1985) havia já chamado a atenção, parecem constituir respostas da rede hidrográfica à geodinâmica que decorre do levantamento do sinclinório.

### 2.2.1.7-A depressão de Carvoeiro

Esta depressão, com 750 m de largura e 2 km de comprimento, situa-se no interior do sinclinório de Amêndoa-Envêndos na área de Carvoeiro (Fig. II-10). A ribeira de Carvoeiro corre no sentido longitudinal da depressão, num fundo aluvial, mas sai dela através de uma garganta ao cruzar uma barra quartzítica nivelada pela superfície fundamental. O limite ocidental da depressão corresponde à escarpa de falha de Carvoeiro, subdividida em dois degraus a oeste daquela localidade. Um degrau limita directamente a depressão e o outro desloca a superfície fundamental da área de Chão do Rei (379 m) do compartimento a poente, com altitude de 400-420 m. O bordo ocidental da depressão é mais escarpado do que o lado oriental. Deste lado, o degrau de acesso ao fundo da depressão tem cerca de 50 m, enquanto a escarpa do lado ocidental atinge 80 m (Fig. II-10).

Dominando a depressão, observa-se um nível embutido na superfície fundamental a 320 m de altitude. Este nível correspondente ao aplanamento local referido por CARVALHO & DAVEAU (1971) e desenvolve-se dos dois lados da ribeira de Carvoeiro. Do lado ocidental deste curso de água, o nível embutido, com 350 m de altitude, erodiu parcialmente os depósitos na área de Degolados, observando-se o rebordo de erosão em redor do planalto culminante de Chão do Rei (Fig. II-10). Do lado oriental

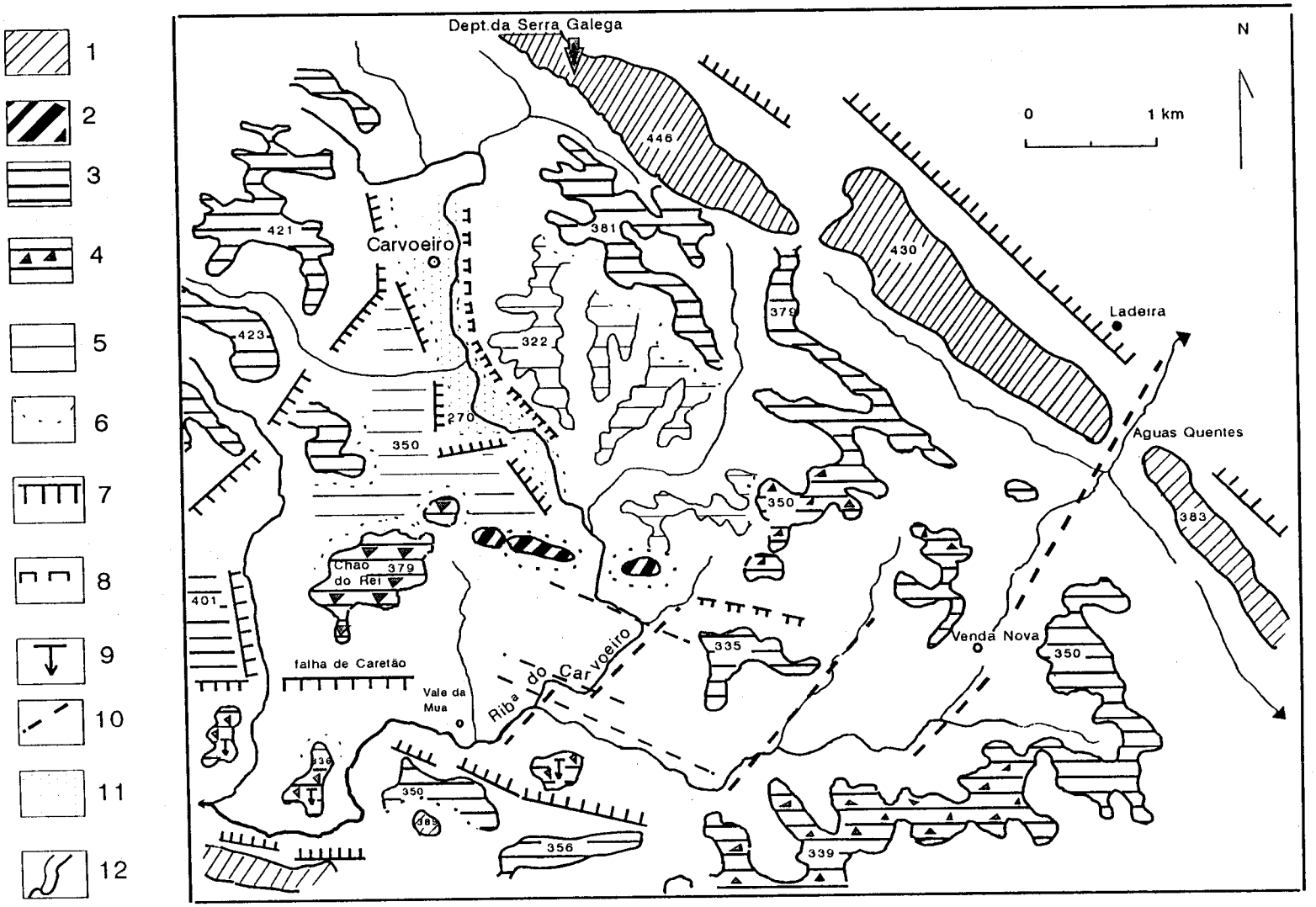



Fig. II-10. Mapa geomorfológico da área de Carvoeiro.
Legenda: 1-*Inselberge* quartzíticos; 2-crista apalachiana; 3-superfície fundamental; 4-leques aluviais sobre a superfície fundamental; 5-nível embutido da depressão de Carvoeiro; 6-rebordo de erosão do nível embutido; 7-escarpa de falha; 8-escarpa de falha provável; 9-superfície balançada; 10-vales de fractura; 11-aluviões; 12-cursos de água.

da depressão, o nível embutido encontra-se um pouco mais baixo, a 320-330 m, mas corresponde, tal como o do lado ocidental, ao primeiro nível embutido na superfície fundamental, que rasoira os metassedimentos ordovícicos e silúricos no interior do sinclinório.

Como se referiu, a escarpa ocidental desloca a superfície fundamental e o nível embutido acompanha o deslocamento desta superfície, como se pode verificar pelas altitudes das duas superfícies dos lados oriental e ocidental da falha (Quadro II-1).

Quadro (II-1): Altitudes da superfície fundamental e do nível embutido dos lados oriental e ocidental da ribeira de Carvoeiro.

| | *Oeste da rib. de Carvoeiro* | *Leste da rib. de Carvoeiro* | *Desnível* |
|---|---|---|---|
| Sup. Fundamental | Chão do Rei 379 m | Venda Nova 350 m | 29 m |
| Nível embutido | 350 m | 322 m | 28 m |
| Altura da escarpa | 80 m | 52 m | 28 m |

O desnível entre a superfície fundamental do lado ocidental e do lado oriental da depressão é cerca de 30 m. Este desnível é idêntico à diferença de altitude entre o nível embutido, referenciado dos dois lados da ribeira de Carvoeiro e ao comando das escarpas ocidental e oriental da depressão.

Junto à localidade de Vale da Mua, encontram-se três relevos residuais de tipo mesa, num "corredor" deprimido entre a escarpa de Caretão e os relevos de quartzito (*inselberge*) do sinclinório de Amêndoa- Envendos. A superfície culminante dos relevos do tipo mesa é formada por depósitos de leques aluviais, idênticos aos do planalto de Chão de Rei. A superfície dos referidos leques encontra-se abaixo do nível embutido, que se desenvolve em torno do planalto de Chão de Rei, situado no compartimento levantado pela falha de Caretão (Fig. II-11). A posição dos relevos residuais,

cuja superfície culminante se encontra abaixo do nível embutido, antes referido, indica que o abatimento do "corredor", entre a escarpa de Caretão e os *inselberge* de quartzito, deve ser posterior a formação do nível embutido. De outro modo, os depósitos de leques aluviais, a oriente e ocidente de Vale da Mua, teriam sido erodidos na altura em que se formou o nível embutido, de natureza erosiva. Outro deslocamento, posterior à formação do nível embutido, deverá explicar a conservação do retalho mais extenso de leques aluviais (altitude de 339 m) ao sul de Venda Nova). Entre a superfície culminante deste leque e a superfície fundamental do lado ocidental (altitude de 356 m), observa-se um degrau com 20–25 m de comando, situado no prolongamento para SW da fractura a NE.

Apresentamos interpretação diferente de CARVALHO & DAVEAU (1971) para o depósito do colo da serra Galega, considerado correlativo do nível embutido de Carvoeiro. Segundo os autores, aquele depósito teria derivado de outro, mais antigo, que teria largamente coberto a região e cujo testemunho couraçado estaria preservado no planalto de Chão do Rei" (*op. cit.*, p. 129).

O depósito do colo de Serra Galega apresenta, tal como o de Chão do Rei, encouraçamentos ferruginosos e o grau de rolamento (0,20) do conjunto superior do depósito é idêntico ao que se mediu em Chão do Rei. Encouraçamentos ferruginosos deste tipo só os encontrámos nos leques aluviais e nunca foram vistos em depósitos removidos, associados a formas de embutimento. Por outro lado, a posição do colo da serra Galega, a 370-380 m, nivela-se com a superfície do planalto de Chão do Rei, a 379 m, ao passo que o nível embutido, imediatamente abaixo deste planalto, situa-se a 350 m, na localidade de Degolados e a 320 m do lado oriental da depressão de Carvoeiro.

O perfil da crista quartzítica da serra Galega para Furtado (Fig. II-11), adaptado de CARVALHO & DAVEAU (1971), mostra a correlação que propomos, entre o depósito do colo da serra Galega e os leques aluviais do planalto de Chão do Rei, assim como a interpretação tectónica de

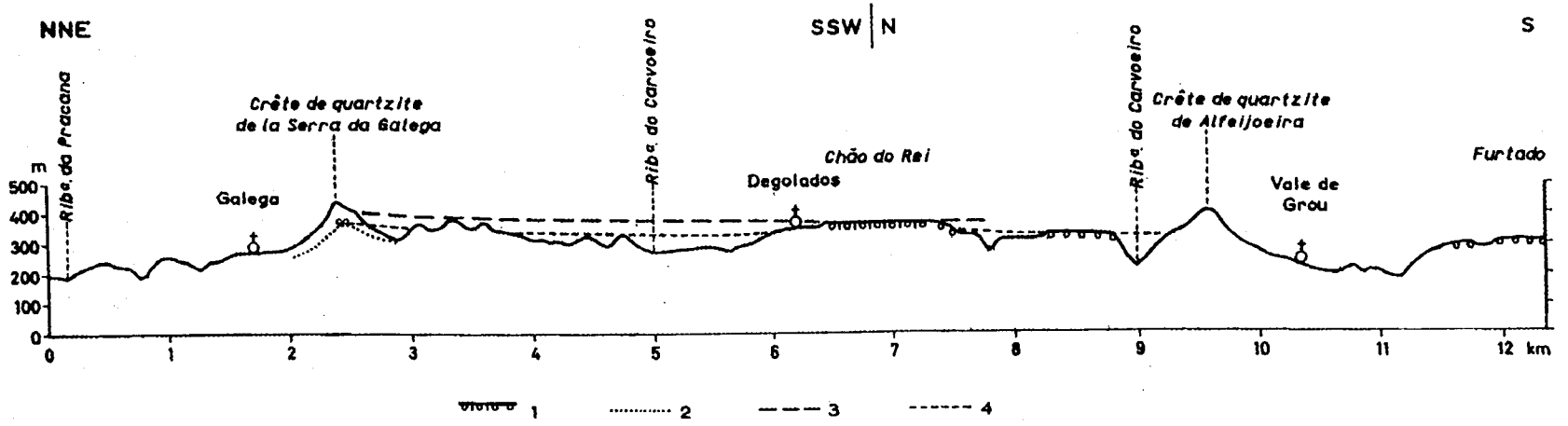



Fig. II-11- Corte transversal à serra Galega, adaptado de CARVALHO & DAVEAU, (1971) 1-derrame do tipo raña, encouraçado ou não; 2-perfil projectado do colo da serra Galega; 3-reconstituição hipotética do nível de Chão do Rei; 4-do nível do colo da serra Galega.

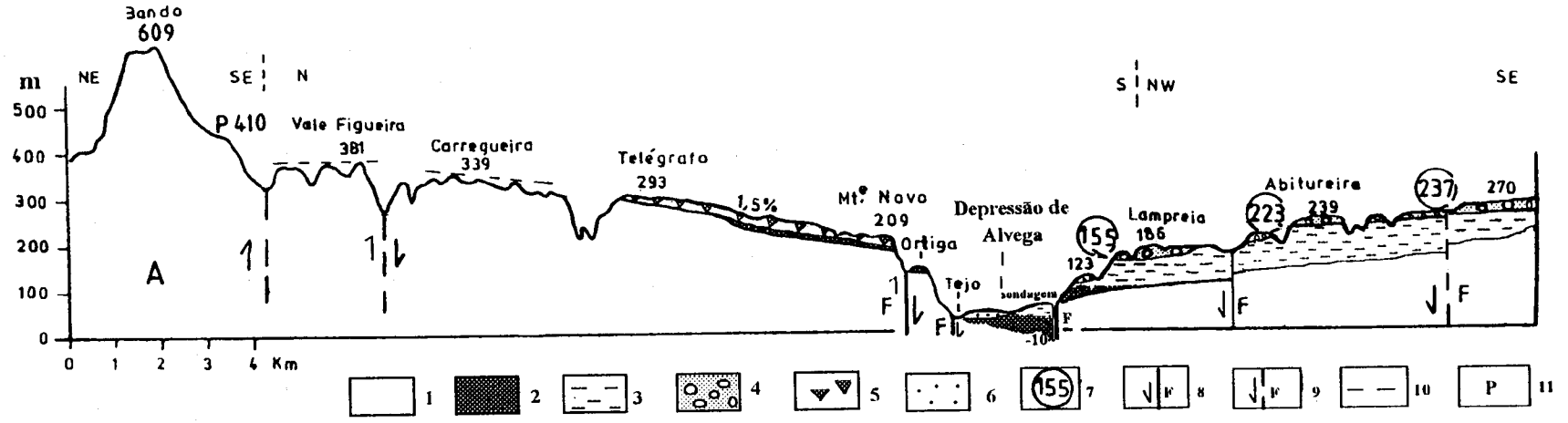



Fig. II-12- Perfil geomorfológico desde o maciço de Bando até aos planaltos de Abitureira ao sul de Alvega. Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2-"Grés de Monsanto" (Paleogénico a Eocénico); 3-Argilas de Tomar (Miocénico); 4-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 5-depósito de leque aluvial; 6-terraços (Plistocénico); 7-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 8-falha; 9-falha provável; 10-superfície fundamental; 11-pediment do maciço de Bando.

deslocamento destes depósitos e do nível embutido imediatamente abaixo da superfície terminal de aluvionamento dos leques aluviais.

No troço do perfil entre a crista de Alfeijoeira e Degolados observa-se o rebordo de erosão correspondente ao nível embutido, quer em torno do planalto de Chão do Rei (nível da povoação de Degolados, a 350 m), quer à volta do pequeno planalto, a 330 m, imediatamente a norte da crista quartzítica de Alfeijoeira (embutimento a 310-315 m). Como não se encontrou nenhum elemento sedimentológico que permita diferenciar os depósitos do planalto de Chão do Rei dos que se encontram no planalto de 330 m, a interpretação tectónica parece ser a explicação mais provável do desnível, quer da superfície terminal de aluvionamento dos leques, quer do nível embutido, que se desenvolveu imediatamente abaixo.

A dificuldade de individualizar, no interior do sinclinório, um nível embutido, suficientemente generalizado, abaixo da superfície fundamental e anterior aos entalhes mais vigorosos dos cursos de água, reforça a ideia de levantamento da megaestrutura. Mas, na área de Carvoeiro, a subsidência relativa, associada ao pequeno *graben*, parece ter criado as condições para se desenvolver um embutimento no interior de um relevo profundamente entalhado pelo encaixe da rede hidrográfica. É provável que a crista apalachiana, a jusante de Carvoeiro, tenha funcionado como soleira local, favorecendo o desenvolvimento do nível embutido a montante da crista, mas o seu desempenho deve ter sido modesto, pois cristas de maior vulto, como as do flanco sul do sinclinório não parecem ter determinado níveis embutidos mais alargados no interior deste.

#### 2.2.1.8-Os maciços de Bando e Bando dos Santos

Estes maciços erguem-se a oeste de Carvoeiro, em rochas do Silúrico, com nível de cumes acima de 600 m. A evolução geomorfológica destes maciços constitui campo aberto a futuros trabalhos de morfotectónica. Por

agora limitamo-nos a referir a relação destes maciços com a superfície fundamental.

A oeste de Carvoeiro, esta superfície, que se toma como elemento de referência geomorfológico, sobe gradualmente para ocidente até à base dos maciços acima mencionados, atingindo 450 m na extremidade nordeste de Bando dos Santos (Fig. II-1). A ligação entre a superfície fundamental e o maciço faz-se por um abrupto de 50 m. No cimo deste abrupto encontra-se um patamar a 510 m, que constitui uma espécie de *pediment* do maciço, desligado da superfície fundamental. No *pediment*, suspenso sobre a superfície fundamental, encontram-se vestígios de depósitos com pisólitos ferruginosos, que é comum encontrar nos leques aluviais. O nível deste *pediment* está representado, a idêntica altitude, numa orla de rechãs do lado oeste do maciço. O nível das rechãs penetra no interior do maciço pelo colo que o divide nos blocos norte e sul (Fig. II-1). Orlas menos desenvolvidas observam-se à volta do maciço de Bando à altitude de 410-420 m a oeste da ribeira de Eiras. Do lado ocidental do maciço de Bando (609 m) encontram-se depósitos de leques aluviais a 422 m, sobre os *pediments* daquele maciço. Naqueles *pediments*, os depósitos sofreram levantamento de 50 m em relação à superfície fundamental que se encontra a 375 m ao sul do maciço de Bando.

O perfil geomorfológico do maciço de Bando (609 m) na direcção do Tejo (Fig. II-12) mostra o *pediment* da crista, a 410 m, desligado 40-50 m da superfície fundamental. Esta superfície trunca os cimos das cristas apalachianas de Vale Figueira e Carregueira, encontrando-se fossilizada pelos leques aluviais no v.g. Telégrafo. Entre Carregueira e Vale Figueira, observa-se um degrau de 30-40 m deslocando a superfície fundamental, que rasoira as cristas apalachianas. Admitimos que este degrau corresponde ao prolongamento, para ocidente, da escarpa de falha de Caretão, uma vez que o mesmo se encontra no alinhamento da referida escarpa (Fig. II-1). No Telégrafo, a superfície dos leques aluviais termina em bisel com a superfície Carregueira, sendo esta forma de contacto uma ligação bastante comum entre a superfície culminante dos leques e a superfície fundamental.

A superfície dos leques aluviais, ao biselar-se com a superfície de Carregueira, revela que as cristas apalachianas não terão constituído a fonte de alimentação daqueles depósitos, cujas características sedimentológicas requerem relevos vigorosos. A presença, nos leques, de elementos siliciclásticos mal rolados, com dimensões superiores a 30 cm, apoia esta interpretação.

A norte de Mação, os relevos mais salientes da superfície fundamental são os maciços de Bando e Bando dos Santos, pois os *inselberge* do flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos destacam-se pouco desta superfície e os do ramo sul encontram-se arrasados ao nível da superfície fundamental. Deste modo, os maciços de Bando e Bando dos Santos parecem ser as fontes de alimentação dos leques aluviais. É provável que os derrames tenham ocorrido com a reactivação das falhas que limitam os maciços e deslocam a superfície fundamental, junto daqueles relevos. Esta interpretação é reforçada pela ocorrência dos depósitos de leques aluviais sobre *pediments* do lado ocidental do maciço de Bando (Fig. II-1).

Em relação aos maciços de Bando e Bando dos Santos, parece aplicar-se uma evolução tectónica semelhante à referida por RIBEIRO (1942) para o limite sueste da Cordilheira Central. Junto daquela cordilheira, a reactivação da falha de Sobreira Formosa pelos paroxismos alpinos originou desligamento, com truncatura entre a superfície fundamental ("plataforma do sul de Portugal") e a Cordilheira Central, onde a superfície de aplanação já se insinuava através de regolfos erosivos (*op. cit.* p. 184). As orlas dos maciços de Bando e Bando dos Santos, elevadas acima de 400 m e 500 m, devem constituir os vestígios da superfície fundamental, que se insinuava nestes relevos antes da reactivação das falhas. Os maciços de Bando e Bando dos Santos, que em determinada altura do arrasamento do Maciço Hespérico devem ter-se assemelhado, tal como os flancos do sinclinório de Amêndoa-Envendos, a *inselberge* da superfície fundamental, constituem, actualmente, compartimentos levantados do tipo *horst*.

Se a reactivação das falhas junto dos maciços é responsável pelo derrame dos leques aluviais, como julgamos, e se aceita a idade dos leques do

Pliocénico ou do Pliocénico final, início do Quaternário (BARBOSA, 1995), estimamos deslocamentos tectónicos máximos da ordem de 50 m, depois desse período.

## 2.2.2-Área a sul de Vila de Rei

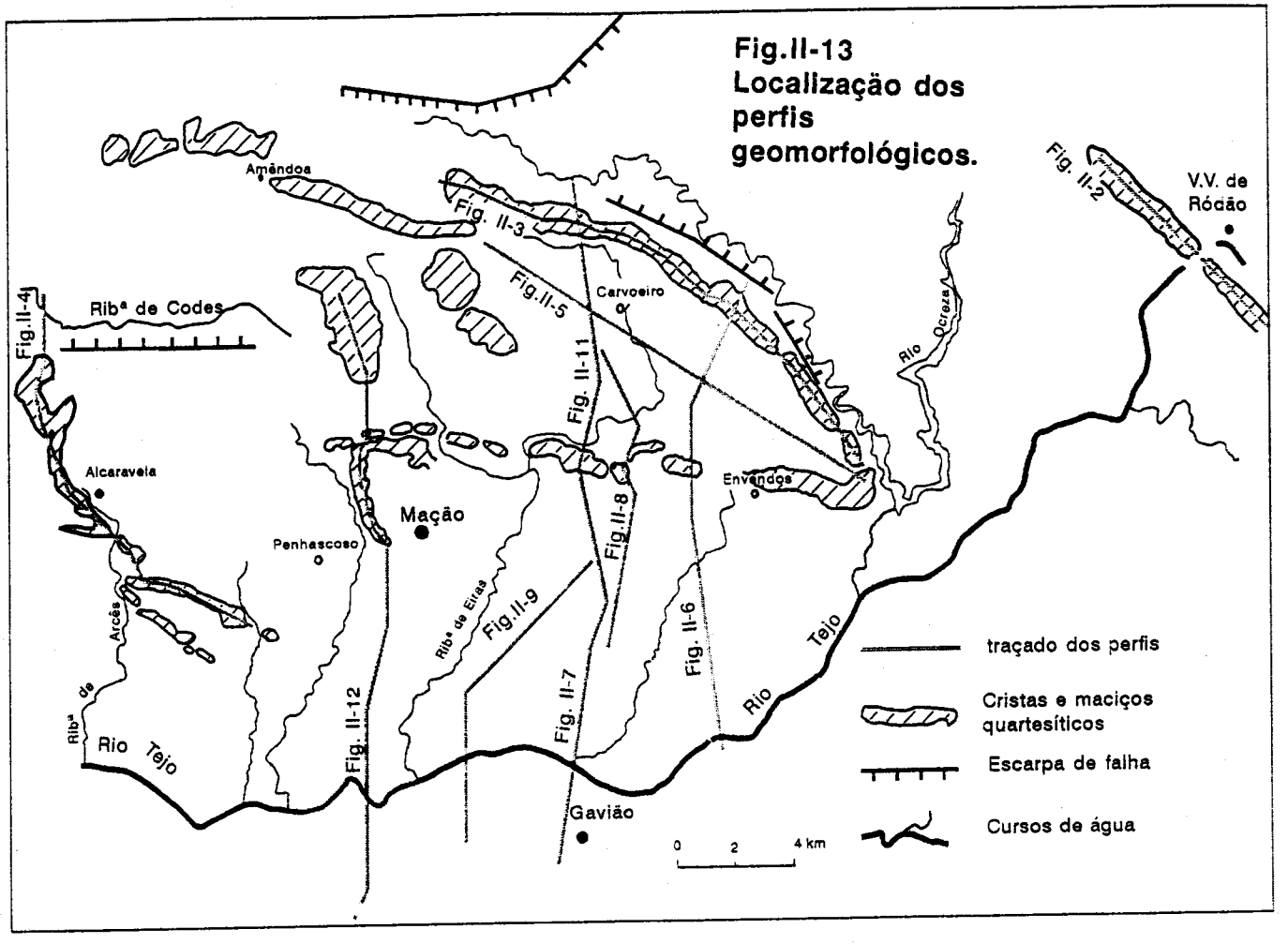
### 2.2.2.1-Unidades morfotectónicas

Na área de Vila de Rei identificam-se as mesmas unidades de relevo observadas na região de Mação e no interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos, ou sejam: *inselberge* quartzíticos, a superfície fundamental e aplanações de sopé (*pediments*), junto dos *inselberge* e a superfície culminante de leques aluviais, que se bisela com as aplanações de sopé dos *inselberg* quatzíticos (Fig. II-14; Est. II-8 e II-9).

Nesta área, o relevo compartimenta-se em três unidades morfoestruturais: o maciço de Vila de Rei, o compartimento de Milreu e o compartimento de Santiago Montalegre, ao sul da ribeira do Codes (Fig. II-14). Estas unidades estão limitadas por escarpas com comandos entre 50 e 100 m coincidentes com acidentes WNW-ESE e E-W, assinalados no Mapa Gomorfológico de Portugal (FERREIRA, D. 1981), em DAVEAU (1985), na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988) e no esboço geológico do bordo norte da Bacia Terciária do Baixo Tejo (BARBOSA, 1995). Estes acidentes correspondem às escarpas de Melriça, de Estevais-Milreu e da ribeira de Codes (Fig. II-14).

### 2.2.2.2-O maciço de Vila de Rei

Este maciço constitui um bloco limitado, a norte, pela escarpa da Melriça e, do lado sul, pelo acidente de Estevais-Milreu, que corta um conjunto de rampas correspondentes aos *pediments* dos *inselberge* quartzíti-


Fig.II-13
Localização dos perfis geomorfológicos.
Amêndoa
Fig. II-3
Fig. II-2
V.V. de Rôcão
Fig.II-4
Ribª de Codes
Fig.II-5
Carvoeiro
Rio Ocreza
Fig. II-11
Alcaravela
Mação
Envendos
Penhascoso
Fig.II-8
Fig.II-9
Ribª de Eiras
Arcês
Ribª de
Rio Tejo
Fig. II-12
Fig. II-7
Fig. II-6
Rio Tejo
Gavião
0 2 4 km
traçado dos perfis
Cristas e maciços quartesíticos
Escarpa de falha
Cursos de água

cos. A escarpa de Melriça constitui o prolongamento para ocidente da falha da ribeira da Pracana (DAVEAU, 1985) e limita o maciço de um compartimento mais baixo, a norte, drenado pelas ribeiras da Isna e do Bostelim, situadas fora da Fig. II-14. Aqueles cursos de água contornam o maciço de Vila de Rei, confluindo no rio Zêzere a noroeste do referido maciço (*op. cit.*, p. 233, Fig. 2). A escarpa de Melriça subdivide-se, a oeste desta localidade, em dois degraus: um passa imediatamente a norte da localidade de Fundada e o outro controla a ribeira das Cortelhas cujo sector montante está instalado no compartimento intermédio entre os dois degraus. Neste compartimento, no sítio de Melriça, conservam-se restos da superfície fundamental, abatida mais de 100 m em relação ao planalto de Vila de Rei.

Apesar da altitude relativamente modesta da superfície fundamental (400 m), o maciço de Vila de Rei domina as área vizinhas constituindo, na região, um compartimento saliente, facto igualmente referido por DAVEAU (1985): "la region de Vila de Rei, qui s'avance en éperon vers le NW, en constituant un véritable bastion qui domine de plus de 100 m les contrées avoisinantes." (*op. cit.*, p. 235).

O maciço constitui um retalho de um planalto, onde os vales, correndo sem encaixe significativo, parecem constituir vestígios de um relevo antigo arrasado, acima do qual se salientam os *inselberge* de quartzito. Estes dispõem-se num alinhamento de colinas separadas por colos, que a drenagem aproveita para sair do maciço, a favor da inclinação, para sul, da superfície do planalto (Fig. II-14).

Esta superfície constitui o prolongamento, para ocidente, da superfície fundamental, identificada no interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos. Na área de Vila de Rei, a mesma superfície permite reconstituir as principais unidades morfológicas e identificar os acidentes que as limitam. Como tal, serviu de referência, juntamente com a superfície culminante da bacia, para identificar os movimentos tectónicos, nesta área.

À semelhança do que acontece no sinclinório de Amêndoa - Envendos, o maciço de Vila de Rei inclina para SSW. As altitudes de 380 m da superfície fundamental, no bordo meridional e 450 m, do lado norte, parecem traduzir levantamentos diferenciais nas falhas confinantes do maciço e, por conseguinte, um movimento de balança para aquele quadrante da superfície do planalto. O referido movimento deve ter determinado a direcção inicial do escoamento.

A sul do alinhamento dos *inselberge* quartzíticos, a superfície fundamental estende-se por algumas centenas de metros , mas é bruscamente cortada pela falha de Estevais-Milreu com direcção WNW-ESE. Este acidente inflecte para sul na direcção de Milreu (Fig.II-14). A sul deste acidente, verifica-se entalhe profundo dos *pediments* pelos cursos de água, contrastando de forma brutal, com os sectores a montante, no interior do maciço de Vila de Rei, onde os vales correm sem grande encaixe.

### 2.2.2.3-O compartimento de Milreu

Ao norte da ribeira de Codes, o relevo é constituído por rampas inclinadas para sul. Estas rampas são formadas pelos *pediments* dos *inselberge* quartzíticos e pela superfície terminal de aluvionamento de leques aluviais[8] cuja projecção parece definir de encontro à escarpa de Codes um vale em ângulo de falha. A sul da ribeira de Codes, voltam a reconstituir-se superfícies do mesmo tipo, que se estendem até ao Tejo, mas a superfície destes planaltos corresponde à superfície terminal de aluvionamento dos Cgl. SA, ou culminante da bacia.

Ao norte de Milreu, a superfície culminante dos leques aluviais ("Conglomerados de Vila de Rei") termina em bisel com as aplanações de

---

[8] Os depósitos destes leques aluviais terão sido depositados por fluxos viscosos, com predomínio de mecanismos de transporte em massa, do tipo *debris flow,* e *mud flows* (BARBOSA, 1995). Na estratigrafia de BARBOSA (*op. cit.*), estes leques aluviais constituem uma unidade litostratigráfica, designada por "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR.), individualizada e distinta dos " Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA).

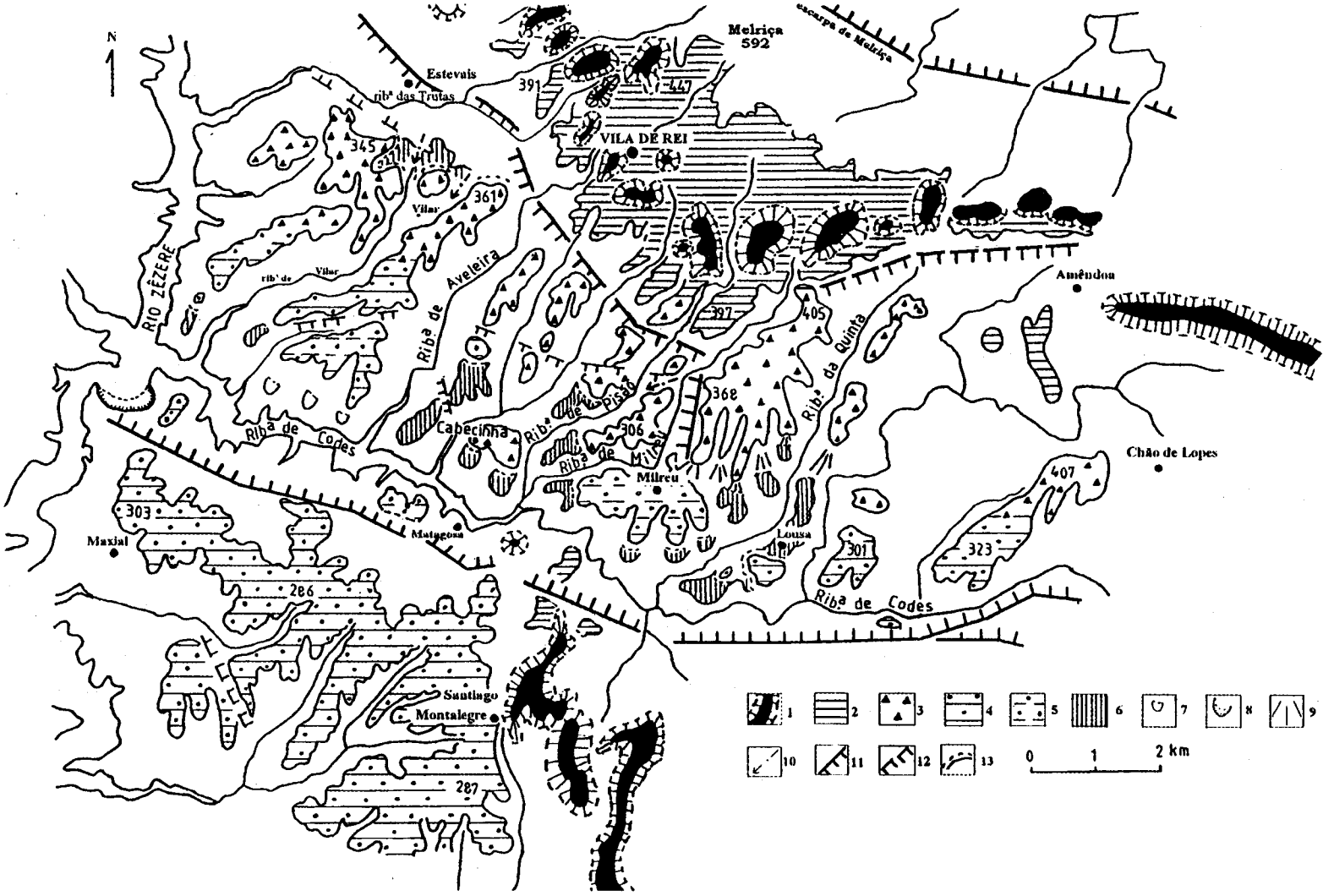



Fig. II-14 Mapa geomorfológico da região de Vila de Rei. Legenda: 1-Inselberge quartzíticos; 2-superfície fundamental; 3-leques aluviais (Cgl. VR); 4-superfície culminante da bacia; 5-superfície culminante degradada; 6-nível embutido (240-260 m); 7-terraços de rocha (rechãs); 8-anfiteatro de meandro abandonado; 9-glacis; 10-antigas direcções de drenagem (vales abandonados); 11-escarpas de falha; 12-escarpas de falha prováveis. 13-alto e base de vertente.

sopé dos *inselberge* de quartzito. Segundo BARBOSA (1995), o desenvolvimento destes leques aluviais está limitado às imediações das cristas de quartzito não tendo ultrapassado, para sul, a escarpa de falha do Codes (*op. cit.*, p. 199 e Fig. 5.-1).

Além dos níveis culminantes, definidos pela superfície culminante dos Cgl. VR e dos Cgl. SA, individualiza-se, na extremidade sul do compartimento de Milreu, um nível embutido com altitude de 240-260 m (Fig. II-14).

### 2.2.2.4-Deslocações tectónicas referenciadas pela superfície fundamental e pela superfície culminante dos "Conglomerados de Vila de Rei" e dos "Conglomerados de Serra de Almeirim"

Os deslocamentos tectónicos referenciados no compartimento de Milreu apoiam-se em critérios geomorfológicos e estratigráficos. Os primeiros correspondem a degraus que interrompem a continuidade das unidades geomorfológicas (superfície fundamental e superfície culminante dos leques aluviais). Os segundos baseiam-se no seguimento das unidades litostratigráficas definidas inicialmente, nesta área, por BARBOSA (1995), tendo sido feitas algumas alterações, com a introdução de uma nova unidade, na estratigrafia da bacia e que se apresenta no capítulo IV.

Procura-se confirmar a natureza tectónica dos degraus que separam as superfícies, atrás referidas, recorrendo à cartografia e perfis geomorfológicos, que mostram o posicionamento das unidades geomorfológicas e litostratigráficas desta área.

Ao norte de Milreu, a superfície culminante dos leques aluviais (Cgl. VR) desce gradualmente para sul com declives de 2,3%. Este declive pode considerar-se próprio da superfície deposicional de leques aluviais, formados por fluxos viscosos com predomínio de mecanismos de transporte em massa do tipo *debris flows* e *mud flows* (GALLOAY & HOBDAY, 1983),

como parece ter sido o caso dos leques aluviais que depositaram os " Conglomerados de Vila de Rei" (BARBOSA, 1995).

Na superfície culminante destes leques aluviais, reconhecem-se vários degraus topográficos. Ao norte de Milreu, a rampa mais extensa destes leques aluviais encontra-se separada da superfície do planalto, a oeste da ribeira de Milreu, por um degrau de 60 m, (altitude da rampa a norte de Milreu a 360-370 m, planalto a oeste da ribeira de Milreu, a 300-310 m) (Fig. II-14 e Est. II-9). Atendendo à espessura dos Cgl. VR (menos de 20 m) e ao comando de 60 m do degrau, facilmente se conclui que, do lado ocidental da ribeira de Milreu, a superfície culminante dos Cgl. VR se encontra abaixo do limite inferior da unidade, no planalto a leste, sugerindo um acidente N-S, coincidente com a direcção do degrau morfológico. O degrau de 60 m poderá estar relacionado com uma inflexão para sul da falha de Estevais-Milreu, ou com outro acidente que retoma a falha de Estevais – Milreu com nova orientação (Fig. II-14).

Mais a sul, junto à ribeira de Codes, o planalto de Cabecinha, com altitude de 260 m, encontra-se 30 m abaixo do planalto de Milreu, cuja superfície é formada por depósitos mais antigos que os leques aluviais dos Cgl. VR (ver adiante, Fig. II-15). No planalto de Cabecinha, a superfície dos Cgl. VR encontra-se à mesma altitude do nível embutido que trunca depósitos mais antigos, no interflúvio das ribeiras de Brejo e Aveleira. Refira-se que, em redor do planalto de Cabecinha, também se observa o referido embutimento, mas mais baixo, a 240 m. O facto da superfície do planalto Cabecinha se encontrar à mesma altitude do nível embutido, a oeste, mostra que o abatimento do planalto de Cabecinha se deu depois da formação do nível embutido, de outro modo, os leques aluviais dos Cgl. VR teriam sido erodidos, ao gerar-se o embutimento, como aconteceu no interflúvio, a oeste da ribeira do Brejo (ver adiante, Fig. II-17). Neste interflúvio, o nível embutido trunca unidades litoestratigráficas inferiores aos Cgl. VR. A oeste da ribeira do Brejo, observou-se uma falha NNW-SSE coincidente com um degrau de 15 m subdividindo o nível embutido.

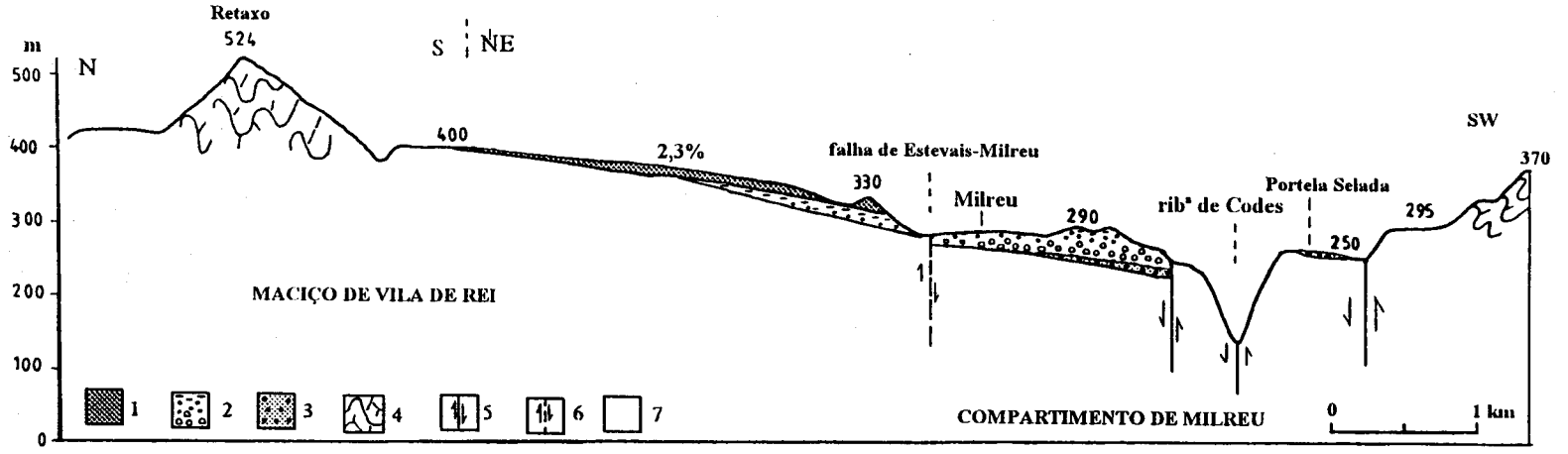



Fig. II-15- Perfil geomorfológico desde o *inselberg* quartzítico de Retaxo para a serra de Santiago Montalegre a sul da ribeira de Codes. Legenda: 1-leques aluviais (Conglomerados de Vila de Rei); 2-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 3-Grés argilosos com leitos conglomeráticos (Paleogénico - Eocénico); 4-*Inselberg* quartzítco; 5- falha; 6-falha provável; 7-soco metassedimentar.

O planalto de Cabecinha situa-se 50 m abaixo da superfície culminante da bacia, a oeste da ribeira de Aveleira e a cavaleiro da escarpa de falha de Codes, ao sul de Matagosa (Fig. II-14).

Ilustram-se, a seguir, alguns deslocamentos por meio de perfis NNE-SSW cruzando, o Maciço de Vila de Rei, o compartimento de Milreu e o compartimento a sul da ribeira de Codes.

A Fig. II-15 mostra leques aluviais da unidade dos "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR) assentes em discordância angular sobre um pedimento rochoso e sedimentos argilosos mais antigos. A espessura dos leques aluviais é relativamente modesta (cerca de 20 m, imediatamente a norte da localidade Milreu), diminuindo de espessura para nordeste e terminando em bisel com o *pediment* rochoso dos *inselberge* de quartzito (Fig. II-15).

O declive da superfície dos leques aluviais é cerca de 2,3%, ao norte de Milreu. A superfície destes leques encontra-se interrompida por um degrau de 40 m, que estabelece a passagem do maciço de Vila de Rei ao compartimento de Milreu. Neste compartimento encontra-se um empilhamento sedimentar, essencialmente conglomerático, definindo no conjunto uma sequência com evolução granulométrica vertical positiva. O empilhamento assenta sobre arenitos arcósicos, com leitos conglomeráticos, pertencentes aos sedimentos da base da série sedimentar. Os sedimentos da base da série sedimentar foram atribuídos ao Paleogénico (ZBYSZEWSWKI & GONÇALVES, 1980 - 1981; BARBOSA, 1995) e a sequência conglomerática, foi paralelizada com os "Conglomerados de Rio de Moinhos", que se analisam no capítulo IV. Os dois conjuntos sedimentares estão balançados 10° para sudoeste, contra soco. Na rechã de Portela selada, do lado sudoeste da ribeira de Codes, os sedimentos paleogénicos encontram-se mais altos que os mesmo sedimentos lado nordeste da ribeira de Codes, sugerindo um acidente coincidente com este curso de água. No mesmo perfil, observa-se a sudoeste de Portela Selada, dominando a rechã, um *pediment* com altitude de 295 m. O *pediment* está ao mesmo nível da superfície culminante da bacia, que se estende para sul na direcção do Tejo.

A correlação do *pediment* da crista com a superfície fossilizada pelos depósitos, na rechã de Portela Selada, como sugere a leitura do relevo, permite estimar um deslocamento de 40 m neste local e cerca de 75 m se considerarmos a base dos depósitos paleogénicos do lado nordeste da ribeira de Codes[9].

O perfil de Lousa (Fig. II-16), mostra um relevo residual, a 300 m, ao sul de Lousa e um nível embutido, a 260-280 m, que se pode referenciar pela localidade de Lousa. Este nível trunca a mesma sequência conglomerática, identificada com os "Conglomerados de Rio de Moinhos" do perfil anterior. Neste corte, a sequência conglomerática apresenta uma evolução granulométrica vertical positiva, semelhante à observada no perfil de Milreu e encontra-se balançada, conjuntamente com os depósitos paleogénicos, para sudoeste contra a escarpa da ribeira de Codes. Na localidade de Lousa, uma falha subparalela à do Codes, identificada por BARBOSA (1995, p. 212), mostra o soco a cavalgar os depósitos paleogénicos e os conglomerados sobrejacentes. O referido cavalgamento parece resultar de abatimento diferencial nas falhas de Lousa e de Codes, com movimento rotacional nos acidentes, conforme se ilustra no perfil. Tomando a superfície fundamental como referência, vemos que esta se encontra a 300 m ao sul da ribeira de Codes (*pediment*, na base do relevo de quartzito) e a menos de 250 m, no compartimento de Milreu, fossilizada pelos depósitos paleogénicos.

O perfil a oeste de Milreu mostra dispositivo tectónico semelhante aos anteriores (Fig. II-17). Sobre o maciço de Vila de Rei, ergue-se um *inseberg* quartzítico. Um degrau de 50 m, correspondente à falha de Estevais-Milreu, separa a superfície de sopé do *inselberg*, da superfície culminante dos Cgl. VR (patamar a 340 m). Segue-se um nível embutido, com 255-240 m de altitude. O rebordo de erosão deste embutimento corresponde à rotura de declive no contacto dos depósitos greso-argilosos (paleogénicos) com os depósitos conglomeráticos dos leques aluviais (Cgl. VR), cuja base se situa um pouco acima de 300 m. O nível embutido trunca os "Conglo-

[9] No compartimento abatido pela escarpa do Codes encontram-se outras rechãs em posição idêntica à de Portela Selada, em Louriceira, Matagosinha e na Foz do Codes.

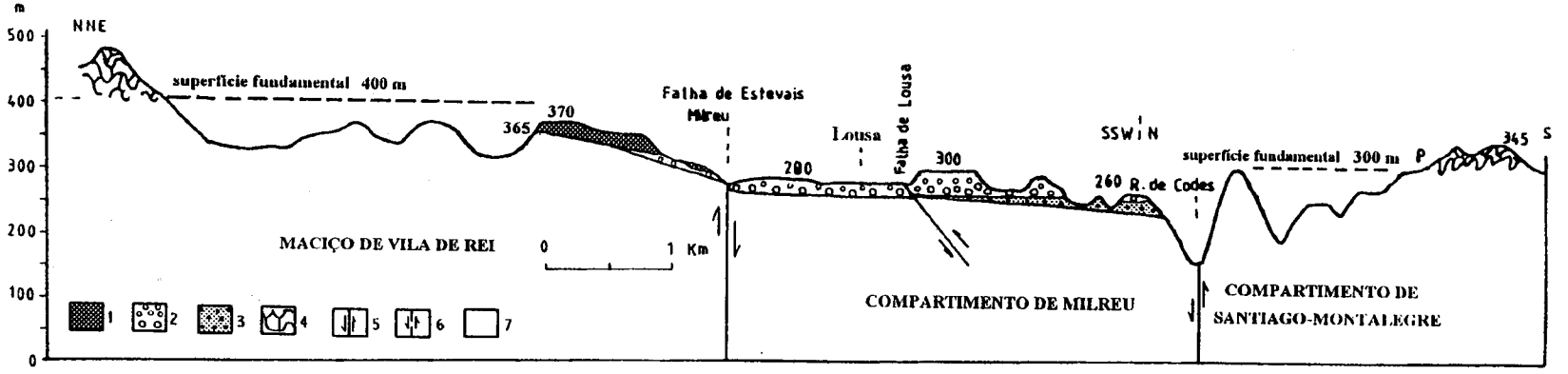



Fig. II-16. Perfil geomorfológico do Maciço de Vila de Rei para a serra de Santiago de Montalegre, passando pela localidade de Lousa. Legenda: 1-leques aluviais (Conglomerados de Vila de Rei); 2-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior), 3-grés argilosos (Paleogénico a Eocénico); 4-*Inselberge* quartzíticos; 5-falha; 6-falha provável; 7-soco metassedimentar; P-*pediment*.

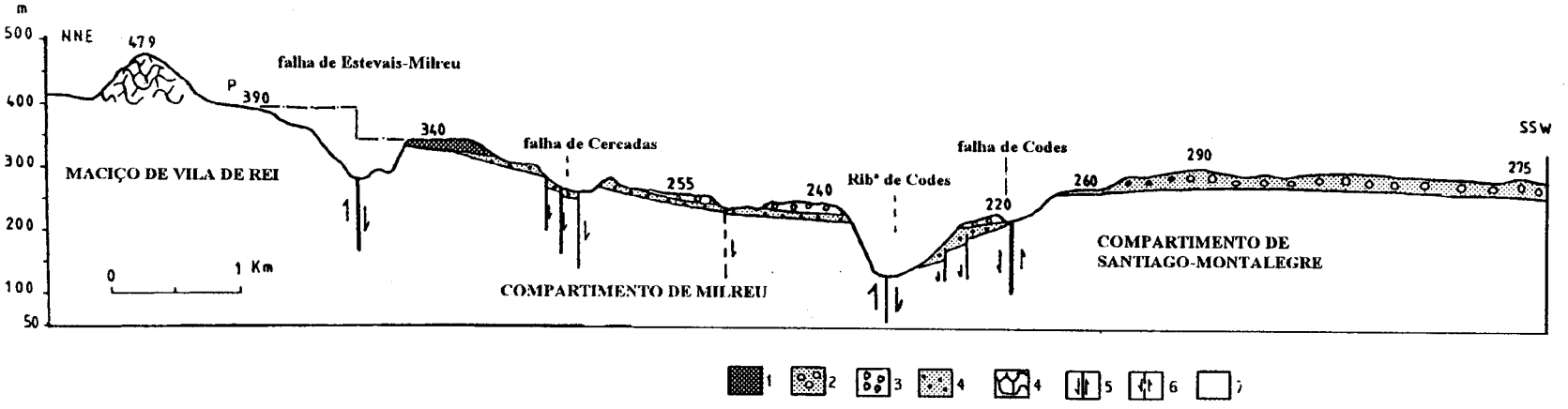



Fig. II-17. Perfil geomorfológico desde o Maciço de Vila de Rei até ao compartimento de Santiago Montalegre a sul da falha de Codes. Legenda: 1-leques aluviais (Conglomerados de Vila de Rei); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 4-argilas e grés argilosos (Paleogénico a Eocénico); 5-*inselberg* quartzítico; 6-falha; 7-falha provável; P-*pediment*.

merados de Rio de Moinhos", na área mais baixa do compartimento deprimido e depósitos argilosos e gresosos (paleogénicos), que se encontram levantados, junto à falha de Cercadas[10]. Este acidente rejeita o nível embutido que se encontra a 250-260 m no compartimento abatido e a 300 m no compartimento levantado (Fig. II-17). O nível embutido desce para sul com 2% de declive e a sua projecção acerta com a rechã, a 220 m, ao sul da ribeira de Codes. Por sua vez, a falha de Codes, parece rejeitar o nível embutido, representado pelas rechãs, a 220 e 260 m. A rechã de 260 m encontra-se embutida na superfície culminante dos Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl. SA). Como se pode observar, no interior do compartimento de Milreu, os depósitos culminantes da bacia (Cgl. VR e Cgl. SA) terão sido erodidos. Este facto pode parecer estranho por se tratar do compartimento abatido. Contudo, é necessário considerar que a drenagem, nesta área, é consequente com as deformações tectónicas, ou seja, concentrou-se nos compartimentos deprimidos, onde começou por desenvolver os primeiras formas de embutimento (Fig. II-14).

No perfil da Fig. II-17, os *pediments* dos *inselberge* e a superfície culminante dos leques aluviais constituem também elementos de referência para determinar a amplitude dos deslocamentos na falha de Estevais-Milreu. Do lado nordeste deste acidente, o *pediment*, a 390 m, corresponde, do ponto vista estratigráfico, à base dos leques aluviais. No entanto, no limite da bacia, a correlação entre a superfície dos *pediments* e a superfície culminante dos leques aluviais é aceitável, pois, quer a superfície dos *pediments*, quer a superfície culminante dos leques terão estado ao mesmo nível, como se pode verificar ao norte de Milreu, onde a superfície dos leques aluviais se bisela com o *pediment* rochoso (Figs. II-14 e 15). Uma vez que a superfície do planalto, a 340 m, corresponde à superfície culminante dos leques aluviais e a espessura destes é perfeitamente conhecida (10-15 m), é pouco provável que o enchimento se tenha nivelado com a superfície dos *pediments* e atingido 400 m de altitude, na rampa ao norte de Milreu (Fig. II-15) e ficado 40 m abaixo, a oeste daquela rampa. Estimamos portanto, um deslocamento da ordem de 50 m, entre a superfície dos le-

[10] A falha correspondente a este degrau observa-se na estrada de Cercadas e Aveleira.

ques aluviais e o *pediment* do *inselberg* quartzítico, a 390 m. O degrau de 50 m, associado à falha de Estevais-Milreu, será portanto, posterior ao derrame dos Cgl. VR.

Os três perfis que acabamos de analisar, revelam que além dos deslocamentos verticais nas falhas, também se verifica um movimento de balança nos depósitos, contra a escarpa de Codes; pelo que se torna difícil avaliar, se o declive de 2,3% da superfície dos leques aluviais, na rampa a norte de Milreu, é inteiramente original, ou se tem associada alguma componente tectónica.

A falha de Estevais prolonga-se para ESE na direcção de Milreu, desligando a superfície culminante dos leques aluviais dos *pediments* do maciço de Vila de Rei (Fig. II-14 ). No interflúvio oeste da ribeira de Pisão, passa-se do *pediment* com depósitos de leque aluvial, a 370 m, para um patamar, a 320 m, também com depósitos de leques aluviais e deste patamar, desce-se para outro, a 290 m, com os mesmos depósitos. Em redor do patamar inferior, observa-se o nível embutido de 240-250 m. No interflúvio a leste da ribeira de Pisão, o *pediment* rochoso encontra-se a 397 m e a superfície culminante dos leques situa-se a 330 m, a sul do *pediment*.

No que respeita à falha de Codes, este acidente parece ter prefigurado uma área deprimida onde se depositou uma parte importante do registo sedimentar da bacia do Tejo, desde os mais antigos aos mais modernos. A falha de Codes teve certamente movimentação posterior à deposição dos Cgl. SA, que se encontram comprometidos no acidente (ver Est. II-10) e provavelmente, também teve movimentação posterior ao nível embutido de 240-260 m, desenvolvido no compartimento de Milreu. É provável que a escarpa esteja ligeiramente exagerada por exumação parcial dos depósitos no compartimento deprimido de Milreu, onde a concentração da drenagem quaternária desenvolveu o nível embutido de 240-260 m, tendo-se conservado os níveis culminantes da bacia, nos compartimentos levantados.

O abatimento do lábio ao norte da falha de Codes parece ter fixado a ribeira de Codes com traçado transversal ao declive da superfície culmi-

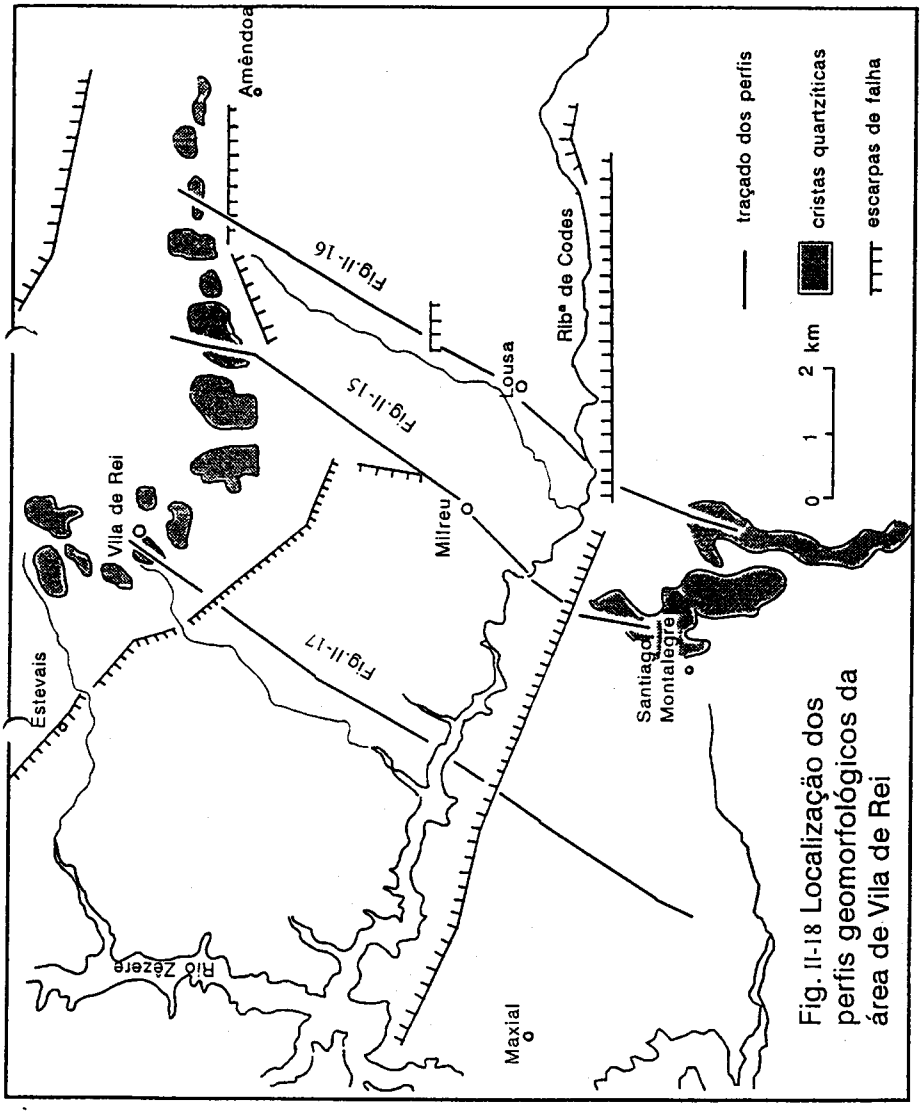



Fig. II-18 Localização dos perfis geomorfológicos da área de Vila de Rei

nante dos leques aluviais. Numa área onde a drenagem é consequente com a inclinação da superfície dos leques, dificilmente se explica o traçado ESE-WNW da ribeira de Codes, sem influência de um controle estrutural importante que deformasse a referida superfície. Ao sul da ribeira de Codes, o traçado das ribeiras da Ferraria, Vale das Tábuas e Brunheta parecem encontrar idêntica explicação.

Concordamos com DAVEAU (1985), que refere serem acidentes ESE-WNW, a sueste da Cordilheira Central e Ribatejo, os que marcam de forma mais clara a sua mobilidade na topografia. Refere a autora, "porque sendo oblíquos em relação às linhas principais do relevo a sua actividade introduz anomalias que são mais facilmente detectáveis que um simples reforço ou atenuação das formas existentes" (*op. cit.*, p. 221). Este facto parece-nos determinante no desenvolvimento assimétrico da drenagem das duas margens da ribeira do Codes.

### 2.2.2.5-Acidentes N-S e NNE-SSW.

As falhas de Estevais-Milreu e do Codes, com direcção WNW-ESE, são transversais ao declive da superfície dos leques aluviais, a favor do qual se estabeleceu a drenagem consequente, aproveitando um campo de fracturas com direcção NNE-SSW e N-S. Estes cursos de água, com vales rectilíneos e profundos, parecem conduzidos pela zona de esmagamento do eixo das fracturas com aquelas direcções.

Este campo de fracturas compromete os depósitos mais antigos da região, paralelizados genericamente ao "Complexo de Benfica" (ZBYSZEWSWKI & GONÇALVES 1980/81; BARBOSA, 1995). Aqueles depósitos surgem afeiçoados às vertentes, mergulhando para o fundo dos vales, como se estes correspondessem a *grabens*, que não chegaram a abrir totalmente. Este comportamento parece ser relativamente frequente em vales com direcção aproximadamente meridiana, nas montanhas de xisto da Cordilheira Central (DAVEAU, *et coll.*, 1985-1986). Estas fracturas não

se manifestam tanto na topografia e nem sempre se torna fácil reconhecer os deslocamentos das mesmas, em áreas onde a drenagem é consequente com as deformações, acentuando, por erosão, os desníveis tectónicos (DAVEAU, 1985). Apesar disso, notamos que as fracturas NNE-SSW e N-S parecem desnivelar a superfície dos leques aluviais, à maneira de "teclas de piano" desigualmente percutidas. Uma deformação deste tipo é sugerida pelo desnível de 25 m entre a superfície do planalto de Cabecinhas (265 m) e a extremidade sul do planalto a ocidente da ribeira de Aveleira (290 m) (Fig. II-14).

Noutros casos, o cruzamento destas duas direcções de fracturas origina pequenos fossos tectónicos de forma triangular, como os que se observam nas localidades de Matagosa e Água das Casas, do lado da escarpa da ribeira de Codes (Est. II-11).

### 2.2.2.6-As deformações tectónicas e o comportamento da rede de drenagem

Na extremidade noroeste do maciço de Vila de Rei (fora do mapa), as ribeiras do Sobral, Alcamim e Braçal sofrem inflexão para a direita, na transposição do acidente de Estevais-Milreu. Idêntico comportamento tem a ribeira das Trutas, condicionada por um pequeno fosso tectónico. Também a ribeira de Aveleira e as cabeceiras da ribeira do Brejo sofrem desvios para a esquerda ao transporem o acidente de Estevais. No paralelo de Milreu, todos os cursos de água sofrem inflexão para a direita. O desvio dos cursos de água para a direita é igualmente referido por DAVEAU (1985), nas montanhas de xisto da Cordilheira Central. Segundo DAVEAU (*op. cit.*), ao sul da Cordilheira Central, os acidentes ESE-WNW, ramificados nos grandes acidentes NE-SW, parecem ser os mais activos. Aqueles acidentes, jogando em desligamentos direitos, com levantamento do lábio ao sul da falha, relativamente ao compartimento a norte, provavelmente desviam os curso de água que os atravessam (*op. cit.*, p. 229).

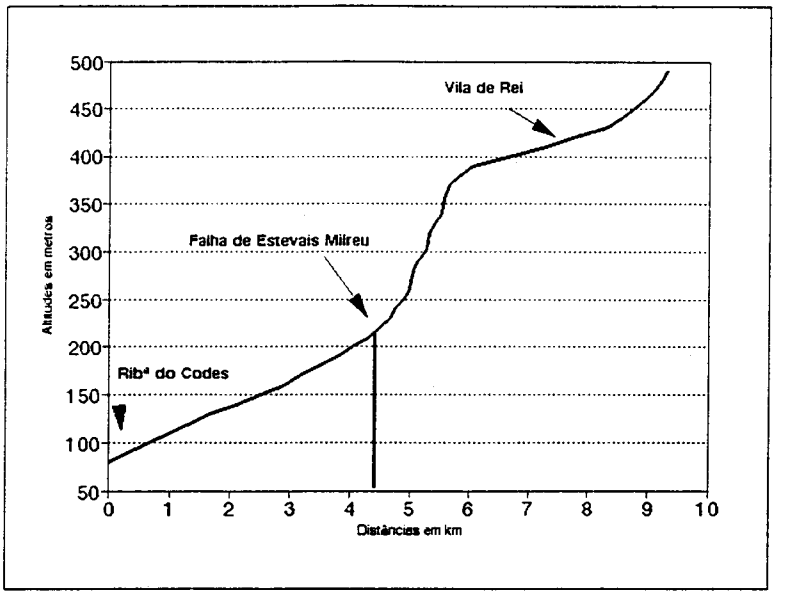



Fig. II-19. Perfil longitudinal da ribeira de Aveleira

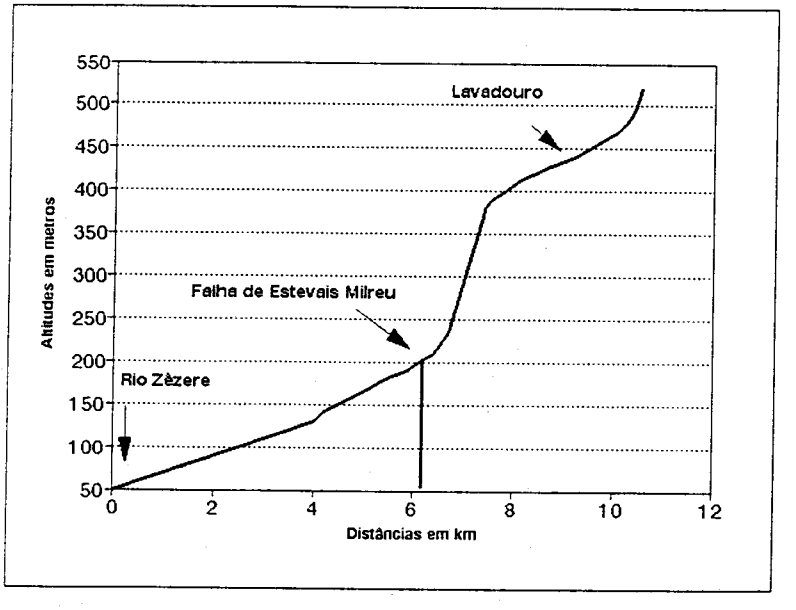



Fig.II-20. Perfil longitudinal da ribeira das Trutas.

No paralelo de Milreu, a falha E-W de Lousa (BARBOSA, 1995 p. 212) mostra cavalgamento dos xistos paleozóicos sobre os "Grés de Monsanto" e os "Conglomerados de Rio de Moinhos", com o bloco sul cavalgando o bloco norte. Este local coincide com a inflexão para a direita da ribeira da Quinta (Fig. II-14). DAVEAU (1985) admite que a inflexão para a direita dos cursos de água, ao cruzarem os acidentes WNW-ESE, se deve à componente de desligamento nos referidos acidentes, reactivados pelo desvio dos esforços compressivos para aquela direcção, na margem atlântica da Península Ibérica (RIBEIRO, 1984).

Uma particularidade da drenagem, que chama a atenção, tem a ver com o encaixe dos vales no interior do maciço de Vila de Rei e nas áreas adjacentes. No interior do maciço, os cursos de água correm ao rés da superfície fundamental, de tal modo que esta superfície chega a lembrar os arrasamentos da Meseta, onde não faltam os *inselberge* quartzíticos e formas herdadas de um relevo antigo e desgastado.

Ao transporem a falha de Estevais, as linhas de água encaixam-se brutalmente e apresentam uma rotura de declive no perfil longitudinal superior a 200 m (Figs. II-19 e II-20). Esta rotura encontra-se pouco recuada em relação à base da escarpa, mostrando a dificuldade dos cursos de água para regularizar o perfil. Essa dificuldade de regularização do perfil poderá estar relacionada com o facto dos cursos de água terem início no maciço de Vila de Rei, sendo por isso pouco extensos, não constituindo linhas de água com escoamento permanente. A movimentação da falha, associado à incapacidade dos cursos de água para recuar o degrau tectónico parecem explicar a conservação, no interior do maciço de Vila de Rei, da morfologia arrasada finineogénica.

De um modo geral, os vales encaixados estão no alinhamento dos eixos de drenagem que saem do maciço de Vila de Rei, indicando que a drenagem quaternária retoma, no essencial, os antigos eixos de escoamento dos leques aluviais. No entanto, a fixação dos cursos de água não parece estar completamente determinada. Na extremidade noroeste do mapa (Fig. II-14), as cabeceiras da ribeira do Vilar tinham continuidade para

norte da falha de Estevais, como se pode verificar através de dois vales decapitados e alcandorados 50 m em relação ao vale da ribeira das Trutas, que capturou as cabeceiras da ribeira de Vilar. Os vales capturados situam-se dos dois lados do relevo residual de S. Martinho e, a julgar pelas cotas do fundo dos vales truncados, a captura dá-se primeiro no afluente a oeste do relevo residual e depois no tributário a leste daquele cabeço testemunho[11]. Parece ter-se dado outra captura na ribeira de Milreu; evidenciada por um entalhe profundo no interflúvio da ribeira do Pisão e de Milreu. Este entalhe parece corresponder a uma antiga passagem do troço superior da ribeira de Milreu que, antes da captura, confluiria na ribeira de Pisão (Fig. II-14).

## 2.3-CONSIDERAÇÕES FINAIS

A superfície fundamental constitui uma unidade morfológica integrador do relevo e essencial na delimitação dos compartimentos morfotectónicas, na área de contacto da bacia sedimentar do Tejo com o Maciço Hespérico. Esta superfície constituiu uma referência na individualização dos *inselberge* quartzíticos, cristas apalachianas, compartimentos deslocados por falhas e níveis embutidos na superfície fundamental.

Os *inselberge* quartzíticos, ao elevarem-se da superfície fundamental segundo os eixos dos dobramentos hercínicos, controlaram o traçado da drenagem, quando esta se organiza no sentido de maior confinamento, no interior dos vales; organização que deverá ter ocorrido na transição do Pliocénico para o Quaternário. As cristas apalachianas, ao situarem-se no mesmo plano da superfície fundamental, mostram que o seu arrasamento se correlaciona com formação desta superfície. Dado o carácter poligénico

11 O vale decapitado a oeste do relevo residual tem cerca de 25 m de encaixe em relação à superfície dos leques aluviais. A captura ocorre pouco depois da exumação do soco, enquanto no tributário a leste do cabeço de S. Martinho ocorre mais tarde pois, o vale decapitado tem 60 m de encaixe em relação à superfície dos leques aluviais. Estes factos ajustam-se à demora da erosão regressiva na ribeira das Trutas, que constitui o curso de água beneficiado pelas capturas.

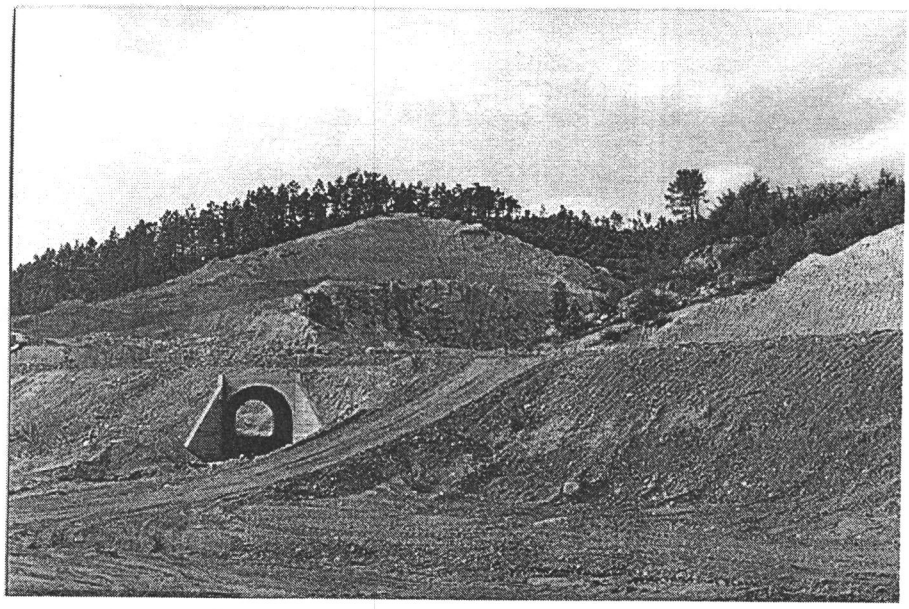
da superfície fundamental, desconhece-se em que altura se deu o arrasamento das cristas apalachianas, podendo no entanto especular-se sobre uma possível idade eocénica, por correlação com o arrasamento generalizado, que parece ter caracterizado o relevo do Maciço Hespérico, antes da deposição dos primeiros sedimentos nas bacias. Desse arrasamento geral poderá ter derivado a superfície fundamental por sucessivos afeiçoamentos, durante grande parte do Miocénico inferior e médio.

Colocadas no mesmo plano da superfície fundamental, as cristas apalachianas foram, tal como esta superfície, parcialmente fossilizadas por leques aluviais, vindo a ser cortadas por cursos de água quaternários que, no essencial, retomaram as direcções dos leques aluviais fini-neogénicos. Como elementos do relevo, as cristas apalachianas constituem, no entanto, particularidades morfológicas menores, comparativamente aos *inselberge* quartzíticos que, juntamente com a superfície fundamental, constituem os unidades principais do relevo. A individualização das cristas apalachianas dá-se em paralelo com a dissecação da superfície fundamental pela rede quaternária, constituindo um evento relativamente recente, ao contrário do que se verifica no bordo noroeste da bacia do Douro (região de Zamora), onde a individualização das cristas apalachianas parece ser anterior aos depósitos basais terciários.

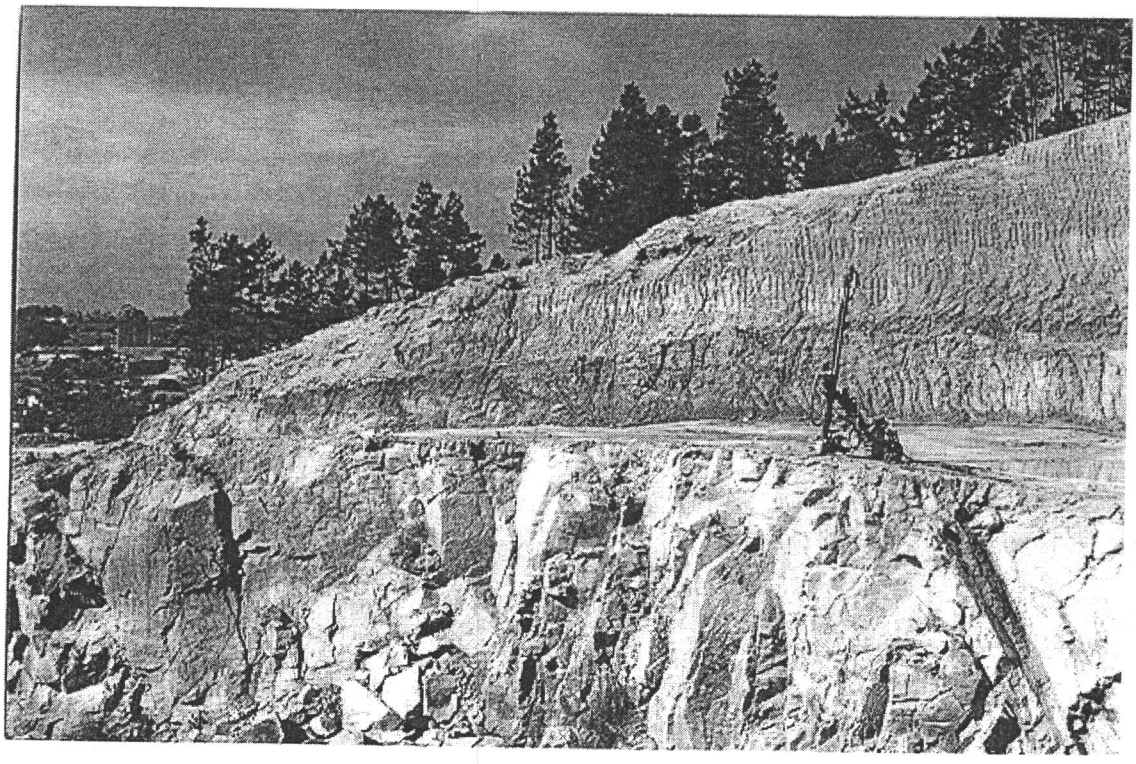
Para fora da bacia, a superfície fundamental estende-se até ao sopé da Cordilheira Central, constituindo uma espécie de rasoira geral do Maciço Hespérico, passando pelos colos dos *inselberge* quartzíticos. Para o lado da bacia, a superfície fundamental liga-se à superfície culminante do enchimento terciário.

No sopé dos *inselberge* quartzíticos, o termo *pediment* é utilizado tendo em vista o contexto morfológico destas rampas, interpostas entre os *inselberge* quartzíticos e a aplanação mais vasta (superfície fundamental). Por enquanto, não é possível precisar a importância dos processos de pedimentação na formação das referidas rampas, crendo-se, no entanto, que a sua importância esteja limitada às orlas dos *inselberge* de quartzito, ou de compartimentos deslocados.

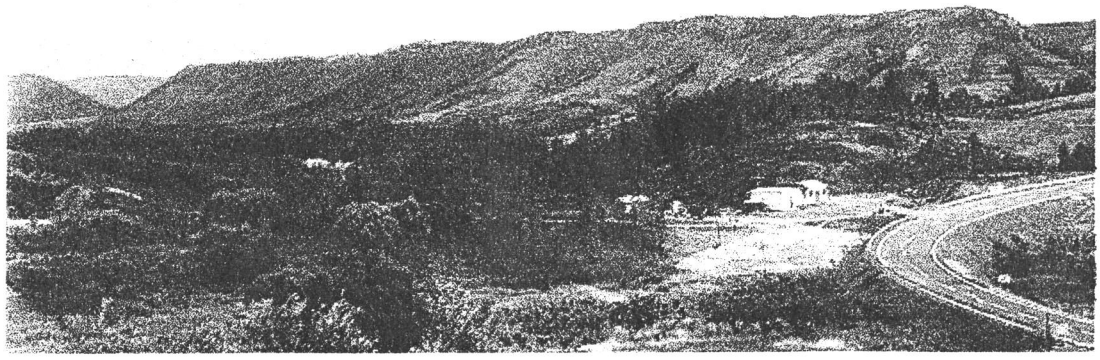
Por sua vez, a superfície fundamental, interposta entre dos *pediments* dos *inselberge* e à superfície culminante do enchimento terciário, constitui o elemento essencial na individualização das unidades morfotectónicas do bordo da bacia e dos deslocamentos que afectam a própria superfície fundamental. O caracter poligénico desta superfície não permite datar, em termos relativos e com o rigor que se desejaria, a idade desses deslocamentos. No entanto, nos locais onde a superfície fundamental foi fossilizada por depósitos do tipo leque aluvial pode-se ter uma ideia aproximada da idade dos deslocamentos. Mas, mesmo nestas situações, persistem certas dúvidas relativamente à idades dos depósitos do tipo leque aluvial que fossilizam aquela superfície, como se discutirá no capítulo IV. O acerto da estratigrafia desses depósitos torna-se absolutamente necessário.



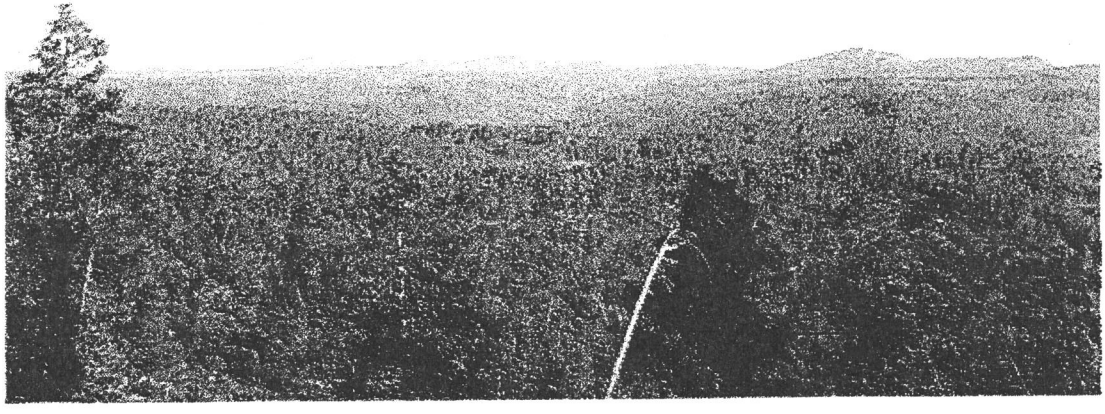
Est. II-1. Corte de Amoreira, próximo de Rio de Moinhos (Abrantes). Vê-se, em primeiro plano, as obras do Itinerário Principal 6 (I.P. 6) e, no corte em segundo plano, o substrato granítico arrasado subjacente a depósitos terciários. A abertura do corte pôs a descoberto uma superfície erosiva, talhada no substrato granítico, que estava fossilizada pelos depósitos terciários.



Est. II-2. Detalhe da estampa II-1. Repare-se na superfície erosiva, subjacente aos depósitos e que nivelou de forma perfeita o substrato granítico.



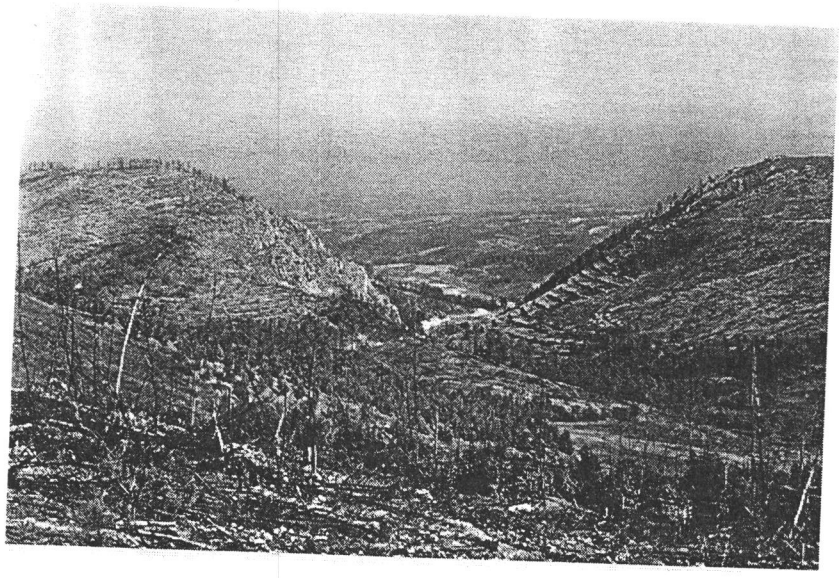
Est. II-3 Crista quartzítica arrasada da "serra de Amieirosa" situada no flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos. Notar, nas extremidades da crista, duas gargantas (*watergaps*) por onde saem dois afluentes da ribeira da Pracana. Este curso de água, que não se vê na foto, corre em vale encaixado no compartimento do lado do observador. (Foto tirada de S. Pedro do Esteval para SW).



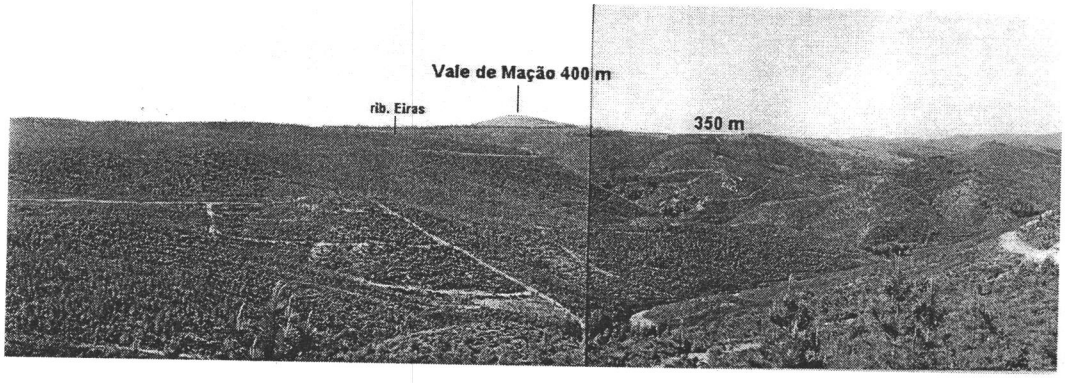
Est. II-4 Superfície fundamental no interior do sinclinório de Amêndoa-Envendos. As elevações, em último plano, correspondem aos *inselberge* quartzíticos do flanco sul do sinclinório, que se destacam meia centena de metros da superfície fundamental. (Foto tirada do planalto de Chão do Rei para SE).



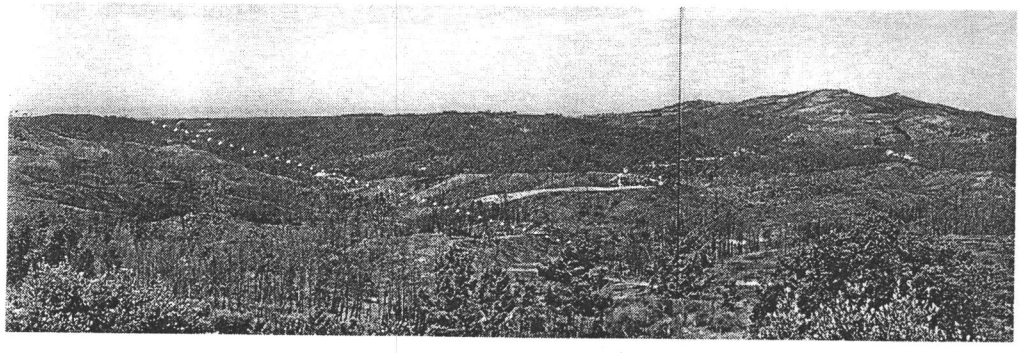
Est. II-5 *Inselberge* quartzíticos do flanco sul do sinclinório de Amêndoa-Envendos. Notar a geometria do *pediment* de Cabeça Gorda (409 m). (Foto tirada do v.g. Vale da Cabra para NW).



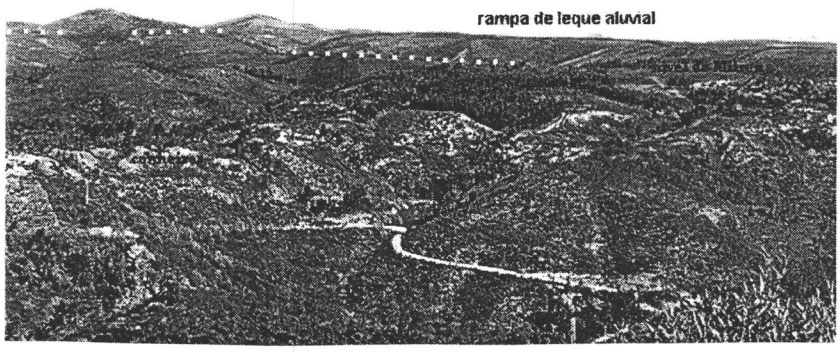
Est. II-6 Garaganta (*watergap*) no flanco norte do sinclinório de Amêndoa-Envendos. Por esta "janela" natural vê-se, em último plano, o compartimento abatido, onde correm a ribeira da Pracana e o rio Ocreza.



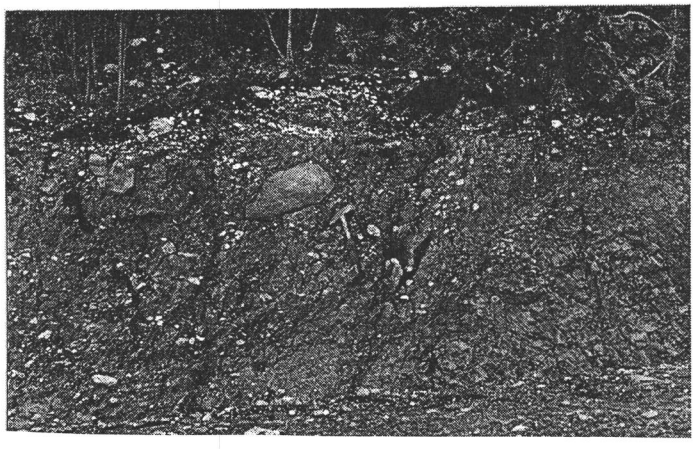

Est. II-7 Superfície fundamental a Norte de Mação. Note-se a rasoira no relevo desta superfície e o *inselberg* de Vale de Mação (400 m), que se destaca meia centena de metros da superfície fundamental.



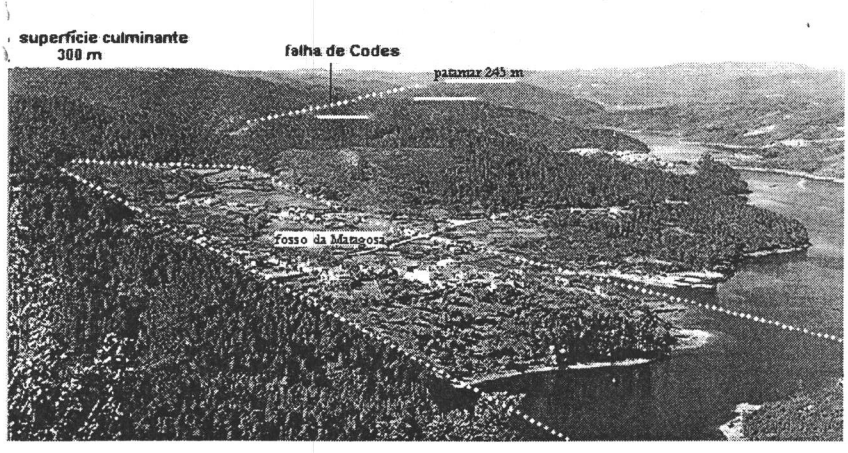
Est. II-8 *Inselberg* quartzítico do flanco norte do sinclinório de Amêndoa. Do lado SW do *inselberg* distingue-se a superfície de um leque aluvial, derramado a partir do relevo saliente. (Foto tirada da localidade de Amêndoa para NW).




Est. II-9 Rampa de leque aluvial deslocada por falha, a sul de Vila de Rei. Vêem-se, em último plano, os *inselberge* quartzíticos de Vila de Rei e a superfície dos leques aluviais descendo regularmente para sul. O ponteado branco serve para salientar a superfície dos leques aluviais na base dos *inselberge* quartzíticos (posição original) e no nível inferior (de Milreu). Em primeiro plano descortinam-se amontoados de conheiras.



Est. II-10 Falha do Codes próximo da confluência deste curso de água com o rio Zêzere. A falha coincide com o degrau entre a superfície culminante (300 m) e o patamar de 245 m. Vê-se o soco em contacto por falha com depósitos de leque aluvial. Repare-se no bloco, com mais de 30 cm a "flutuar" na matriz argilosa dos depósitos.




Est. II-11 Ribeira de Codes vista do v.g. Matagosa para poente. Observam-se à esquerda da ribeira o degrau da falha de Codes e o fosso tectónico de Matagosa.

# CAPÍTULO III

# A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA SEDIMENTAR

## 3.1-TRABALHOS ANTERIORES E DISCUSSÃO SOBRE A GÉNESE DA SUPERFÍCIE CULMINANTE.

### 3.1.1-Trabalhos anteriores.

O nível culminante da bacia sedimentar do Tejo tem sido definido como uma superfície de acumulação, por alguns autores, enquanto outros consideram que o actual planalto culminante não corresponde já ao topo do enchimento pliocénico da bacia.

ZBYSZEWSKY (1946, 1947) acha que o planalto pliocénico, perfeitamente horizontal, corresponde a uma superfície de acumulação, enquanto CARVALHO (1968) tem opinião diferente, quanto à natureza da superfície do planalto culminante da bacia. Este autor considera que a sedimentação pliocénica ultrapassou o actual nível do planalto do Ribatejo e Alto Alentejo, tendo o complexo pliocénico espessura maior do que a actualmente conhecida.

Curiosamente, ZBYSZEWSKY *et al.* (1950) consideram existirem duas superfícies na bacia do Tejo: uma inferior de acumulação, posicionada entre Abrantes, Chouto, Chamusca e Almeirim, coberta por grés e conglomerados pliocénicos com calhaus rolados; outra, situada mais a norte na direcção de Mação e Ponte de Sor, coberta de depósitos de grés argilosos e calhaus mais angulosos, que consideram como *rañas*, mas de idade provável pontiana (*op. cit.*, 1950, p. 527).

TEIXEIRA (1979) individualiza, por correlação com outros níveis do litoral português, dois níveis de aplanação na bacia do Tejo: um, a 200 m, correspondente ao máximo da transgressão marinha pliocénica; outro, a

150-160 m, coincidente com a fase regressiva que marca o início do Quaternário antigo (pós-pliocénico e ante-siciliano) (*op. cit.* p. 43). Este autor defende a validade do critério altimétrico para marcar os diversos níveis plio-quaternários.

A Carta Geomorfológica de Portugal (FERREIRA, 1981) representa os planaltos do Ribatejo como superfícies de aplanamento. Mas, ao norte do Tejo, a ocidente de Ponte de Sor e no bordo oriental da bacia, surgem cartografados depósitos de *raña* e cascalheiras de planalto, deduzindo-se que as superfícies destes derrames grosseiros correspondem a formas de acumulação, em conformidade com a notícia explicativa da carta que diz: "*Le remblaiment se termine par un épandage de cailloutis du Quaternaire ancien, donnant les interfluves les plus hauts des bassins.*" (*op. cit.* 1981, p.18).

A correlação entre superfícies de erosão fora das bacias e o registo sedimentar no interior destas é delicado e complexo dado o carácter poligénico das superfícies de erosão fora das bacias sedimentares. O facto de superfícies de erosão, ou retoques erosivos desenvolvidos no Maciço Hespérico no transcurso do Cenozóico, se poderem correlacionar com registos sedimentares conservados no interior da bacia do Tejo, ou com roturas sedimentares importantes na série estratigráfica daquela bacia (caso as fases erosivas se tenham estendido ao interior da mesma), levam-nos a questionar a génese da actual superfície do planalto culminante da bacia do Tejo, cuja ligação com a superfície fundamental do Maciço Hespérico se faz, nos sítios menos perturbados pela tectónica, de forma contínua, no bordo norte e nordeste da bacia.

No extremo nordeste da bacia, entre Gavião e Nisa, observa-se continuidade topográfica entre a bacia sedimentar e a superfície fundamental do Maciço Hespérico, sucedendo o mesmo do lado norte do Tejo, onde também se verifica continuidade topográfica entre os planaltos culminantes da bacia e os *pediments* das cristas de quartzito do sinclinório de Amêndoa-Envendos, ressalvando, como se disse, os sítios perturbados por falhas.

Coloca-se então a questão, que consiste em saber, se os cimos mais altos dos planaltos ribatejanos da margem esquerda do Tejo correspondem ao topo do enchimento da bacia, ou se estão truncados por uma superfície de erosão e, neste caso, não é possível reconstituir a superfície terminal de aluvionamento da mesma.

DAVEAU (1970), na análise ao trabalho de CARVALHO (1968), levanta a questão dos entalhes dos depósitos terciários por erosões posteriores ao Pliocénico; um problema apenas abordado por CARVALHO (1968), pois o estudo deste autor sobre as séries sedimentares da bacia do Tejo "termina na fronteira indecisa que separa os tempos terciários e quaternários" (DAVEAU, 1970, p. 298). Do trabalho de CARVALHO (1968), retira-se a ideia de que, "os últimos depósitos anteriores ao entalhe dos vales actuais assinalariam uma superfície geral, conservada hoje nos interflúvios da margem esquerda do Tejo, mas os depósitos desse vasto planalto não corresponderiam já ao topo do enchimento terciário da bacia, "visto que existem relevos residuais dos próprios depósitos" (*op. cit.* 1968, p. 154).

Segundo DAVEAU (1970), a elaboração da superfície fundamental da bacia, cujo estudo foi apenas esboçado por CARVALHO (1968), deverá ser o ponto de partida da evolução moderna da mesma. Pertinentes são as questões que a autora coloca sobre a organização da drenagem relativamente ao eixo da bacia, como o traçado marginal do Tejo, a oposição entre as duas margens deste rio, com subsidência mais acentuada do compartimento oriental, a dissimetria dos grandes vales, que não encontra explicação na litologia, sugerindo uma origem tectónica. "É também provável que o jogo progressivo destes compartimentos desigualmente subsidentes explique, em grande parte, o traçado actual da rede de drenagem com os seus fortes contrastes regionais, suas dissimetrias e seus cotovelos acentuados" (DAVEAU, 1970, p. 299). Nestas circunstâncias, questiona a interpretação puramente eustática dos terraços do Tejo e dos afluentes principais deste rio.

Na bibliografia consultada, verificamos não estar claramente definida a extensão geográfica da superfície do enchimento da bacia, correspondente à etapa terminal da sedimentogénese e anterior aos primeiros embutimentos da drenagem. Aponta-se, como exemplo, a superfície referida por TEIXEIRA (1979), à cota de 200 m, que corresponde, em termos de área geográfica, à extensa superfície planáltica do Ribatejo, considerada por CARVALHO (1968) embutida em depósitos cuja espessura teria sido maior do que a actual. Segundo CARVALHO (1968), os depósitos do planalto do Ribatejo e Alto Alentejo representam a fase fluvial de mantos torrenciais, situados a norte do Tejo, alguns com características de *rañas*. Este autor considera que os depósitos com características de *rañas* constituem uma espécie de escalão intermédio entre os relevos quartzíticos do Maciço Hespérico e a vasta planície aluvial, situada mais a sul. Os depósitos de calhaus rolados, predominantemente quartzíticos, dos planaltos do Ribatejo seriam equivalentes laterais das *rañas,* mas ligeiramente desfasados destas por se encontrarem embutidos no complexo das *rañas*, num processo idêntico ao dos terraços quaternários (*op. cit.*, p. 195). Segundo este ponto de vista, a superfície correspondente ao topo do enchimento da bacia estaria representada pelos depósitos torrenciais da margem norte, nos quais se encontra embutido o planalto do Ribatejo e Alto Alentejo. Mas, neste ponto, não conseguimos encontrar explicação suficiente do autor, parecendo até haver alguma contradição, pois, a seguir, o autor paralelizar os depósitos do planalto de Ponte de Sor e Gavião com os da margem norte do Tejo.

Do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico, compreende-se a passagem de depósitos com características torrenciais, junto dos relevos quartzíticos, a depósitos com características fluviais nas áreas mais afastadas, mas tal modificação deve ocorrer no interior dos derrames torrenciais, onde o diacronismo no sentido proximal-distal deveria corresponder ao tempo de progradação dos derrames. No entanto, a superfície deposicional destes deveria definir inicialmente uma superfície de acumulação, que formaria uma unidade morfológica com continuidade a norte e a sul do Tejo, considerando que essa superfície não sofreu, entretanto, deslo-

camentos tectónicos. A questão do embutimento do planalto do Ribatejo no complexo pliocénico, referido por CARVALHO (1968), introduz um significado geomorfológico diferente ao actual planalto culminante ribatejano, relativamente à superfície deposicional dos derrames torrenciais da margem norte do Tejo, anteriormente depositados e coloca problemas relativos à dinâmica sedimentar da bacia.

O embutimento implica, do nosso ponto de vista, o desenvolvimento de uma superfície abaixo de um nível mais alto e mais antigo, geralmente devido ao rejuvenescimento da drenagem, de modo que a superfície inferior tanto pode comportar formas de acumulação como de erosão. O embutimento pressupõe que o desenvolvimento da superfície inferior se processa a expensas do nível mais alto, a ponto de em determinado estado evolutivo, o nível superior ficar reduzido a pequenos retalhos, formando relevos residuais salientes do nível embutido. Ao desenvolver-se o embutimento, modifica-se a dinâmica sedimentar da bacia, que deixa de funcionar, pelo menos temporariamente, como área de acumulação, para se transformar numa área de erosão, podendo seguir-se novo enchimento, ou nova incisão.

Seguindo este raciocínio, parece-nos difícil conceber a extensa aplanação com 190-200 m de altitude, a ocidente de Ponte de Sor, como um nível embutido, por ser muito regular e perfeitamente plana e, sobretudo, por não se encontrarem, na referida superfície, relevos residuais correlativos da superfície anterior, mais alta. A formação de um nível embutido, com desenvolvimento igual ao da aplanação de 190-200 m da área a ocidente de Ponte de Sor, teria, pela perfeição e extensão do aplanamento, de corresponder a uma planície aluvial, ou seja, à área de acumulação de um sistema fluvial, cujo desenvolvimento, para o lado continental, deveria ser muito grande, atendendo à largura de 50 km da aplanação a ocidente de Ponte de Sor. A formação de uma planície aluvial com 50 km de extensão, correlativa dum embutimento, coloca alguns problemas de natureza geomorfológica, pois pressupõe um alargamento considerável da drenagem e a destruição da superfície mais alta, pelo menos nas áreas próximas. Neste sentido, dificilmente se compreende a preservação das superfícies da área

de Gavião e ao norte do Tejo, situadas a três dezenas de quilómetros da aplanação de 190-200 m, a ocidente de Ponte de Sor. Como termo de comparação, consideremos o encaixe quaternário dos vales e a dimensão a que está reduzida, nos interflúvios, a superfície dos planaltos do Ribatejo e Alto Alentejo. Nos mais largos, a sul de Bemposta, as superfícies conservadas são faixas com largura máxima de 5 a 6 km.

### 3.1.2-A superfície culminante e a sua relação com as unidades litostratigráficas da bacia.

Para entender a natureza da superfície culminante da bacia, será necessário conhecer a relação desta superfície com as unidades litostratigráficas presentes na mesma.

Mas vejamos, em primeiro lugar, a estratigrafia dos depósitos neogénicos finais de outras bacias vizinhas, com as quais se tentam muitas vezes estabelecer correlações estratigráficas.

Os depósitos cenozóicos culminantes de bacias vizinhas da bacia do Tejo terminam com derrames conglomeráticos correlativos de movimentações tectónicas associadas ao levantamento final da Cordilheira Central. Isto acontece do lado noroeste desta cordilheira (bacias de Lousã e Arganil) e do lado sueste da mesma cordilheira, na bacia de Sarzedas (RIBEIRO, 1942; DAVEAU, *et coll.* 1985-1986; REIS & CUNHA, 1989; CUNHA, 1987, 1992, 1996). Na região fronteiriça da Beira Baixa (Monfortinho), depósitos conglomeráticos fini-neogénicos foram associados a diastrofismo na crista de Penha Garcia (CUNHA, 1992, 1996). Na bacia do Sado, o enchimento termina igualmente com depósitos conglomeráticos da Formação de Panóias (PIMENTEL, 1997). Estes depósitos parecem ter sido derramados por múltiplos leques aluviais coalescentes, alimentados em materiais desagregados que cobriam as vertentes da serra do Caldeirão e o *glacis* adjacente deste relevo, em condições climáticas de semi-aridez (*op. cit.* p. 291).

RIBEIRO (1942) considera as acumulações de sopé, com características torrenciais comparáveis às *rañas* espanholas[1] (formação de blocos dos cabeços de Magarefa, Sarzedas e Cantareira da bacia de Sarzedas) de idade provavelmente pliocénica. Por sua vez, REIS & CUNHA (1989-b) distinguem, na etapa 4 do registo sedimentar da bacia de Sarzedas, duas sequências deposicionais separadas por uma rotura estratigráfica do Vilafranquiano. Estes autores estabelecem equivalência das duas sequências com o "Complexo Ilito-caulinítico" de CARVALHO (1968) da bacia do Tejo. A sequência deposicional mais antiga da etapa 4 (SD5)[2], de características fluviais, corresponde aos sedimentos que na bacia do Tejo se atribuem ao Pliocénico superior e a sequência mais recente, a (SD6) que, pela descrição das características sedimentares, julgamos semelhante a depósitos do tipo das *rañas*, é correlativa dos levantamentos mais recentes da Cordilheira Central (limite Plio-Plistocénico) (REIS & CUNHA. 1989 p. 267). A descontinuidade na base dos depósitos da SD6 corresponde à rotura no Vilafranquiano, no limite Plio-Plistocénico, documentada na Península Ibérica (REIS & CUNHA, 1989-b).

Na região de Monfortinho, os cimo dos Cerros de Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas (RIBEIRO, 1943) são atribuídos, "por considerações de ordem morfológica e tendo em conta a generalidade dos depósitos de blocos da orla de relevos quartzíticos e a posição deles nas plataformas que dominam os terraços quaternários, e também por argumentos paleoclimáticos", ao Vilafranquiano (RIBEIRO, 1943, p. 122).

Ao retomar o estudo destes depósitos da Beira Baixa, CUNHA (1992) inclui numa única unidade, que designa por "Conglomerados de Falagueira" (CFA), as duas sequências da etapa 4 do registo sedimentar da bacia de Sarzedas. Na região de Monfortinho, o autor considera que estes depósitos foram acumulados por mecanismos de transporte do tipo *debris flow*, num ambiente de leque aluvial, que alimentava lateralmente rios cascalhentos e entrançados provenientes de Espanha. Estes teriam deposi-

[1] Actualmente, os autores espanhóis consideram que as *rañas* poderão ter características fluviais do ponto de vista sedimentológico.

[2] SD: abreviatura de sequência deposicional.

tado, nas áreas a sudoeste da Beira Baixa, ou seja, na bacia do Tejo, os "Conglomerados de Falagueira", com características fluviais (CUNHA, 1992, p. 103 a 105). Na bacia de Sarzedas, os corpos sedimentares seriam um pouco mais aquosos, mas com características claramente torrenciais. Os mecanismos alocíclicos responsáveis por estes derrames seriam fundamentalmente de natureza tectónica: levantamento da Cordilheira Central, na bacia de Sarzedas e diastrofismo na crista de Penha Garcia, provocado por provável movimento da falha de Cilleros (CUNHA, 1992). O autor correlaciona os "Conglomerados de Falagueira" com os depósitos do planalto do Gavião, Vale de Água , S. Facundo, Ponte de Sor, Figueiras (Chamusca) e Almeirim ou seja, com o "Complexo Ilito-caulinítico" de CARVALHO (1968) e com os "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA) de BARBOSA (1995).

Compreendemos o modelo paleogeográfico de CUNHA (1992), ou seja, a ocorrência de leques aluviais laterais, alimentando um colector principal, mais ou menos coincidente com o eixo da bacia e com aquela que viria a ser a posição actual do Tejo, mas o modelo deposicional não concorda inteiramente com a estratigrafia proposta por BARBOSA (1995) para os sedimentos do Neogénico superior da Bacia do Tejo. Este autor individualiza, no bordo norte desta bacia, outra unidade litostratigráfica, que designa por "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR), distinta dos Cgl. SA. Segundo BARBOSA (1995), os Cgl. VR, com características sedimentológicas do tipo das *rañas*, sobrepõem-se por rotura sedimentar aos Cgl. SA, constituindo um episódio sedimentar posterior. De acordo com BARBOSA (*op. cit.*), os Cgl. VR não alimentaram as intercalações conglomeráticas do "complexo ilito-caulinítico" do planalto ribatejano, contrariando, neste ponto, a interpretação anterior de CARVALHO (1968), que admitia que os depósitos com fácies de *raña*, ao norte do Tejo, passariam lateralmente aos depósitos fluviais do Ribatejo. Para BARBOSA (1995), os Cgl. VR, ao constituírem um episódio sedimentar posterior aos Cgl. SA, terão, juntamente com estes, alimentado os terraços do Tejo, ao modificar-se a dinâmica sedimentar da bacia, na transição do Pliocénico para o Quaternário.

### 3.1.3-Natureza da superfície culminante da bacia do médio e baixo Tejo

A reconstituição da superfície culminante da bacia do Tejo terá de procurar-se na relação com o enchimento cenozóico, em particular com a estratigrafia do Neogénico terminal (Pliocénico) e do Quaternário (Plistocénico). Na bacia do Tejo, tal como noutras bacias continentais que, conjuntamente com ela, deverão ter constituído áreas de acumulação mais ou menos contíguas, o final do enchimento parece ter terminado com o derrame de um extenso manto conglomerático. Tem-se atribuído a este manto várias designações: "grés e conglomerados de serra de Almeirim" (P3) (ZBYSZEWSKI, 1953); "grés e conglomerados de serra de Almeirim-cascalheiras dos planaltos" (P3) (ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1968, 1979); "arenitos e conglomerados" (P) (GONÇALVES *et al.*, 1979); "arenitos argilosos e cascalheiras de planalto" (P) (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1981); "cascalheiras e areias" (P3) (CARVALHO & CARVALHOSA, 1982), "grés e conglomerados dos planaltos" (P) (ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1984). Estes conglomerados ou cascalheiras de planalto, são os únicos depósitos atribuídos, incontestavelmente por todos os autores, ao Pliocénico, mas este não se encontra separado dos depósitos miocénicos. Subjacente aos referidos conglomerados, encontra-se um complexo argilo-gresoso, representado na cartografia geológica por MP (Miocénico e Pliocénico indiferenciados).

Estudos mais recentes sobre a litostratigrafia da bacia sedimentar do baixo Tejo, levados a cabo por BARBOSA & REIS (1989) e BARBOSA (1995), também confirmam que o enchimento culminante da bacia do Tejo termina com a deposição de extenso manto conglomerático, constituído por calhaus de quartzito e quartzo sub-rolados a rolados, com dimensão máxima de 30 a 35 cm, ao norte do Tejo, diminuindo gradualmente de tamanho para sul. Este manto conglomerático constitui a unidade litostratigráfica designada formalmente por "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA) (*op. cit.*, 1989, p. 92 e 1995, p. 158). Segundo

BARBOSA (1995), os Cgl. SA constituem uma unidade litostratigráfica, formada por várias associações de fácies (A, B e C), com características proximais, a primeira associação e mais distais, a última. Estes conglomerados terão sido depositados por um sistema fluvial de canais entrançados e cascalhentos, com drenagem para sudoeste, evoluindo, no sentido distal, para um sistema de canais arenosos responsáveis pela deposição dos Arenitos de Ulme (Ar Um) (Associação C). Estes arenitos, conjuntamente com os Cgl. SA integram um grupo de depósitos, designados por "Aloformação de Almeirim" (*op. cit.* p. 157). Esta aloformação encontra-se separada dos sedimentos subjacentes por uma descontinuidade estratigráfica com valor regional (BARBOSA, 1995 p. 225). Veja-se esta rotura nas estampas Est. III-1 e Est. III-2.

Em termos morfológicos, este manto conglomerático, conjuntamente com as suas equivalentes fácies areníticas distais ("Arenitos de Ulme"), corresponde à extensa série de depósitos continentais que, actualmente, formam as superfícies mais altas dos planaltos ribatejanos da margem esquerda do Tejo (Est. III-2 e Est. III-3).

No limite norte da bacia, junto às cristas de quartzito, BARBOSA & REIS (1991), BARBOSA (1995) e BARBOSA & REIS (1995) identificam depósitos com geometria de leque aluvial, mas onde as características dos sedimentos revelam fluxos viscosos com mecanismos de transporte e gravítico (SG) do tipo *debris flows* e *mud flows*. Os depósitos destes leques correspondem à unidade litostratigráfica dos "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl. VR) (*op. cit.* 1991 e 1995). As características sedimentológicas destes leques são as que mais se assemelham às descritas para as *rañas de sopé* em Portugal (RIBEIRO & FEIO, 1950).

CARVALHO (1968) também havia descrito, ao norte do Tejo, depósitos do mesmo tipo. Este autor identificou, nos mantos de cascalheiras, daquele bordo da bacia, dois tipos de depósitos conglomeráticos: uns, em posição inferior; "geralmente mais espessos e tipicamente fluviais", que o autor considera equivalentes ao complexo ilito-caulinítico; outros, "representados por afloramentos menores e mais espaçados" que, em alguns ca-

sos, o mesmo autor admite terem a configuração de *rañas* e que são paralelizados com os depósitos grosseiros do planalto de Gavião, Vale de Água, S. Facundo, Figueiras (Chamusca) e Almeirim, ou seja, com os Cgl.SA. Para CARVALHO (1968), os depósitos do tipo *raña* terão fornecido o material grosseiro dos planaltos do Ribatejo, de carácter fluvial.

Uma posição diferente é assumida, como vimos, por BARBOSA (1995), que considera os Conglomerados de Vila de Rei um episódio sedimentar distinto, separado dos Cgl. SA por uma discordância erosiva e posterior a esta unidade litostratigráfica. Segundo o modelo estratigráfico proposto por BARBOSA (1995), a superfície correspondente ao topo do enchimento da bacia estaria representada pelos Cgl. SA, mas no limite norte da bacia, leques aluviais, depositados por fluxos mais viscosos e com fácies do tipo *debris flows* e *mud flows*, sobrepor-se-iam aos Cgl. SA por uma ligeira discordância erosiva de baixo ângulo (BARBOSA *ob. cit,*. p. 199 e 213). Discutir-se-á, no capítulo IV, este problema de natureza cronostratigráfico.

Do ponto de vista morfostratigráfico e considerando a estratigrafia de BARBOSA (1995), os Cgl. SA e os Cgl. VR representariam os episódios finais de enchimento da bacia, anteriores ao encaixe dos vales. Considerando, no entanto, a extensão geográfica limitada, no sentido longitudinal, dos Cgl. VR (10 km, no máximo, para sul de Vila de Rei e Mação) (BARBOSA, 1995, p. 213) e o facto dos conglomerados desta unidade constituírem derrames estritamente de bordo de bacia, pode-se considerar que o grande episódio sedimentar de enchimento desta corresponde ao manto dos Cgl. SA e, como tal, é este que se considera definidor da superfície culminante. Contudo, no limite norte, derrames do tipo leque aluvial, com pior organização em termos de estruturas sedimentares, selariam o enchimento. Nessa posição de bordo de bacia é a superfície destes leques aluviais que se liga à superfície fundamental do Maciço Hespérico e, por conseguinte, a culminante da bacia, nesses sítios.

Uma segunda questão diz respeito ao grau de conservação da superfície terminal de aluvionamento das unidades litostratigráficas referidas.

Corresponderá o topo daquelas unidades à sua superfície terminal de enchimento, ou o topo daquelas encontra-se retocado pela erosão não sendo, neste caso, possível reconstituir a superfície do enchimento?

No que respeita à morfologia dos planaltos culminantes, não vemos razão para deixar de considerar como superfícies de acumulação, as áreas mais extensas e melhor conservadas daqueles planaltos. A regularidade destas superfícies em termos de planura quase perfeita, nomeadamente, nos planaltos a 190-200 m, a ocidente de Ponte de Sor e a 290 m, na área de Gavião e de alguns planaltos ao norte do Tejo (Fig. III-1) é própria de superfícies geradas por processos de acumulação. Na superfície que se desenvolve para oeste de Ponte de Sor até ao planalto da Chamusca, encontra-se mesmo alguma drenagem indecisa, com ocorrência de lagoas temporárias, devido ao fraco declive (0,01%) da superfície daquele planalto.

Ao norte do Tejo, a perfeição das superfícies constitui uma característica da rampa do Telégrafo, ao sul de Mação e de relevos do tipo mesa (planaltos de Furtado, Areias e Mata) a oriente daquela localidade. O mesmo se aplica ao planaltos a sul da ribeira de Codes até às imediações de Carvalhal. Apesar dos declives de 1% a 3%, para sul, de certos sectores da superfície daqueles planaltos, aqueles declives enquadram-se dentro das inclinações próprias das superfícies de acumulação de leques aluviais, como os que depositaram os Cgl. VR. Na área de Milreu, algumas rampas, cobertas pelos leques aluviais daquela unidade litostratigráfica, encontram-se muito dissecadas por cursos de água divergentes, uma disposição que é, por certo, herança do carácter dispersor de antigas drenagens. Os retalhos mais extensos e planos destes planaltos não devem afastar-se muito da superfície terminal de aluvionamento dos leques aluviais. Noutros casos, os declives poderão estar exagerados por deformações tectónicas.

A notável regularidade destas superfícies, quer ao norte quer ao sul do Tejo (áreas de Santiago Montalegre, Gavião e a ocidente de Ponte de Sor) é difícil de entender, a não ser como resultado de enchimento aluvial.

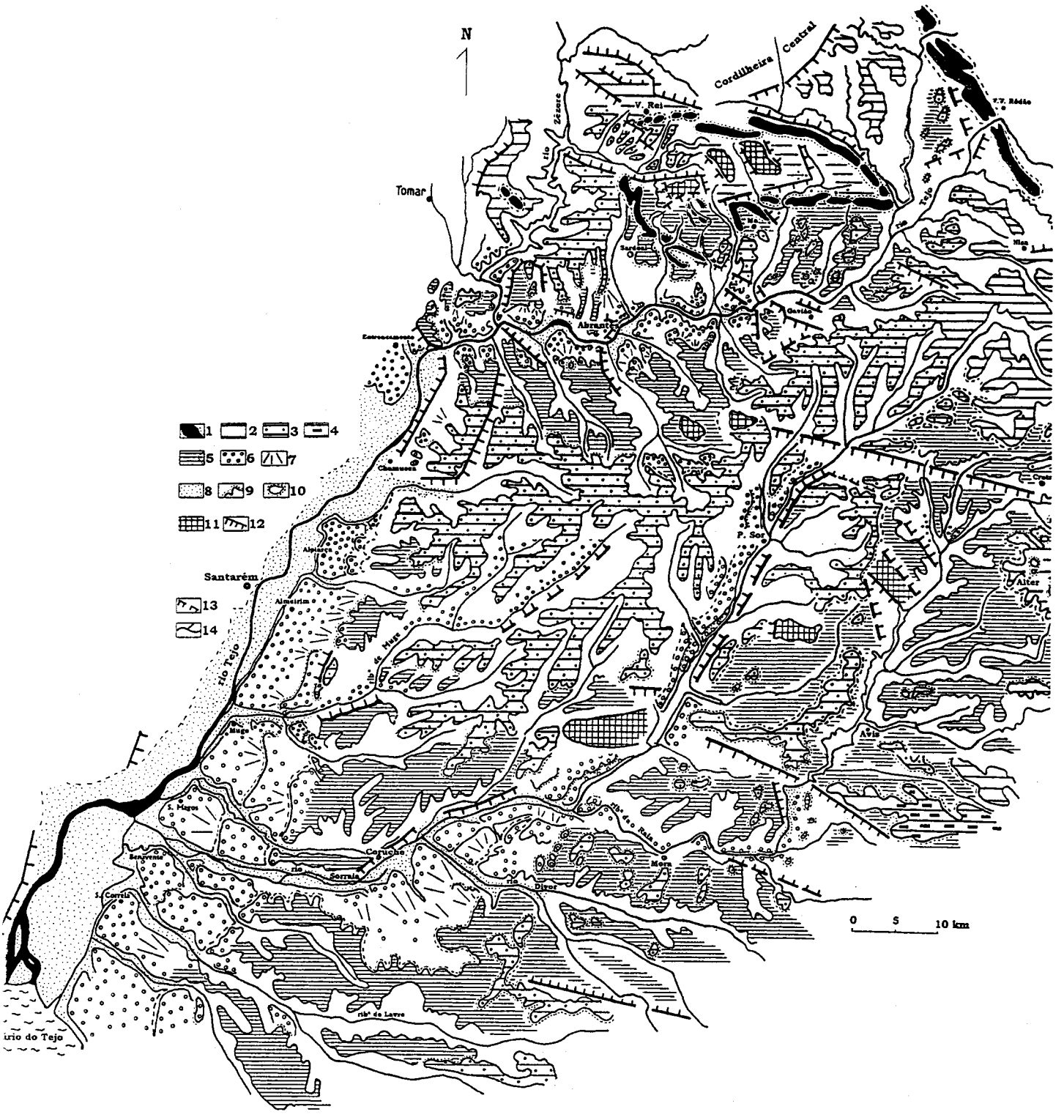



Fig. III-1. Mapa geomorfológico geral da área de estudo.

Legenda: 1-Relevos de quartzitos; 2-superfície fundamental; 3-superfície culminante da bacia; 4-calcários do Cano; 5-nível de Mora-Lamarosa; 6-terraços; 7-*glacis*; 8-planície aluvial do Tejo; 9-alto e base de vertente, ou rebordo interior de terraço; 10-relevos residuais; 11-relevos de tipo *horst*; 12-escarpas de falha; 13-escarpas de falha prováveis; 14-cursos de água.

Os cimos das referidas superfícies, menos retocadas pela erosão, podem considerar-se equivalentes a uma superfície de acumulação (Fig. III-1). Admitindo que aquelas superfícies possam ter perdido algum material pelo efeito da escorrência superficial (lavagem de materiais mais finos), esta ter-se-á limitado a rebaixar paralelamente a si mesmas, as referidas superfícies, sem criar, no relevo, o degrau de embutimento que um encaixe da drenagem impõe.

As superfícies dos planaltos a oeste de Sardoal, a sul de Gavião e a ocidente de Ponte de Sor, constituem actualmente um nível culminante, acima do qual se salientam os *inselberge* de quartzito, ou afloramentos do Maciço Hespérico que não chegaram a ser totalmente fossilizados pela cobertura cenozóica. Designamos esta superfície por *superfície culminante da bacia*, a qual será o ponto de partida para a individualização dos níveis embutidos, que posteriormente se geraram na bacia sedimentar do Tejo. Esta superfície constitui um elemento morfoestratigráfico de referência, com possível continuidade com a superfície terminal de aluvionamento de outras bacias contíguas da Bacia do Tejo. Referimo-nos às bacias de Sarzedas, Castelo Branco e do Sado que, juntamente com a do Tejo, devem ter constituído, no Neogénico final, uma área deposição de grande amplitude.

Nas áreas mais a jusante da Bacia do Tejo, particularmente ao sul de Mora e Montargil, os dados de natureza litostratigráfica são susceptíveis de maior confusão, em virtude de algumas semelhanças entre as litofácies dos Arenitos de Ulme (equivalentes distais dos Cgl. SA) e as litofácies do Complexo MP (Miocénico e Pliocénico indiferenciados). A identificação da superfície culminante, na área de Mora e Montargil apoia-se, sobretudo, nos critérios geomorfológicos, como a presença dos relevos residuais acima do nível embutido mais antigo da bacia, que trunca o complexo MP, naquela área.

### 3.1.4-A questão da *raña* no contexto morfodinâmico da bacia do Tejo

Abordamos aqui uma questão amplamente debatida, que se prende com a posição da *raña* no contexto do enchimento final das bacias sedimentares e seu posicionamento morfoestratigráfico em relação às restantes séries subjacentes.

Não obstante o conceito de *raña* estar por clarificar do ponto de vista sedimentológico (FERREIRA, 1993), a questão abordada neste ponto centra-se sobre os Cgl. VR, que do ponto de vista sedimentológico constituem os depósitos mais próximos do conceito da *raña*; pelo menos, como este conceito tem sido mais ou menos entendido em Portugal, depois das posições marcantes que tiveram RIBEIRO (1949) e RIBEIRO & FEIO (1950), certamente por influência de HERNANDEZ-PACHECO (1950). Mas, como se sabe, do ponto de vista sedimentológico, o termo *raña*[3], em Espanha, engloba quer acumulações aluviais de sopé de tipo torrencial, associadas a fluxos muito viscosos e a mecanismos de transporte em massa do tipo *debris flows*, como depósitos mais organizados tipicamente fluviais (MOLINA, 1975 WENZENS, 1977; GEHRENKEMPER, 1978; ROMMERSKIRCHEN, 1978; FEY, 1980; OBDENBUSCH, 1982 in GAIDA, 1984). Encarados sob ponto de vista, os Cgl. SA poderiam considerar-se também *rañas*, atendendo à sua posição morfoestratigráfica culminante na bacia e anterior aos terraços quaternários; posição em que, na maioria dos casos, se colocam as *rañas*. Contudo, os Cgl. SA perdem, em grande parte da bacia do Tejo, o carácter de acumulações aluviais de sopé, que é um dos aspectos mais característicos que oferecem as *rañas* (HERNANDEZ-PACHECO, 1950), mas não único, pois há "ranas de planície" (RIBEIRO & FEIO 1950). Por isso, a discussão sobre o conceito de *raña* restringe-se apenas aos leques aluviais que depositaram a unidade dos "Conglomerados de Vila de Rei".

---

[3] Este termo procede provàvelmente da palavra "rag", termo com que os nativos do norte de África chamam aos planos pedregosos (HERNANDEZ-PACHECO, 1950). Segundo este autor, o termo "rag", que estaria na origem de raña e rañal é de origem sahariano e foi transplantado para Espanha a seguir à invasão Muçulmana. Em Espanha, denominam-se "rañas" ou "rañales" certos aplanamentos formados por depósitos aluviais, que ocupam amplos espaços no sopé dos Montes de Toledo e das serras Centrais da Estremadura (*op. cit.* 1950).

Sobre a posição da *raña* como elemento da paisagem de enchimento final das bacias sedimentares e seu posicionamento morfostratigráfico em relação às restantes séries subjacentes, há duas posições a este respeito: a dos autores que consideram a *raña* um episódio sedimentar na continuidade da sedimentação neogénica da bacia, sem rotura com a sedimentação neogénica, fechando o enchimento sedimentar e, nesta circunstância, as plataformas planas do enchimento prolongam-se para o interior dos maciços montanhosos mediante superfícies do tipo *pediment*, que truncam os materiais do soco, posição assumida por MARTIN SERRANO (1988); e a posição dos autores que consideram as *rañas* um episódio distinto, separado, por rotura, da restante sedimentação neogénica, em termos morfológicos, situado entre o enchimento neogénico e o encaixe quaternário e depois da edificação da superfície de sopé, pelo que, a superfície de enchimento da *rana* não é necessariamente culminante. A última posição é assumida por PÉREZ-GONZALEZ & GALLARDO (1987); MOLINA (1980) e REDONDO & MOLINA (1980).

Na bacia do Douro e apesar das dificuldades de observação, MARTIN-SERRANO (1988) não considera a *raña* um episódio distinto das *Séries Ocres* subjacentes. A evolução sequencial das *Séries Ocres* "*no queda ni interrumpida ni alterada com la irrupcion de la raña*" (MARTIN-SERRANO, 1991).

Outros autores anteriores, como VIDAL BOX (1944); HERNÁNDEZ-PACHECO (1950); RIBEIRO (1949-a); FEIO (1951) e PEREZ GARCIA (1977) reforçam sempre o carácter culminante da *raña* em relação aos terraços fluviais, mas consideram o episódio da *raña* separado por uma discordância erosiva dos sedimentos neogénicos. A posição destes autores significa que em vez de duas opiniões sobre a posição morfoestratigráfica da *raña* existem, afinal, três, pois para estes autores, a *raña* constitui ao mesmo tempo um episódio culminante das bacias, mas separado por discordância erosiva das séries subjacentes.

Os Cgl. VR, ao selarem o enchimento neogénico como resposta ao levantamento tectónico nos finais do Vilafranquiano e ao assentarem por

discordância sobre os Cgl. SA"(BARBOSA, 1995), parecem corresponder à posição morfoestratigráfica referida por VIDAL BOX (1944); HERNÁNDEZ-PACHECO (1950); RIBEIRO (1949a); FEIO (1951) e PEREZ GARCIA (1977), ou seja: assumem uma posição culminante, mas estão separados por rotura das unidades subjacentes.

A rotura estratigráfica subjacente aos Cgl.VR é inquestionável. O corte da nova estrada para Vila de Rei, imediatamente ao norte de Milreu, não deixa dúvidas a este respeito (ver Fig. II-15). Menos certezas existem quanto à unidade subjacente, representada por argilas avermelhadas e alaranjadas e sua correlação estratigráfica. Nos cortes apresentados nas Figs II-15, II-16 e II-17, os depósitos subjacentes aos Cgl. VR foram paralelizados com a parte superior, mais fina, dos "Conglomerados de Rio de Moinhos". (Veja-se, a este propósito, o capítulo IV sobre os leques aluviais do bordo norte da bacia). Nos outros cortes da região, as condições de observação são más e não permitem ver, de forma clara, a discordância dos Cgl. VR sobre os Cgl. SA.

Do ponto de vista morfológico, a superfície culminante dos Cgl.VR ao "enraizar-se" para o interior do Maciço Hespérico na superfície fundamental, ou na superfície de sopé dos *inselberge* quartzíticos (*pediments*), reforça a ideia de que estes leques aluviais constituem um episódio final de enchimento, anterior aos embutimentos quaternários, mas claramente distinto da restante sedimentação neogénica da bacia.

A posição de episódio final de enchimento, anterior ao primeiro nível embutido, confirma-se nesta área e na de Mação (ao norte de Belver e em Chão do Rei), onde os relevos residuais Torre 255 m e o planalto de Chão do Rei 379 m estão salientes do primeiro nível embutido.

## 3.2-DEFORMAÇÕES DA SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA

### 3.2.1-Deformações de grande raio de curvatura

A superfície culminante da bacia apresenta declive geral de nordeste para sudoeste. Esta superfície tem altitudes de 270-300 m , no Gavião e 190-200 m, na região de Ponte de Sor. Os últimos retalhos desta superfície encontram-se na serra de Almeirim, a 160-170 m e no cimo de relevos residuais com 150 m de altitude, na área de Mora (Fig. III-1).

Ao norte do Tejo, a superfície culminante desce de 300 m, em Santiago Montalegre, para pouco mais de 200 m, nos planaltos sobranceiros ao Tejo. A inclinação para sul e sudoeste da superfície culminante determinou a orientação da drenagem, cujo escoamento é consequente com o declive daquela superfície. Contraria esta inclinação geral, a área correspondente ao troço E-W do rio Tejo, entre Gavião e Vila Nova da Barquinha, onde a superfície culminante inclina para o quadrante noroeste.

A inclinação para aquele quadrante, contrária ao declive geral da superfície culminante, parece dever-se a deformações tectónicas, pois a drenagem que depositou os Cgl. VR e os Cgl. SA tinha orientação geral de norte para sul e de nordeste para sudoeste (BARBOSA, 1995). Uma vez que a drenagem quaternária retoma, no essencial, as antigas direcções do escoamento fini-neogénico, admitimos que tenham existido deformações tectónicas de grande raio de curvatura, na área ao sul do Tejo contígua ao troço E-W deste rio, capazes de terem determinado um sentido de escoamento diferente do escoamento fini-neogénico e, provavelmente, terem condicionado também o traçado geral E-W do Tejo, na área entre Gavião e Vila Nova da Barquinha.

#### 3.2.1.1-Deformação da superfície culminante no sector E-W do Tejo.

Pode tomar-se como referência para análise de deformações de grande raio de curvatura, a inclinação geral de 0,1% para sudoeste da superfície culminante, a ocidente de Ponte de Sor, por ser uma área extensa e sem grandes evidências de deformações tectónicas. Em comparação, a

superfície dos planaltos, a sul de Alvega, inclina para noroeste com declive de 0,8% a 1%. Embora fraco, em termos relativos, é cerca de dez vezes superior ao declive da superfície culminante a oeste de Ponte de Sor. Admitindo o mesmo declive inicial de 0,1% para sudoeste da superfície culminante da bacia, temos uma inflexão desta superfície para noroeste com uma amplitude de aproximadamente de 1%, relativamente ao declive inicial para sudoeste.

Na área contígua ao troço E-W do Tejo, projectando para norte a superfície culminante ao sul do Tejo, verifica-se que esta não coincide com a superfície culminante do lado oposto, resultando um abrupto imediatamente ao norte da posição actual do Tejo. Este abrupto é nítido próximo das localidades de Ortiga (área de Alvega), Rio de Moinhos e Montalvo, a noroeste de Abrantes. Nos referidos locais, o abrupto coincide com acidentes tectónicos, que devem ter controlado o traçado do Tejo.

O degrau de Ortiga corresponde à falha de Gavião-Monte do Penedo, que se observa a norte daquela localidade e põe em contacto os granitos do maciço de Gavião-Penhascoso com os xistos e quartzitos do Ordovícico (ZBYSZEWSKI & GONÇALVES, 1980-81). O segundo abrupto é muito nítido entre Rio de Moinhos e Montalvo e limita, do lado norte, o alvéolo tectónico de Tramagal-Montalvo, que se analisa no capítulo VIII. Este degrau corta indistintamente migmatitos, gnaisses e granitos, não coincide com limites geológicos e tem características de escarpa de falha. O acidente geológico correspondente a este degrau foi observado próximo da localidade de Amoreira, tendo-se verificado o soco granítico, do lado norte, a cavalgar os depósitos terciários. Voltaremos a referir esta falha, no capítulo VIII.

Ao sul do Tejo, as unidades litostratigráficas da bacia (Argilas de Tomar e Cgl. SA) também inclinam para noroeste, nas áreas mais próximas do Tejo e no sector onde o rio apresenta um traçado geral E-W. Aquelas unidades litostratigráficas acompanham a descida para o quadrante norte da superfície culminante, como se pode verificar pelo nível de referência estratigráfico, materializado pela descontinuidade da base

dos Cgl. SA. Esta descontinuidade estratigráfica encontra-se a 170-180 m, na área de Ponte de Sor e a 130 m, nas imediações do Tejo ao sul de Abrantes. Um pouco para nordeste, entre Alvega e Gavião, a descontinuidade estratigráfica está a 240 m, nos planaltos de Gavião e a 150-160 m, nas imediações do Tejo, próximo de Alvega. Esta descida da descontinuidade da base dos Cgl. SA não é perceptível à escala de um afloramento, mas torna-se evidente quando se comparam vários afloramentos suficientemente distanciados. Esta descida gradual da descontinuidade da base dos Cgl. SA, para o lado do Tejo, sugere a existência de uma deformação, para noroeste, de grande raio de curvatura, na área ao sul do Tejo contígua ao troço E-W deste rio. No término desta deformação estrutural, ocorrem os degraus tectónicos, na margem norte do rio Tejo, atrás referidos.

Deformações da superfície culminante deste tipo, que afectam grandes áreas e parecem ter determinado a organização e o sentido geral do escoamento, consideramo-las de grande raio de curvatura, por oposição às deformações de escala mais reduzida, materializadas na superfície culminante por pequenos degraus, ou por deformações acentuadas desta superfície, numa área mais restrita. Estas pequenas deformações raramente correspondem a degraus vigorosos e escarpados, mas a exageros do declive da superfície culminante. Nas deformações de grande raio de curvatura, no interior do bloco deformado, os exageros são mínimos (1% a 3% no máximo), mas no término da deformação, ocorre um acidente tectónico com expressão morfológica importante, como os dois abruptos que acabamos de referir, ao norte do Tejo.

#### 3.2.1.2 O balançamento da superfície culminante a norte de Abrantes

Ao sul de Vila de Rei, a superfície culminante dos Cgl. VR apresenta uma inclinação de 2,3 a 3,7%, nas rampas ao norte de Milreu e a sul de Chão de Lopes. Estes declives cabem dentro dos valores originais das superfícies de leques aluviais de "baixa eficácia de transporte", construídos

por fluxos viscosos, com mecanismos de transporte em massa, como é o caso dos leques que depositaram os Cgl. VR (GALLOAY & HOBDAY , 1983, in BARBOSA, 1995). No entanto e como se verá adiante, algumas rampas, como a de Chão de Lopes, além da inclinação inicial da superfície de acumulação dos leques aluviais, sugerem ter sofrido deformação tectónica do tipo balança (Fig. III-2).

Entre a falha da ribeira de Codes e a localidade de Carvalhal, a superfície culminante apresenta uma inclinação de 0,3% para sul, mas o declive acentua-se cada vez mais à medida que nos acercamos do Tejo. A partir de Carvalhal, desce-se para o rio por superfícies com 1,5 a 3% de declive.

Por sua vez, a sul da ribeira de Codes, os depósitos da superfície culminante passam a ter melhor organização arquitectural, em termos das estruturas sedimentares, do que os Cgl.VR, revelando, à medida que nos acercamos do Tejo, mecanismos de transporte mais aquosos (BARBOSA, 1995). Mas esta melhoria de organização arquitectural das litofácies, relacionada com o aumento da relação água sedimento e com o afastamento da área de alimentação, não se traduz numa diminuição do declive da superfície deposicional, como seria de esperar; pelo contrário, assiste-se ao aumento do declive da superfície culminante nas áreas mais distais, ou seja, à medida que nos acercamos do Tejo. Este aumento do declive contraria a forma côncava do perfil longitudinal dos leques aluviais. Veremos adiante, no capítulo IV, que terá sido em sistemas fluviais deste tipo que ocorreu o derrame dos depósitos da superfície culminante ao norte do Tejo, tanto dos Cgl. VR, como dos Cgl. SA daquele bordo da bacia. Por sua vez, os declives da superfície culminante a sul de Carvalhal e Sardoal (1,5 a 3%), apesar de inferiores aos declives dos Cgl.VR, estão acima dos declives originais dos leques aluviais dominados por correntes aquosas (*wet alluvial-fans*) (GALLOAY & HOBDAY, 1983), como os que derramaram os Cgl. SA do lado norte do Tejo. Este facto leva-nos a considerar que, ao sul de Carvalhal e Sardoal, os declives não devem corresponder já às inclinações originais da superfície deposicional dos referidos leques, mas poderão ter associada uma deformação tectónica. É possível que o declive

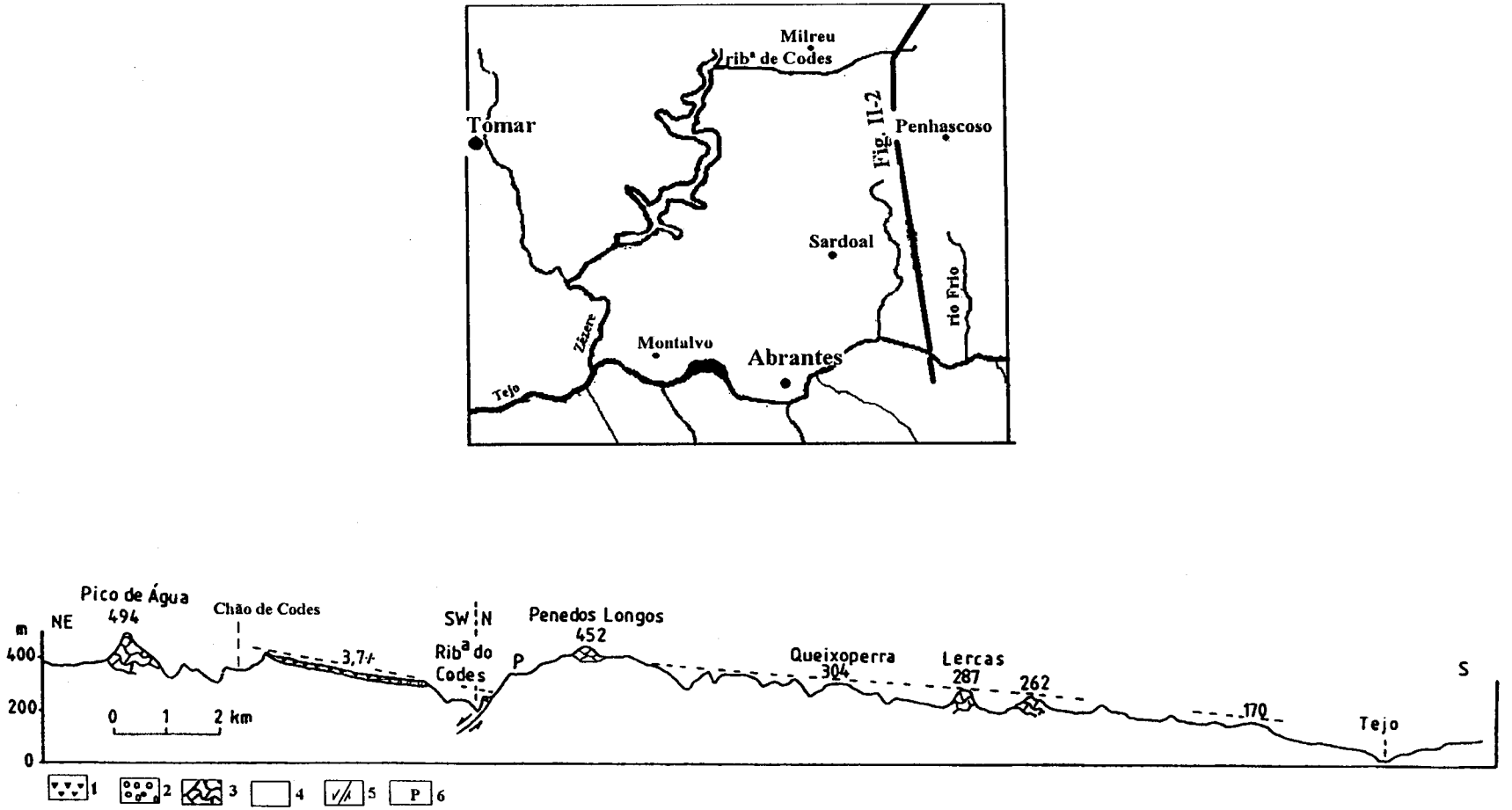



Fig. III-2. Perfil geomorfológico do *inselberg* de Pico de Àgua para o Tejo, mostrando o balançamento da superfície dos leques aluviais da rampa de Chão de Codes e da superfície fundamental a sul de Penedos Longos.
Legenda: 1-depósito de leque aluvial (Conglomerados de Vila de Rei); 2-depósito de leque aluvial com blocos rolados (Cgl. SA, ou Cgl. RM); 3-relevos quartzíticos; 4-Maciço Hespérico; 5-falha; 6-*pediment.*

original dos referidos leques corresponda apenas à área entre Carvalhal e a ribeira de Codes com 0,3 % de inclinação, tanto mais que este declive está dentro dos valores de 0,1% e 0,4%, considerados próprios dos leques aluviais dominados por correntes aquosas, na sua área proximal (GALLOAY & HOBDAY, 1983). Os valores de referência, indicados por estes autores, parecem confirmar-se noutra área ao sul da Bemposta, aparentemente sem sinais de deformação. Ali, a superfície culminante apresenta inclinação de 0,1% para sudoeste; declive que parece estar dentro dos valores das planícies aluviais cascalhentas, construídas por correntes de canais entrançados (*braidplains*), como os que depositaram os Cgl. SA a sul do Tejo. Ao norte deste rio, os declives actuais de 1,5 a 3% sugerem deformações tectónicas posteriores à deposição dos Cgl. SA, as quais terão exagerado os declives iniciais da superfície deposicional destes conglomerados, depositados por leques aluviais dominados por correntes aquosas.

Estas deformações parecem confirmadas pela atitude da estratigrafia. Quem caminhar do Tejo para norte, até à ribeira do Codes, segue sempre nos Cgl. SA, desde o v.g. Alegrete (180 m) até Santiago de Montalegre (300 m), 12 km a norte. Considerando a espessura média de 30 m dos Cgl. SA e o declive máximo de 0,4% da sua superfície deposicional, esta deveria encontrar-se, sem interferências tectónicas, a 252 m na área do v.g. Alegrete, em vez de 180 m, como actualmente se encontra. Por outro lado, a base dos Cgl. SA deveria situar-se a 200 m, em vez de 150 m, posição que actualmente ocupa[4].

Idêntico raciocínio aplica-se à superfície culminante entre a Medroa (280 m) e os planaltos sobranceiros ao Tejo, em Montalvo. Aqui, vence-se um desnível de 150 m em 4 km. Considerando o mesmo declive de 0,4% da superfície deposicional inicial, a superfície dos Cgl. SA deveria encontrar-se a 264 m, nos planaltos sobranceiros ao Tejo, em vez de 180 m, como actualmente se encontra. Ainda que se admita algum rebaixamento, por erosão, da superfície culminante dos Cgl. SA, nas áreas próximas do Tejo, este rebaixamento não poderia ser dessa ordem de grandeza, pois,

[4] Ver, a propósito, a base do leque aluvial no perfil estratigráfico de Sra. da Luz (Fig.IV-11) situado muito próximo do v.g. Alegrete.

neste caso, os Cgl. SA teriam sido totalmente erodidos, devendo existir o rebordo erosivo correspondente.

A base dos Cgl. SA, materializada pela descontinuidade erosiva com as unidades subjacentes, é também uma boa referência e não tem o suposto problema do rebaixamento erosivo. A descontinuidade estratigráfica que separa os Cgl. SA das unidades subjacentes deveria situar-se a 230 m, nos planaltos sobranceiros ao Tejo, em vez de 163 m (posição actual)[5].

Consideramos, portanto, que os declives maiores da superfície culminante ao norte do Tejo, não corresponderão já às condições iniciais de deposição, mas resultam de deformação com movimento de balança para sul, ou seja, no mesmo sentido em que se derramaram os leques aluviais deste bordo da bacia. As referidas deformações terão exagerado os declives iniciais da superfície deposicional dos Cgl. SA, sendo difícil avaliar, com exactidão, o valor desse exagero, pois este faz-se no mesmo sentido das principais linhas do relevo. No entanto, atendendo aos cálculos atrás referidos, estimamos uma deformação das superfícies iniciais ligeiramente superior a 50 m. Este movimento de balança, que se confirma pela estratigrafia, foi assinalado no Mapa Geomorfológico de Portugal (FERREIRA, D., 1981).

O movimento de balança, com descida para o Tejo, estende-se às superfícies do Maciço Hespérico da área a leste de Sardoal (Fig. III-1). Aqui, os dobramentos variscos, representados pelos relevos quartzíticos das serras das Lercas, Queixoperra, Alcaravela e Penedos Longos elevam-se de superfícies exumadas de depósitos. A disposição NW-SE dos eixos das dobras hercínicas é transversal à inclinação para sul do compartimento entre a ribeira de Codes e o Tejo. Tal disposição dos relevos de quartzito, determina que a crista sul das estruturas variscas tenha sempre altitude inferior à crista do lado norte, facto que concorda com o movimento de balança para o Tejo das superfícies arrasadas do Maciço Hespérico, de onde se destacam os relevos quartzíticos. O anticlinal da serra das Lercas, dis-

5 Ver, a propósito, a base do leque aluvial no perfil estratigráfico da estrada de Amoreira para a Medroa (Fig. IV-9).

posto de forma transversal em relação ao movimento de balança para o Tejo, apresenta os cimos perfeitamente nivelados, mas a crista sul daquela antiforma tem cotas inferiores às da crista norte. A superfície que une os cimos das barras quarzíticas da serra das Lercas e Queixoperra apresenta inclinação de 1,1% para sul. Esta inclinação parece-nos exagerada para corresponder ao declive original da superfície de erosão, que nivelou de forma tão perfeita estes relevos de quartzito (cristas apalachianas).

Ao norte de Sardoal, a serra de Mogão Cimeiro, orientada aproximadamente N-S, ou seja, conforme o balançamento para o Tejo da superfície do Maciço Hespérico, apresenta inclinação para sul. Aquela inclinação concorda com a deformação posterior à elaboração da superfície fundamental a favor da qual se instalou a drenagem consequente para o Tejo.

O perfil geomorfológico (Fig. III-2) pretende mostrar o movimento de balança para o Tejo das superfícies ao norte de Abrantes. O referido movimento parece afectar as áreas a norte e a sul da ribeira de Codes. A norte deste curso de água, a rampa de Chão de Lopes apresenta inclinação de 3,7% para sudoeste, contra a escarpa da ribeira de Codes. O compartimento de Chão de Lopes suporta uma cobertura de leque aluvial (Cgl. VR), na extremidade nordeste e depósitos com estruturas mais organizadas, junto à ribeira de Codes. Os últimos depósitos também se encontram na minúscula rechã da base da escarpa, a sul deste curso de água[6].

A leitura do relevo leva-nos a paralelizar a minúscula rechã com o *pediment* da serra de Penedos Longos, tendo o movimento de balança do compartimento de Chão de Lopes determinado a fixação da ribeira de Codes num ângulo de falha. O encaixe do curso de água ter-se-á dado a escassos 50 metros da escarpa, o que terá permitido a conservação dos de-

---

6 A rechã, situada a oeste da localidade de Louriceira, suporta grés argilosos esbranquiçados. Estes depósitos lembram os que, na bacia, são atribuídos ao Paleogénico (ZBYZEWSWKI & GONÇALVES 1980-81) e aos Grés de Monsanto (BARBOSA, 1995). Sobre o arenito arcósico assentam calhaus rolados, remechidos para extracção de ouro, formando, actualmente, uma "conheira".

pósitos na minúscula rechã, pois a superfície que os suporta inclina contra a escarpa, ou seja, em sentido oposto ao da vertente talhada pela ribeira de Codes. A rechã deve corresponder ao término do movimento de balança para sudoeste da superfície de Chão de Lopes e gerou-se, certamente, da mesma maneira que a de Portela Selada (veja-se capítulo II, Fig. II-4), e outras da margem esquerda da ribeira de Codes. Estas rechãs parecem surgir em vales de ângulo de falha, ou áreas de semi-*grabens*, condicionando troços de cursos de água que, por qualquer motivo, entalharam o fundo da depressão a alguns metros da base da escarpa.

Decorrente do balançamento, verifica-se um desnível de aproximadamente 80 m entre o *pediment* da serra de Penedos Longos e a rechã. Saber se a deformação compromete os depósitos, ou se afecta apenas o *pediment* fossilizado pelas coberturas é um problema mais difícil de avaliar. No entanto, o paralelismo entre a superfície do *pediment* fossilizado e a superfície dos depósitos parece indicar um comprometimento das coberturas. Por outro lado, a projecção para norte da superfície dos depósitos passa claramente acima da crista quartzítica de Pico de Água, que provavelmente terá sido, conjuntamente com outros relevos da região, a fonte dos leques aluviais, sugerindo que o balançamento afecta não só o *pediment* como a cobertura. Por seu turno, o declive de 3,7%, que à partida se aceita como o declive original da superfície dos leques aluviais da parte superior da rampa, é exagerado para os depósitos estruturados e transportados com bastante água, como os que se encontram na parte inferior da rampa (leque aluvial de calhaus rolados).

Ao norte do Tejo, o comportamento da drenagem sugere igualmente uma interferência da orientação dos dobramentos hercínicos e do movimento de balança para o Tejo das superfícies exumadas do Maciço Hespérico. A leste de Sardoal, na parte norte, que provavelmente nunca chegou a ter depósitos, predominam sobretudo corredores de drenagem adaptados aos dobramentos hercínicos. Nos locais pouco atingidos pelo encaixe quaternário, como a norte de Penhascoso, encontram-se sectores de vales abertos com orientação NNW-SSE, enquanto nas áreas vizinhas do Tejo, que estiveram fossilizadas pelos sedimentos da bacia, predomina uma

drenagem com orientação N-S, inadaptada às estruturas hercínicas, ocorrendo casos de epigenia, ou antecedência (epigenia do rio Frio, na serra das Lercas[7] e epigenia ou antecedência da ribeira das Sernadas, na serra de Alcaravela). Este comportamento da drenagem reflecte uma tendência constante do escoamento para sul, determinado pelo movimento de balança a partir da falha do Codes e a interferência da estrutura hercínica, que tende a orientar a drenagem de NNW para SSE, nas áreas de cabeceira. Essa interferência não se verifica a oeste de Sardoal, em virtude do recobrimento terciário. Nesta área, onde os recobrimentos terciários ultrapassam, para norte, a falha do Codes, o escoamento é claramente N-S, aproveitando um importante campo de fracturas com este alinhamento. Nesta área, a direcção N-S da drenagem é, no entanto, cortada por vales de ângulo de falha E-W, que controlam as ribeiras de Codes, Ferraria, Vale das Tábuas e Brunheta (FERREIRA, D. 1981).

Nesta breve análise, descrevemos as deformações de grande raio de curvatura, provavelmente resultantes de pequenas deformações, cujo movimento se adiciona, ou de movimentos diferenciais nos acidentes que limitam compartimentos mais vastos. Estas deformações parecem dar razão às hipóteses que DAVEAU (1970) coloca sobre a probabilidade do "jogo progressivo de compartimentos desigualmente subsidentes explicar, em grande parte, o traçado actual da rede de drenagem, com os seus fortes contrastes regionais, suas dissimetrias e seus cotovelos acentuados"(*op. cit.*, p. 299). Parecem ser estas as linhas de investigação que melhor se ajustam à evolução moderna da bacia, na transição do Pliocénico ao Quaternário. Foi esta investigação, de compartimentos desnivelados, que procurámos seguir, na análise mais detalhada da superfície culminante e que a seguir se apresenta.

Antes de passarmos a essa análise, faz-se uma referência ao traçado do Tejo, no seu troço E-W. Este troço do rio parece instalado no encontro das duas deformações de grande raio de curvatura, anteriormente referi-

[7] Na extremidade oriental da Serra da Lercas, depósitos atribuídos ao Paleogénico fossilizam a crista. Por cima dos depósitos paleogénicos assentam depósitos de leques aluviais, indicando que a crista foi fossilizada por estes derrames.

das, ou seja, na faixa mais deprimida gerada pelo movimento de balança, para sul, da superfície culminante e do soco ao norte do Tejo e de igual deformação, mas de menor ângulo, de uma área considerável da bacia ao sul do mesmo curso de água. O traçado do Tejo parece ter-se adaptado aos principais condicionalismos morfotectónicos.

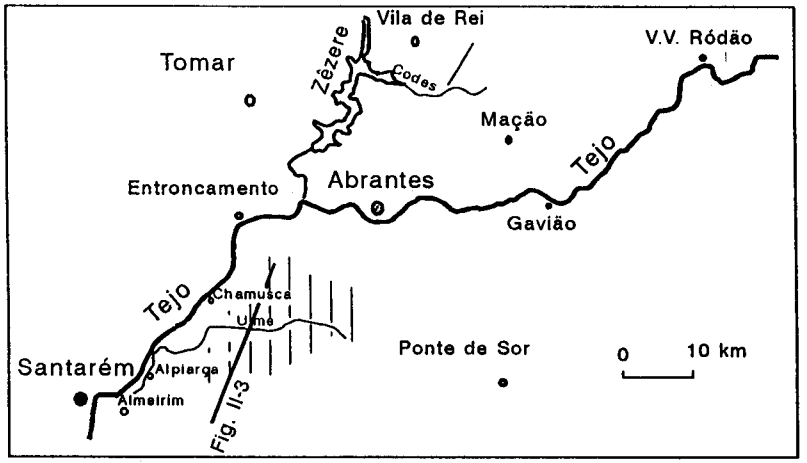
### 3.2.2- Degraus da superfície culminante

#### 3.2.2.1-O acidente da ribeira de Ulme

Ao norte da ribeira de Ulme, a rede de drenagem descobre o soco a cotas de 100-150 m (GONÇALVES *et al.*, 1979), enquanto a sul deste curso de água, não volta a aflorar o substrato paleozóico dentro da bacia, excepto nas áreas mais orientais, como em Montargil.

Sondagens hidrogeológicas revelam grande discrepância, em termos de subsidência do fundo da bacia, entre as áreas a norte e a sul da ribeira de Ulme. Uma sondagem nas aluviões deste curso de água, à altitude de 30 m, não atingiu o soco até aos 60 m de profundidade (-30 m de altitude absoluta). Sondagens com mais de 300 m de profundidade, nos terraços do Tejo da região de Almeirim e Alpiarça, também não encontraram o soco. Nas Fontainhas (Vale de Atela), outra sondagem, com 392 m de profundidade, iniciada à cota de 75 m, atingiu o soco aos 388 m de profundidade (-313 m de altitude absoluta) e, na planície aluvial, a leste de Santarém, uma sondagem com 400 m de profundidade também não atingiu o substrato paleozóico. A máxima espessura de sedimentos da bacia (1200 m) parece ocorrer a sueste de Lisboa, na área de Montijo e Pinhal Novo (ANTUNES & PAIS, 1993).

No mapa de lineamentos de CONDE & ANDRADE (1976), encontra-se assinalado, desde Cadaval até próximo de Crato, um lineamento subparalelo à ribeira de Ulme. Este lineamento também se encontra assi-



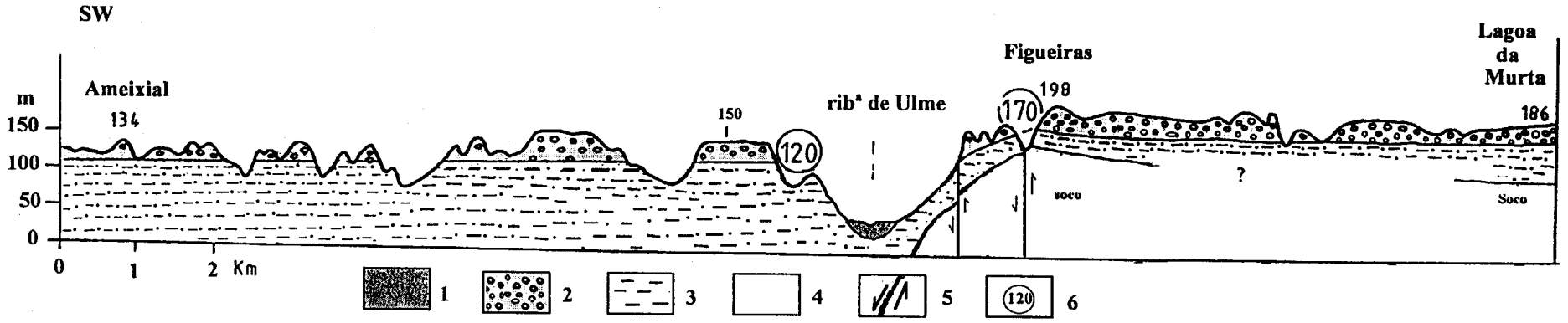




Fig. III-3. Perfil do planalto de Lagoa da Murta para sul, cruzando o acidente da ribeira de Ulme. O perfil mostra abatimento de 40 m da superfície culminante ao sul da ribeira de Ulme.

Legenda: 1-aluviões; 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Conglomerados de Rio de Moinhos e Argilas de Tomar (Miocénico); 4-Maciço Hespérico; 5-falha; 6-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

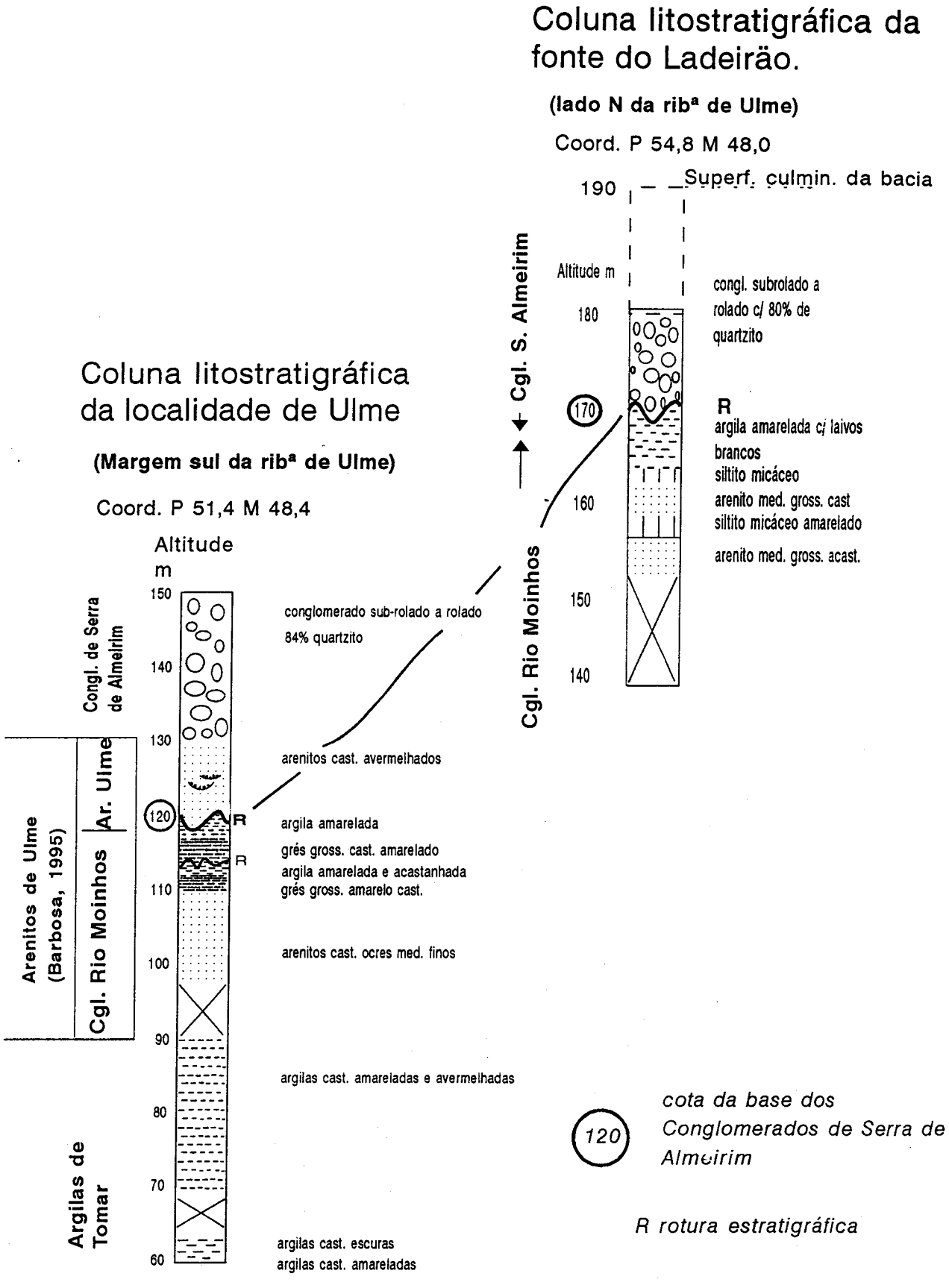



Fig. III-4 Colunas litostratigráficas dos lados norte e sul da ribª de Ulme

nalado, como provável falha activa, na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988).

A leste de Chamusca, a superfície culminante da bacia encontra-se levantada, cerca de 40 m, em relação à mesma superfície a sul da ribeira de Ulme (cotas de 180-190 m no planalto de Figueiras e de 140-150 m a sul daquele curso de água). Este acidente, interpretado com reserva (BARBOSA & REIS, 1989), confirma-se por rejeito de 50 m da base dos Cgl. SA entre os lados opostos da ribeira de Ulme (MARTINS & BARBOSA, 1992). Posteriormente a este trabalho, estabeleceu-se com precisão a altitude do nível de referência estratigráfico entre os dois lados daquele curso de água (Figs. III-3 e III-4), facto que não veio a alterar significativamente o rejeito estrutural, anteriormente indicado (*op. cit.*1992, p. 18).

Do lado sul da ribeira de Ulme, o limite inferior dos Cgl. SA encontra-se à cota de 120 m, no barreiro da fábrica de cerâmica de Casal do Pereiro e na localidade de Ulme, enquanto, do lado norte, sobe a 170 m, na Fonte do Ladeirão, a 167 m, na Cabeça Alta 1ª e a 165 m, no corte do Vale da Arrezima (Figs. III-4 e III-5). A este respeito, chama-se a atenção para os seguintes cortes de taludes, que serviram de base à construção de algumas colunas estratigráficas: Ulme (Est. III-4); Vale de Arrezima (Est. III-5); Cabeça Alta 1ª (Est. III-6). Nestes cortes, pode ver-se a descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA, que serviu de referência na aferição dos deslocamentos tectónicos.

A elevação do compartimento a norte da ribeira de Ulme, relativamente ao bloco a sul deste curso de água, é confirmada através da deformação dos depósitos terciários, na vertente norte da ribeira de Ulme. Num barreiro próximo do v.g. Figueiras, observam-se bancadas de depósitos, subjacente aos Cgl. SA, balançados para sueste com pendor de 22°. Deformações dos depósitos terciários, com abatimento para a ribeira de Ulme, são visíveis na mesma vertente, junto da ribeira, em frente da localidade de Ulme.

A espessura dos Cgl. SA é de cerca de 15 m no compartimento levantado (planalto de Figueiras) e 30 metros no compartimento abatido. Con-

siderando o rejeito estrutural de 50 m e o desnível de 30-40 m entre a superfície culminante nas duas margens da ribeira de Ulme, a maior parte do movimento da falha terá ocorrido após à deposição dos Cgl. SA. Contudo, uma parte do abatimento pode ser contemporâneo da deposição desta unidade litostratigráfica, que apresenta maior espessura no compartimento abatido (Fig. III-6).

Assim, com base no rejeito estrutural, na espessura dos Cgl. SA dos dois lados da falha e no desnível da superfície culminante, propõe-se o seguinte esquema de movimentação da falha da ribeira de Ulme durante o Pliocénico e Quaternário (Fig. III-6). Antes da deposição dos Cgl. SA, verifica-se nivelamento do relevo pela superfície de erosão anterior à deposição destes conglomerados (descontinuidade da base desta unidade) (Fig. III-6A). Durante a deposição dos Cgl. SA, a subsidência parece ter continuado, pois a espessura desta unidade é superior no compartimento abatido (30 m, contra 15 m no compartimento levantado), sugerindo abatimento contemporâneo da deposição (Fig. III-6B). O movimento da falha continuou após a deposição dos Cgl. SA sendo responsável pelo actual desnível da superfície culminante (Fig. III-6C).

A falha da ribeira de Ulme divide a bacia em duas áreas com direcções de drenagem e subsidência diferentes. A norte da ribeira de Ulme, verifica-se menor subsidência da bacia do que ao sul deste curso de água e a superfície culminante sofreu ligeiro balançamento para noroeste. Ao sul da ribeira de Ulme, a inclinação da superfície culminante faz-se para sudoeste, de acordo com o declive geral da superfície de acumulação dos Cgl. SA. O acidente da ribeira de Ulme marca o limite sul da inflexão para noroeste da superfície culminante. Este acidente compromete o nível embutido mais antigo da bacia, como veremos no capítulo V.

#### 3.2.2.2-O degrau da ribeira de Pai Poldro

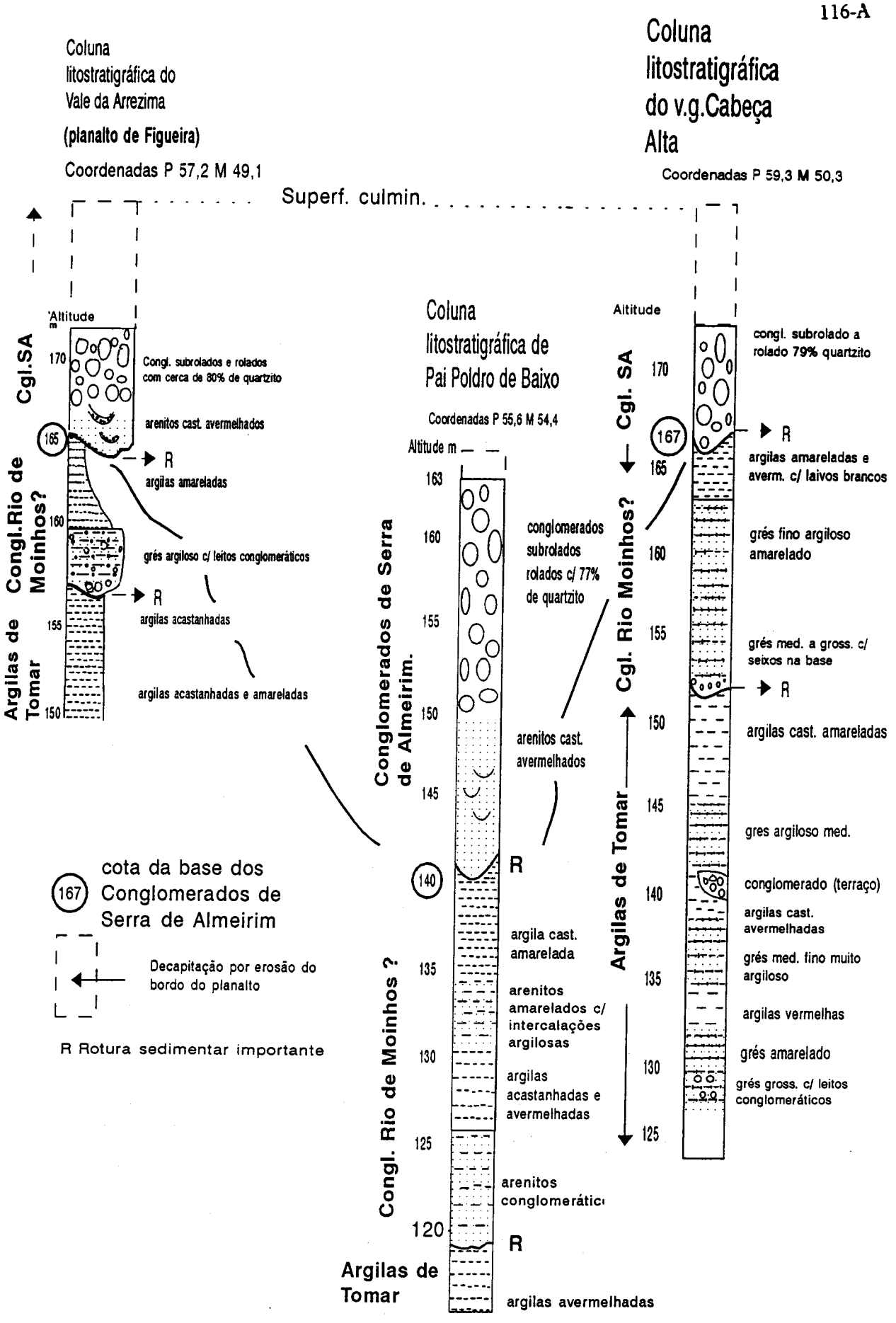



Fig.III-5 Colunas litostratigráficas dos lados oriental e ocidental da rib$^{a}$ de Pai Poldro, que confirmam o acidente da rib$^{a}$ de Pai Poldor, com abatimento do bloco oriental.

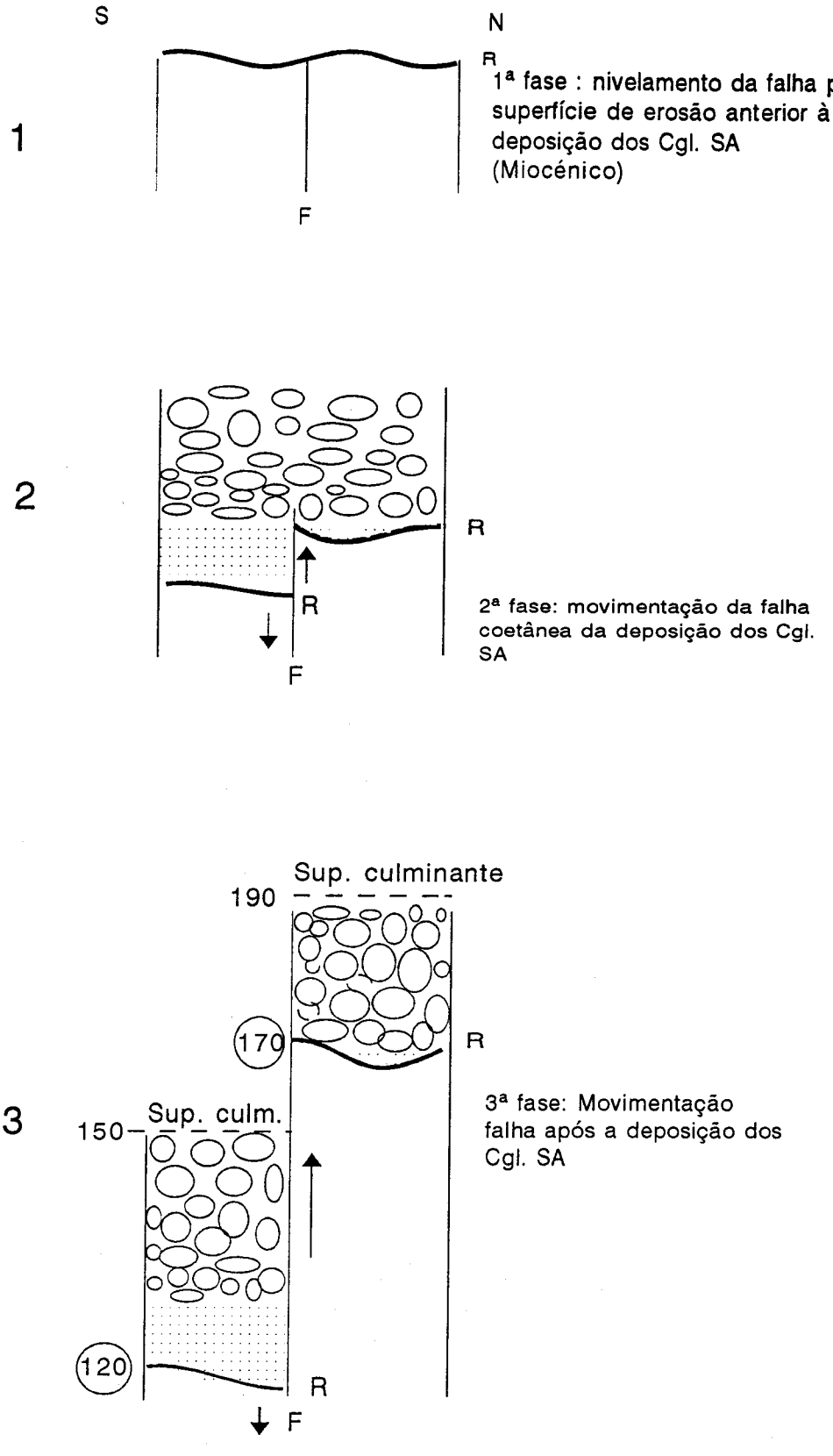
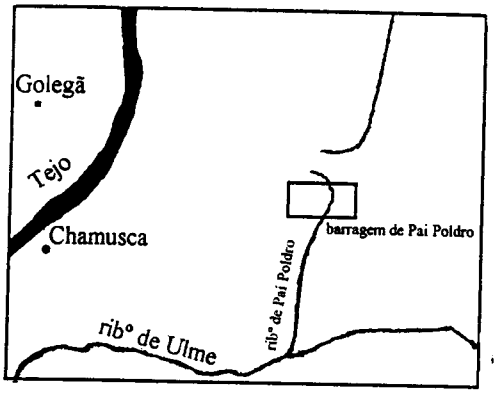



Fig. III-6 Esquema do movimento da falha da ribeira de Ulme durante o Pliocénico e Quaternário.



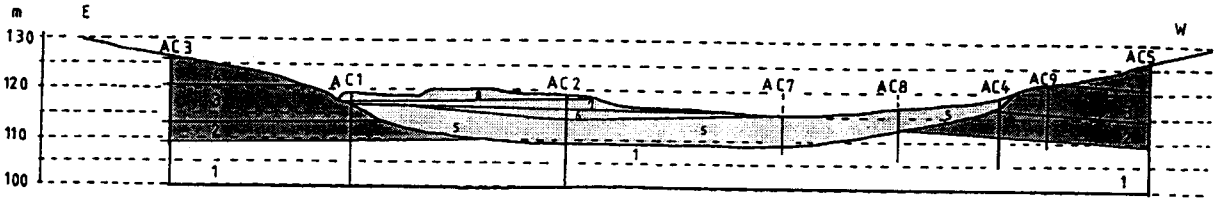




Fig. III-7. Corte geológico da empresa Acavaco na barragem de Pai Poldro.

Legenda: camadas 1 a 4, substrato miocénico; camadas 5 a 8, enchimento moderno; AC1 a AC9, sondagens.

Este degrau, com direcção NNE-SSW, coincide, grosso modo, com a ribeira de Pai Poldro, situada cerca de 10 km a leste de Chamusca. O degrau da ribeira de Pai Poldro desloca a superfície culminante, que se encontra a 185 m no planalto de Lagoa da Murta, a ocidente do degrau e a 160 m do lado oriental do mesmo. No alinhamento do degrau correm, em sentidos opostos, as ribeiras de Pai Poldro e do Chicharo ((Fig. III-7).

A existência desta falha é denunciada pelo conjunto de sondagens (AC1, AC2 a AC9), destinadas à ampliação da barragem do Pai Poldro e realizadas pela empresa A.Cavaco, que gentilmente facilitou a consulta das sondagens (Fig. III-7). O corte geológico, realizado pela empresa Acavaco, mostra dois complexos diferentes: um substrato mio-pliocénico[8] e um enchimento moderno. O substrato mio-pliocénico é formado pelas camadas 1, 2, 3 e 4 e o enchimento moderno pelas camadas 5, 6, 7 e 8. No relatório da obra não se identifica o acidente, mas no corte apresentado pela empresa, observam-se, do lado ocidental da ribeira de Pai Poldro, camadas com pendor para oeste, enquanto, na margem oriental, as mesmas camadas encontram-se em posição horizontal.

O acidente da ribeira de Pai Poldro, denunciado pelo degrau morfológico que interrompe a continuidade da superfície culminante da bacia, confirma-se por rejeito do nível de referência estratigráfico, materializado pela descontinuidade da base dos Cgl. SA. Esta descontinuidade situa a 165-167 m, no planalto de Figueiras-Lagoa da Murta e a 140 m, no compartimento do lado oriental da ribeira de Pai Poldro. Vejam-se as colunas estratigráficas de Pai Poldro de Baixo, Vale de Arrezima e Cabeça Alta (Fig. III-5), correspondentes às Est. III-2, III-5 e III-6.

Do lado poente da ribeira de Pai Poldro, o planalto de Figueiras constitui um compartimento levantado, cerca de 20-25 m, em relação ao compartimento do lado oriental daquele curso de água.

Veremos adiante, por critérios geomorfológicos, que as falhas de Pai Poldro e da ribeira de Ulme parecem ter continuado activas durante o desenvolvimento do primeiro nível embutido (N1).

---

[8] Pela posição e litologia actualmente conhecida este complexo será todo miocénico.

### 3.2.2.3-Os degraus de Crato-Vale de Água e de Torre das Vargens.

Estes degraus limitam uma área deprimida, situada a nordeste de Ponte de Sor, que se pode referenciar pela localidade de Torre das Vargens. Esta área fica compreendida entre os acidentes do Crato-Vale de Água, a norte, e um degrau com direcção E-W, localizado a sul de Torre das Vargens (degrau da Torre das Vargens) (Figs. III-8, III-9 e III-13). O degrau de Crato-Vale de Água, com direcção WNW-ESE e 25-30 m de comando, prolonga-se para o lado oriental da bacia, até ao limite desta, nas imediações do Crato. Entre as localidades de Crato e Cunheira, o degrau põe em contacto o soco granítico, a norte, com depósitos da bacia, a sul.

A interpretação tectónica desta depressão apoia-se nos mesmos critérios geomorfológicos e estratigráficos, que temos utilizado, nomeadamente: os degraus rectilíneos que limitam a depressão e o rejeito da base dos Cgl. SA, que se verifica entre o interior e o exterior da mesma.

No interflúvio das ribeiras de Sor e Longomel, a superfície culminante encontra-se a 255 m no v.g. Martins Domingues, situado ao norte do degrau do Crato e a 225 m, imediatamente a sul daquele degrau.

Próximo de Cunheiras, a descontinuidade da base dos Cgl. SA situa-se a 257 m, no v.g. Sepelheira e a 167 m, no interior da depressão de Torre das Vargens (lado ocidental) (Fig. III-10). A amplitude do rejeito não se pode precisar com rigor, pois estes cortes estão relativamente afastados. Os dados de sondagem, juntamente com outros cortes, no interior e fora da área deprimida, permitiram construir o corte geológico da Fig. III-9 e estimar um rejeito na base dos Cgl SA da ordem de 50 m. Aquele rejeito é ligeiramente superior ao degrau topográfico, indicando que uma parte do deslocamento deverá ser anterior ou coetâneo da deposição dos Cgl. SA.

O perfil geomorfológico do v.g. Fernando para nordeste (Fig. III-9) mostra a área deprimida, compreendida entre os degraus de Crato e de

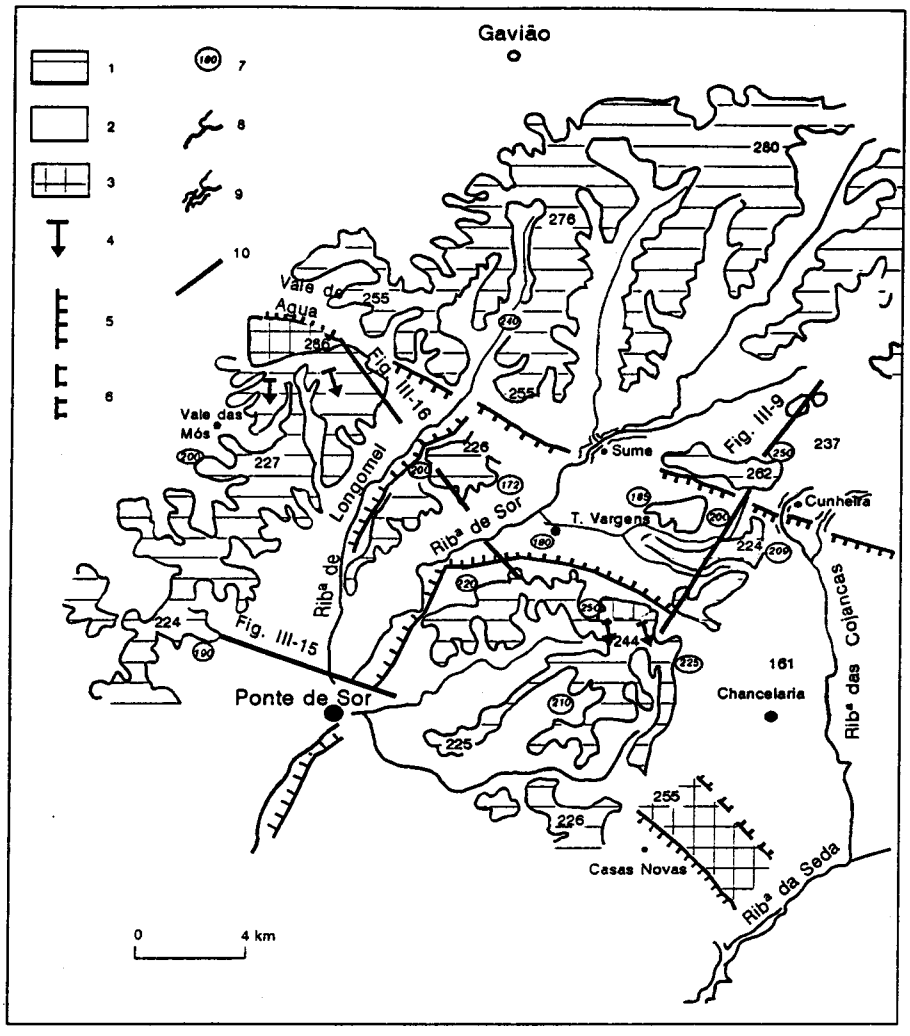



Fig. III-8 Mapa morfotectónico da área a norte de Ponte de Sor. Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-níveis embutidos na superfície culminante, incluindo os encaixes mais recentes dos vales; 3-*horsts* de Pederneira, Vale de Água e Fernando; 4-deformações da superfície culminante da bacia (balançamento); 5-escarpa de falha; 6-escarpa de falha provável; 7-cota da base dos Cgl. SA; 8-curso de água; 9-curso de água encaixado; 10-traçado de perfis geomorfológicos.

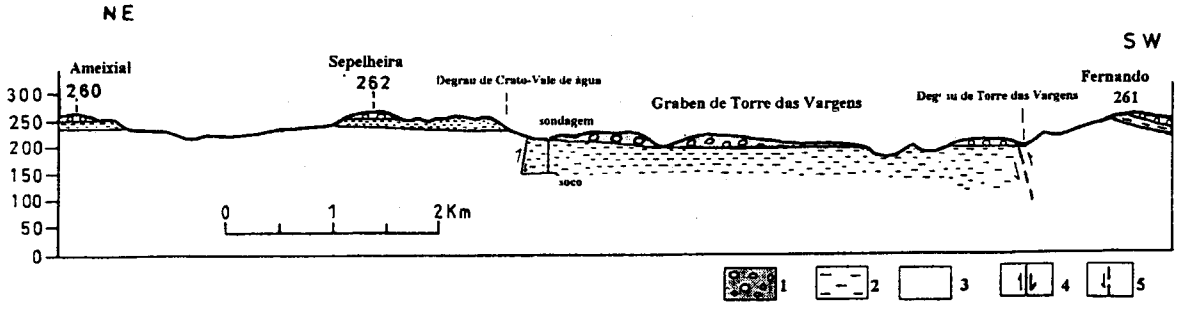


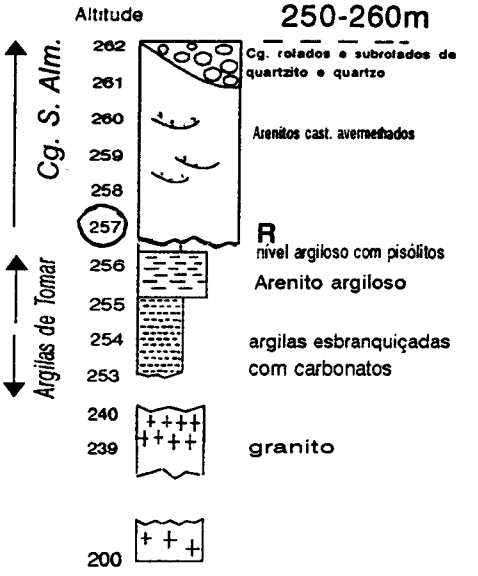

Fig. III-9. Perfil geomorfológico do *graben* de Torre das Vargens. Legenda: 1-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 2- Argilas de Tomar (Miocénico); 3-Maciço Hespérico; 4- falha; 5-falha provável.

118-B

# Perfil do v.g. Sepelheira 262m

**Coord. P 54,2 M 01,4**

Supf. culmin.
250-260m




## Perfil litoestratigráfico de Torre das Vargens

(junto à rib$^{a}$ da Caniceira)

Coord. P 54,1 M 93,1

Sup. Culminante a 225 m

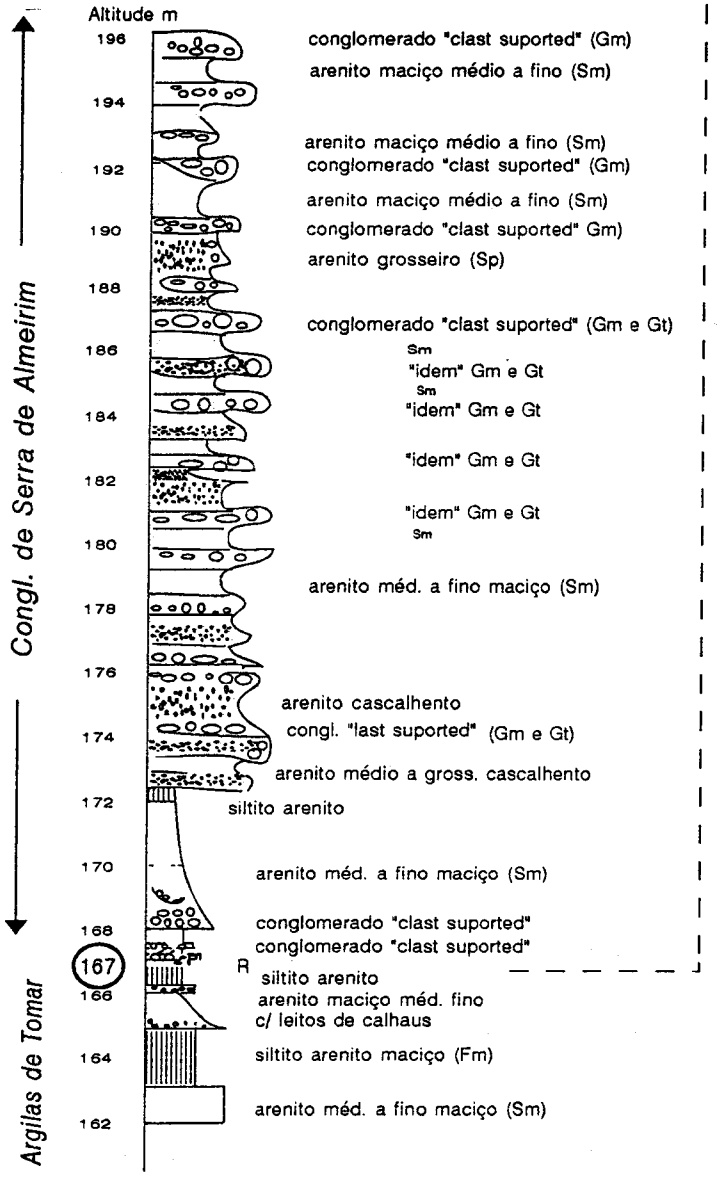



Fig. III-10 Colunas litostratigráficas de Torre das Vargens e do v.g. Sepelheira 262 m.

Torre das Vargens. Uma sondagem hidrogeológica na base do degrau do Crato, próximo de Cunheira, mostrou uma espessura de depósitos da ordem de 60 m, enquanto, do lado norte do degrau, a espessura total do enchimento terciário não ultrapassa mais de 20 m. Na área compreendida entre os degraus anteriormente referidos, conservam-se restos dos Cgl. SA, uma situação que apenas se compreende por subsidência desta área.

O degrau de Crato apresenta diferentes características morfológicas. A ocidente da ribeira de Longomel, manifesta-se por acentuação do declive da superfície culminante, em jeito de rampa. Este exagero de declive começa próximo das ribeiras de Vale das Mós e Longomel e vai até afloramento granítico de Vale de Água (286 m). Neste local, a superfície culminante da bacia está sobrelevada relativamente à superfície culminante do lado norte do afloramento granítico (Fig. III-8). No Vale de Água, existe, portanto, um degrau, cuja face está voltada ao quadrante oposto ao degrau do Crato. No Monte de Vale de Água (1 km a noroeste do vértice geodésico do mesmo nome) observa-se uma falha vertical nos depósitos da bacia, com direcção N40W, indicando abatimento do compartimento norte relativamente ao bloco sul (Est. III-7). O afloramento granítico de Vale de Água parece situar-se no ponto de rotação de um acidente WNW-ESE, com movimento de "tesoura", originando abatimento do bloco sul, ao sueste do afloramento granítico e abatimento do compartimento norte, do lado noroeste daquele afloramento.

Em Cunheiras, verificou-se o contacto por falha entre o granito e o Terciário. A escarpa não está recuada em relação ao traço da falha, facto que se pode atribuir à recente exumação da escarpa, ou a actividade recente do acidente.

Esta actividade da falha do Crato, que se manifesta, como vimos, através da deformação da superfície culminante da bacia e do rejeito da base dos Cgl. SA, parece também afectar os cursos de água que cruzam o acidente. Estes apresentam forte encaixe na transição do compartimento abatido para o compartimento levantado e roturas de declive nos perfis longitudinais (Figs III-11 e III-12). No compartimento levantado, a leste

de Cunheiras, a drenagem corre em vales de fundo largo nos granitos da peneplanície. Ao transporem o degrau do Crato-Vale de Água, as ribeiras de Sor, do Fragil e Cojancas cruzam-no em gargantas apertadas. O encaixe dos vales estende-se algumas centenas de metros a montante do degrau e os troços em garganta coincidem com roturas no perfil longitudinal, separando troços regularizados a montante e a jusante da falha Figs. III-11 e III-12. Na ribeira de Sor, a rotura de declive observa-se na localidade de Sume, constituindo a modificação de declive mais notória do perfil longitudinal, desde Montargil até às cabeceiras. Apesar da rotura de declive se encontrar no contacto do Terciário com os granitos, julgamos que a alteração do declive da ribeira se relaciona com o acidente, pois a jusante deste, a ribeira de Sor corta granitos gnaissicos, que não mostram grande influência no declive longitudinal do curso de água. A coincidência do troço do vale em garganta com a rotura de declive e o facto desta pouco ter progredido para montante da falha, sugerem movimentação recente do acidente e dificuldades de regularização do perfil pelo curso de água.

As considerações feitas ao perfil da ribeira de Sor aplicam-se às ribeiras do Fragil e das Cojancas, que cruzam o degrau de Crato a leste daquela. Estes dois cursos de água parecem ter sido capturados pelo afluente N-S da ribeira da Seda, próximo de Cunheiras (Fig. III-13). Antes da captura, terão percorrido a depressão de Torre das Vargens, confluindo na ribeira de Sor.

### 3.2.2.4-A escarpa da ribeira de Sor e a depressão Montargil

Esta depressão corresponde a um vale dissimétrico alongado na direcção NNE-SSW, com largura média de 2 km, onde corre a ribeira de Sor (Fig. III-13).

A interpretação tectónica deste vale é referida por CARVALHO (1968) e CARVALHO & CARVALHOSA (1982), invocando dados geológicos, geofísicos e geomorfológicos. Entre as características geomorfológi-

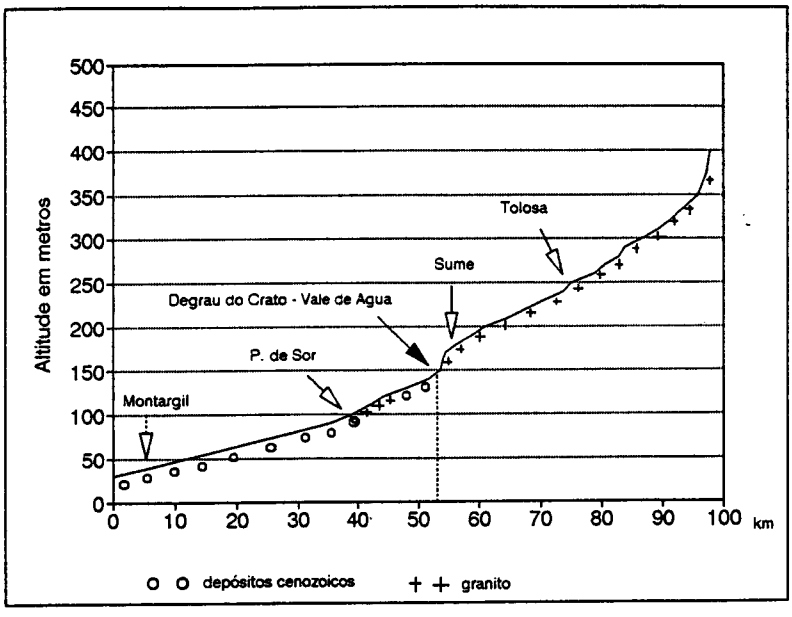



Fig. III-11. Perfil longitudinal da rib$^{a}$ de Sor

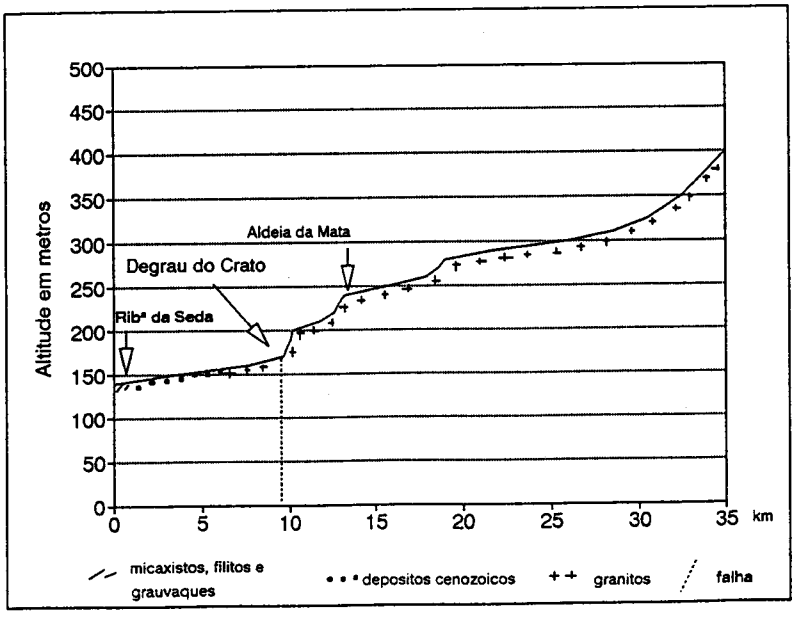



Fig. III-12 Perfil longitudinal da rib$^{a}$ das Cojancas

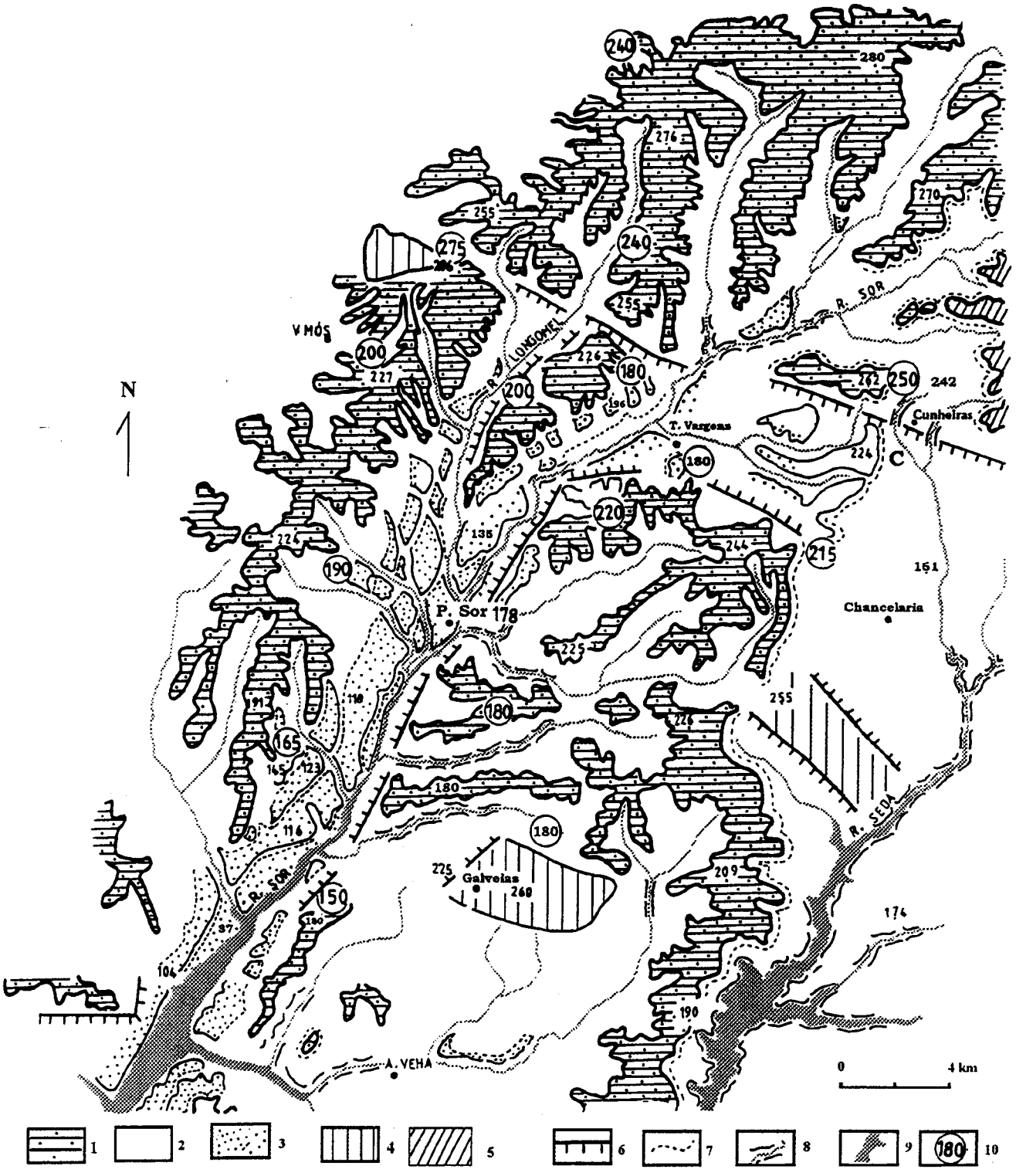



Fig. III-13 Mapa geomorfológico da região de Ponte de Sor.

Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível de Mora-Lamarosa e encaixe mais recente dos vales; 3-terraços; 4-horst de Galveias, Vale de Água e Pederneira; 5-peneplanície alentejana; 6-escarpa de falha; 7-base de vertente; 8- curso de água encaixado; 9-albufeiras de Maranhão e Montargil; 10-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; C-captura.

cas salientam o traçado rectilíneo, o perfil transversal assimétrico com desenvolvimento de terraços na vertente ocidental, mais suave, a contrastar com a vertente oriental escarpada, onde os terraços têm fraca representação. As características geomorfológicas do vale, nomeadamente o escalonamento de terraços na vertente suave e a sua ausência do lado da escarpa, sugerem um desvio da corrente contra o abrupto tectónico, do lado oriental, durante as sucessivas fases de formação dos terraços.

A interpretação tectónica do vale da ribeira de Sor é reforçada pela anomalia gravimétrica de Bouguer, representada na Carta Gravimétrica de Portugal do Instituto Geográfico e Cadastral (1958), que indica movimento de flexura do bordo ocidental (CARVALHO, 1968; CARVALHO & CARVALHOSA, 1982), responsável pela escarpa do lado oriental, assinalada na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988). Também CONDE & ANDRADE (1976) marcam importante lineamento NE-SW, coincidente com o vale da ribeira de Sor.

As evidências geológicas do acidente estão representadas pela falha entre o soco varisco e os depósitos terciários, a jusante da barragem de Montargil (ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1984) e pelos constantes afloramentos do soco na margem esquerda da ribeira de Sor. Lembramos que este praticamente não aflora na margem direita. Por outro lado, os sedimentos mais antigos da bacia, atribuídos ao Paleogénico e assinalados até ao paralelo de Galveias, na base do abrupto oriental da ribeira de Sor, não afloram do lado ocidental deste curso de água, sugerindo, do mesmo modo, levantamento do bloco oriental relativamente ao bloco ocidental.

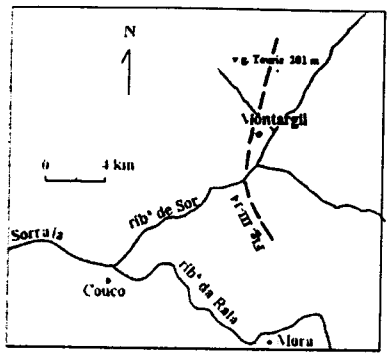
A falha assinalada junto ao descarregador de cheias da barragem de Montargil (ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1984) mostra um plano vertical com direcção N40E e estrias horizontais. No mesmo local, mediram-se planos de falha subverticais, com direcção N20E e estrias horizontais e planos de falha subverticais, com direcção N60E e estrias indicando movimento inverso.

A forma alongada da depressão de Ponte de Sor-Montargil, a que se associa estriamento horizontal nos planos de falha com alinhamento pró-

ximo ao do vale da ribeira de Sor, indicam a existência de importante acidente de desligamento ao longo deste curso de água. Um acidente deste tipo é referido por ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA (1984). Não foi possível verificar, junto ao descarregador de cheias, se o acidente afecta as formações neogénicas mas, ao longo da depressão de Ponte de Sor, observam-se deformações nestes sedimentos, que poderão estar relacionadas com acidentes ramificados na falha da ribeira de Sor. Estas deformações estão representadas nos perfis geomorfológicos transversais à ribeira de Sor e ao Maciço de Montargil (Figs. III-14, III-15, III-16).

Entre os maciços paleozóicos de Montargil e de Touris ocorre uma área deprimida preenchida por sedimentos cenozóicos (Fig. III-14). No extremo nordeste do maciço de Montargil, mais precisamente na estrada que desce desta localidade para a ribeira de Carvalhoso, o complexo Mio-Pliocénico está deformado com inclinação de 30° para NNE. As "Argilas de Tomar" encontram-se deformadas conjuntamente com os "Arenitos de Ulme". Do lado do maciço de Montargil, as mesmas unidades litostratigráficas afloram até à base da escarpa de Montargil (cota de 150 m), encontrando-se balançadas para o vale de Carvalhoso. A descontinuidade estratigráfica que separa as "Argilas de Tomar" dos arenitos sobrejacentes encontra-se a 140 m, no sítio da Srª das Almas e a 110 m, junto à ribeira de Carvalhoso. O pendor do Terciário concorda com o levantamento do relevo de Montargil.

Do lado do maciço de Touris, a erosão descobre os depósitos mais antigos da bacia, "repuxados" pelo soerguimento do maciço de Touris, sugerindo um balançamento para o vale do Carvalhoso. Este curso de água, instalado na parte central da área deprimida, corresponde, provavelmente, a um vale de fractura, com reactivação que compromete os depósitos mio-pliocénicos. O limite superior das "Argilas de Tomar" encontra-se a 110 m, na margem direita da ribeira de Carvalhoso (do lado do maciço de Montargil) e a 144 m, no v.g. Pintadinho.



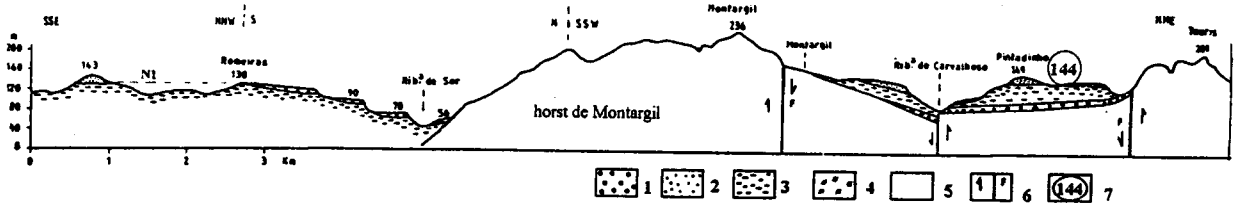




Fig. III-14. Perfil geomorfológico entre os maciços de Touris e de Montargil, mostrando entre eles o *graben* de Carvalhoso.Legenda: 1- terraços fluviais (Pleistocénico); 2- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 3- Argilas de Tomar (Miocénico); 4- argilas e grés com níveis carbonatados; 5-soco hercínico; 6-falha; 7-cota da base da unidade dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

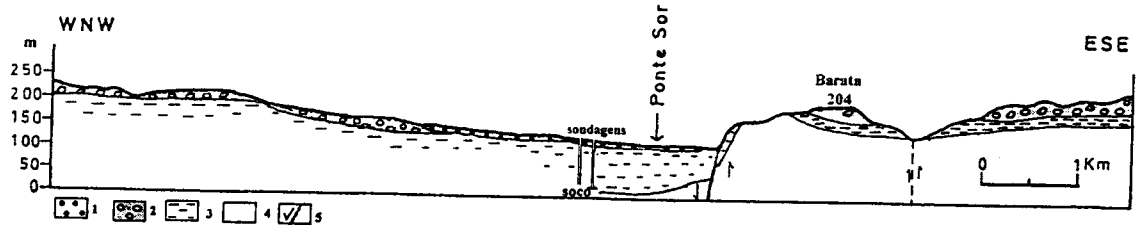



Fig. III-15. Perfil transversal à ribeira de Sor mostrando a dissimetria tectónica do vale daquele curso de água. Legenda: 1- terraços fluviais (Plistocénico); 2- Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3- Argilas de Tomar (Miocénico); 4-soco hercínico; 5-falha.

Traçado do perfil

(ver Fig. III-8)

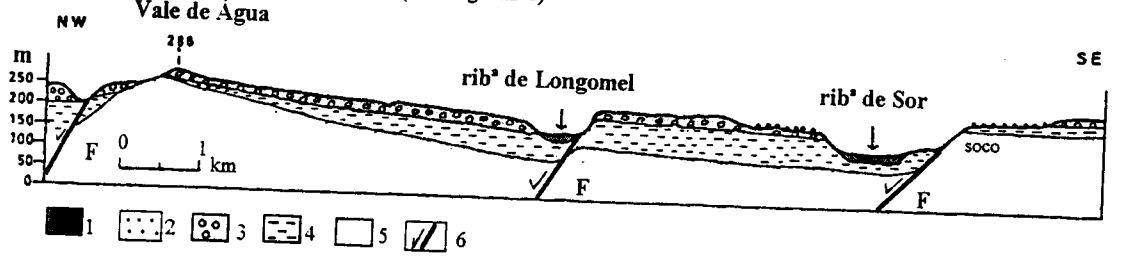



Fig. III-16. Vales dissimétricos das ribeiras de Longomel e de Sor. Legenda: 1- aluviões (Holocénico); 2- terraços fluviais (Plistocénico); 3- Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 4- Argilas de Tomar (Miocénico); 5-soco hercínico; 6-falha.

Traçado do perfil

( ver Fig. III-8)

parte central, onde corre a ribeira de Carvalhoso (Fig. III-14). Nesta área deprimida, observam-se outros falhamentos que concordam com a esquematização tectónica da Fig. III-14. No cruzamento para Foros do Arrão, atrás de uma vivenda, as "Argilas de Tomar" apresentam deformação com pendor de 15° para NNE. No mesmo local, observa-se uma falha N23W 68SW afectando os depósitos miocénicos (Est. III-9). No contacto do soco com o Paleogénico, junto à Quinta da Seca (cruzamento para Montargil), toda a série sedimentar inclina para NNE 3 a 5°. Nos três locais, as deformações dos depósitos denunciam levantamento do maciço de Montargil.

Em Ponte de Sor, na escarpa oriental do vale, as "Argilas de Tomar" e os Cgl. SA encontram-se balançados 20° para leste, num barreiro próximo do v.g. Barata 204 m (MARTINS & BARBOSA, 1992) (Fig. III-15 e Est. III-10). Sondagens com mais de 100 m de profundidade nos terraços da ribeira de Sor atingiram o soco, próximo da cota de 0 metros. As referidas sondagens ajudaram a construir o corte geomorfológico da Fig. III-15. Este corte mostra um desnível do soco de quase 200 m, entre o cimo da escarpa oriental e o limite inferior das sondagens. O desnível do paleorelevo, fossilizado pelos depósitos da bacia, estará provavelmente relacionado com o acidente da ribeira de Sor, cuja escarpa terá recuado por acção de sapa da corrente. Esta situação é frequente em vales dissimétricas de origem tectónica.

A norte de Ponte de Sor, o vale ramifica-se nas ribeiras de Longomel e de Sor, dissimétricas em perfil transversal e ladeadas por escarpas do lado oriental (Fig. III-16). O perfil geomorfológico do afloramento granítico de Vale de Água para Vale Bispo mostra as deformações da superfície culminante e a natureza tectónica da dissimetria dos vales daqueles cursos de água. O traçado da ribeira de Longomel surge condicionado pelo balançamento, para sueste, da superfície culminante, a partir do v.g. Vale de Água[9]. Na vertente ocidental da ribeira de Longomel, não se descobre a base dos Cgl. SA, nem afloram as "Argilas de Tomar". No entanto, várias

[9]Deformação referida a propósito do empolamento da superfície culminante pelos maciços graníticos de S. Facundo e Vale de Água.

nascentes, junto às aluviões, indiciam que a base dos Cgl. SA deverá situar-se próximo do leito da ribeira, à cota de 160 m. Na vertente escarpada, do lado oriental, a base dos Cgl SA encontra-se a 200 m, nos barreiros das cerâmicas de Escusa e Vale de Arco e a 240 m, no barreiro de S. Bartolomeu, situado a norte do compartimento levantado pela falha do Crato[10] (Fig. III-13).

A partir da escarpa da ribeira de Longomel, as unidades litostratigráficas descem gradualmente para sueste, encontrando-se a base dos Cgl. SA a 170 m, do lado ocidental da ribeira de Sor, enquanto, do lado oriental, esta referência estratigráfica está a 220 m, no v.g. Vale de Bispo. Do lado ocidental da ribeira de Sor, os primeiros embutimentos de terraços, a 180-190 m, truncam parcialmente os Cgl. SA sem entrar nas "Argilas de Tomar" subjacentes, mas do lado oriental, os primeiros terraços estão embutidos nesta unidade miocénica, verificando-se um desnível de cerca de 30 m entre os primeiros terraços dos dois lados da ribeira de Sor (Fig. III-16).

### 3.2.2.5-O degrau de Gavião-Mte. do Penedo

Este degrau apresenta alinhamento geral NW-SE e desnível de 30-40 m. A carta geológica de Gavião (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1981) mostra uma falha coincidente com este degrau, situada no contacto dos depósitos cenozóicos com o afloramento granítico de Belver-Gavião. O acidente limita a intrusão granítica das formações metassedimentares pertencentes ao Precâmbrico superior terminal (Hispaniano) e ao Ordovícico (CARVALHOSA & GONÇALVES, 1981-82). Na continuação para norte do Tejo, o acidente é visível imediatamente a norte de Ortiga, onde se observa contacto por falha entre granitos do "maciço de Mação" e xistos e grauvaques do Hispaniano, na curva da estrada que rodeia o v.g. Monte Novo (209 m).

---

[10] É sintomático que, os barreiros cerâmicos estejam todos na margem esquerda e não haja nenhum do lado direito da ribeira.

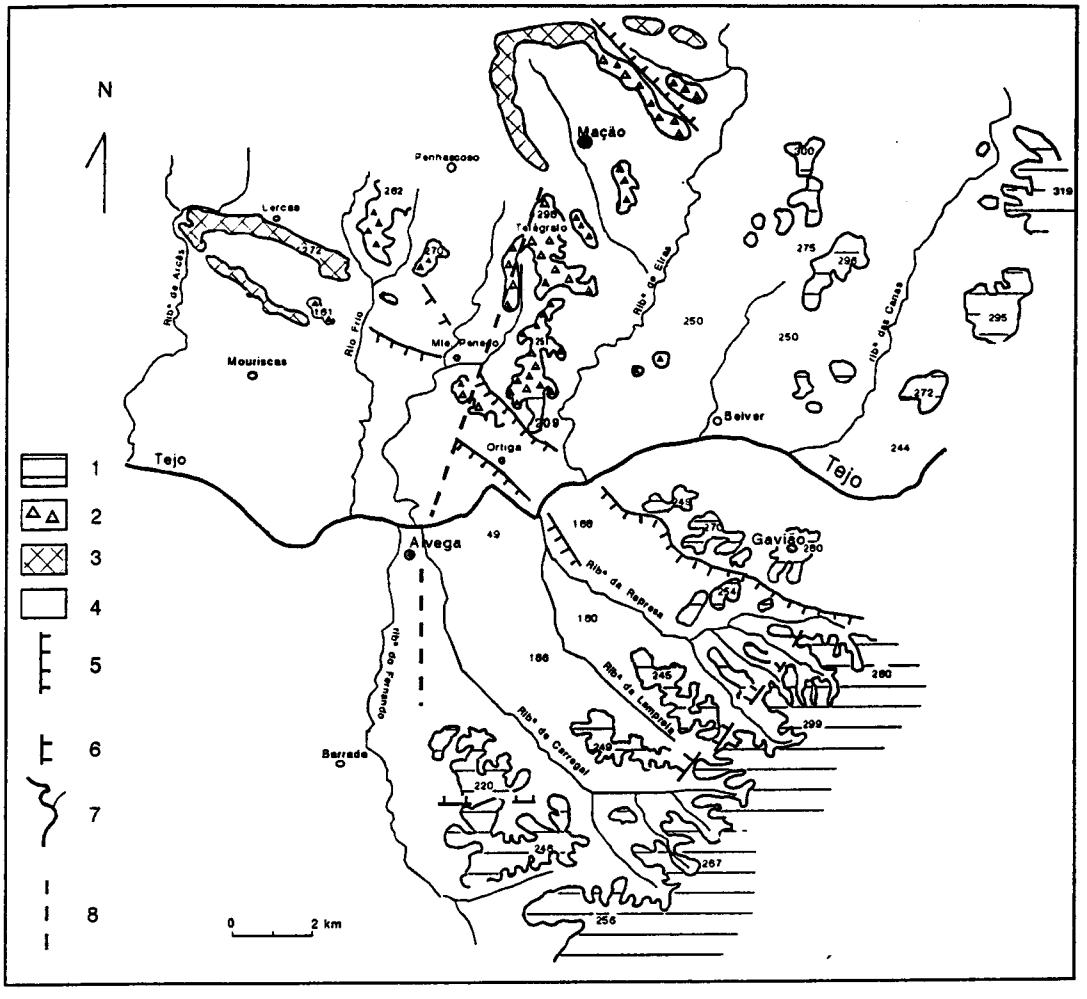



Fig. III-17. Mapa morfotectónico da área nordeste da bacia (entre Gavião e Mação). Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-superfície de leques aluviais; 3-cristas quartzíticas; 4-níveis embutidos na superfície culminante, incluindo os encaixes mais recentes dos vales; 5-escarpas de falha; 6-escarpas de falha prováveis; 7-cursos de água; 8-traçado do perfil geomorfológico da Fig. III-18.

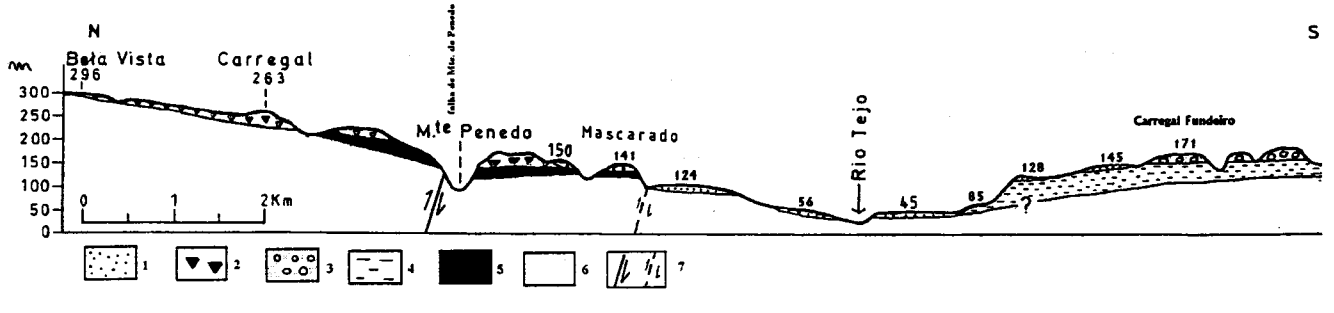



Fig. III-18. Perfil geomorfológico desde a superfície culminante de Bela Vista para Carregal Fundeiro ao sul do Tejo. Na localidade de Monte do Penedo observa-se a falha inversa com o bloco norte a cavalgar o bloco sul. Legenda: 1- terraços (Plistocénico); 2- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies de leque aluvial (Pliocénico); 3- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies fluvial (Pliocénico); 4- Argilas de Tomar (Miocénico); 5-grés arcósicos com crostas carbonatadas (Paleogénico); 6- soco hercínico; 7-falha e falha provável.

Trata-se de um acidente subparalelo ao cavalgamento de Sardoal, no limite das zonas Centro Ibérica e Ossa-Morena.

A falha de Gavião-Monte do Penedo origina abatimento do compartimento sudoeste relativamente ao compartimento nordeste. Este acidente parece ter controlado a sedimentação da bacia, pois no compartimento levantado de Gavião, a espessura de sedimentos terciários é reduzida (da ordem da dezena de metros), predominando sobretudo coberturas grosseiras dos (Cgl. SA) e depósitos mais antigos, conservados em pequenos compartimentos de tendência local subsidente, ou nas irregularidades do paleorelevo do Maciço Hespérico.

Em termos morfotectónicos, o degrau de Gavião-Monte do Penedo marca, na parte nordeste da bacia, o limite da deformação de grande raio de curvatura, correspondente ao movimento de balança, para noroeste, da superfície culminante a sul do Tejo; deformação que ocorre na área contígua ao troço E-W deste rio, entre Gavião e Vila Nova da Barquinha. O referido movimento de balança não se nota no compartimento do lado nordeste da falha de Gavião, particularmente no troço do Tejo entre Gavião e a confluência do rio Ocerza. Neste troço do Tejo, parece existir continuidade morfológica entre a superfície culminante dos dois lados do Tejo.

A falha de Gavião-Mte do Penedo rejeita a superfície culminante da bacia, que tem 270-290 m de altitude, nos planaltos de Gavião e 250 m, nos planaltos de Amieira Cova, situados do lado sudoeste da falha. No prolongamento para a margem norte do Tejo, o acidente desloca um retalho da superfície culminante, a sul da povoação de Monte do Penedo (Figs. III-17 e III-18). A falha, observada junto àquela localidade (ZBYSZEWSKI & GONÇALVES, 1980) e assinalada na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988), desloca, a norte de Ortiga, a superfície culminante da rampa de Telégrafo, construída por um depósito de leque aluvial (MARTINS & BARBOSA, 1992).

Para noroeste da localidade de Monte do Penedo, junto à extremidade oriental da crista quartzítica da serra das Lercas (Fig. III-17), obser-

va-se um degrau de 60 m em depósitos detríticos e carbonatados atribuídos ao Paleogénico-Oligocénico. Este degrau coincide com desnível dos depósitos paleogénicos, cuja base se encontra a 230 m, a norte da crista quartzítica da serra das Lercas e a 130, ao sul do degrau. Nos depósitos paleogénicos, são visíveis falhas, na estrada de Mouriscas para Penhascoso, indicando a natureza tectónica do degrau de 60 m.

Os depósitos paleogénicos sobre a crista quartzítica e leques aluviais sobrejacentes, explicam a garganta epigénica da ribeira do rio Frio, na extremidade oriental da serra das Lercas (Fig. III-17).

O perfil geomorfológico de Bela Vista para Carregal Fundeiro (Fig. III-18) mostra, a norte de Monte do Penedo, depósitos da base da série sedimentar (paleogénico-oligocénicos), a 200 m de altitude e, no compartimento abatido, ao sul da falha, os mesmos depósitos, a 150 m. No compartimento levantado, os depósitos da base da série sedimentar estão mais altos do que a superfície dos leques aluviais, que culminam o enchimento da bacia, nesta área. O levantamento do compartimento do lado norte da falha, afectando a superfície dos leques, indica movimento do acidente de Gavião-Monte do Penedo posterior ao derrame dos leques aluviais.

Subparalelo ao acidente de Gavião-Mte. do Penedo, encontra-se outro acidente, que alinha bruscamente um troço do Tejo, para noroeste, na depressão de Alvega. Este acidente corresponde ao cavalgamento de Andreus, que separa, na região, o Precâmbrico superior terminal do Ordovícico (CARVALHOSA & GONÇALVES 1981) e põe em contacto os xistos do Hispaniano com o Paleogénico e o Miocénico, a sul do Tejo (ZBYSZEWSKI & GONÇALVES, 1980). O degrau deste acidente observa-se a sul do v.g. Mascarado 141 m, afeiçoado pelo embutimento dos terraços do Tejo. (Fig. III-18).

Ao cruzar os acidentes de Gavião-Mte do Penedo e de Ortiga (junto à barragem de Belver), o Tejo deixa o vale encaixado, escavado no Maciço Hespérico e entra no domínio da bacia sedimentar, com alargamentos e desenvolvimento de *glacis* e terraços. Estes são muito mais reduzidos no troço do Tejo entre Alvega e Vila Velha de Ródão.

### 3.2.2.6-O degrau de Amieira Cova.

Ao sul de Gavião, ocorre um degrau na superfície culminante com direcção NE-SW e desnível de 25 m. O degrau atenua-se para sudoeste, desaparecendo no planalto de Esteveira, situado do lado esquerdo da ribeira de Carregal (Fig. III-17). Este facto sugere que a superfície dos dois lados do degrau é a mesma e que o degrau tem origem tectónica. Esta natureza do degrau é confirmada por deslocação da descontinuidade da base dos Cgl. SA, situada a 240-245 m, ao sueste do degrau e a 220-226 m, nos planaltos de Amieira Cova, do lado noroeste do mesmo.

Na Amieira Cova, verificam-se pequenas penetrações erosivas, em jeito de rechãs, embutidas no compartimento mais alto do lado sueste. Estas penetrações nivelam-se com a superfície dos planaltos de 245-250 m, a noroeste do degrau, indicando afeiçoamento erosivo deste. O degrau de Amieira Cova parece ser um exemplo, em escala reduzida, como, no mesmo nível topográfico, se podem encontrar superfícies com génese diferente. A superfície dos planaltos de Amieira Cova, a 250 m, corresponde à superfície culminante que, a sueste, tem 280-290 m de altitude, mas as rechãs que penetram no compartimento do lado sueste, correspondem a formas erosivas desencadeadas pelo desnivelamento tectónico.

As penetrações erosivas no compartimento a sueste do degrau poderão explicar as acumulações de depósitos removidos, fracamente calibrados, que se encontram na extremidade noroeste do planalto de Abitureira.

### 3.2.2.7-O degrau de Maranhão

Este degrau situa-se a jusante da barragem do mesmo nome, no limite oriental da bacia do Tejo. O degrau, com 30 m de desnível e orientação WNW-ESE, tem início no Maciço Hespérico, a leste de Maranhão, mas prolonga-se para o interior da bacia até à ribeira de Sor, na área de Montargil (ver Fig. V-5 do capítulo V).

Trata-se de uma pequena escarpa de falha com abatimento do bloco sudoeste relativamente ao bloco nordeste. A falha, que põe em contacto os depósitos terciários com o Maciço Hespérico, a leste de Maranhão (Est. III-11), tem direcção N80W e pendor de 70° para NNE. Próximo da falha, observa-se interdigitação, nos sedimentos miocénicos, de materiais grosseiros, angulosos de tipo coluvial. As interdigitações de materiais angulosos inclinam 9° para ENE, contra o plano de falha, juntamente com os sedimentos miocénicos. O coluvião actual apresenta declive para o exterior da escarpa.

As interdigitações do tipo coluvial, nos sedimentos miocénicos, correspondem a derrames a partir da escarpa, na altura em que se depositavam estes sedimentos, tal como sucede actualmente com a camada de coluvião superior. Os derrames coluviais tiveram, portanto, pendor contrário ao que actualmente apresentam. A deformação dos depósitos, com inclinação para a escarpa, confirma abatimento do lábio a sul do degrau e ligeiro cavalgamento dos depósitos terciários pelo Maciço Hespérico.

A falha de Maranhão prolonga-se para o interior da bacia, deslocando a superfície culminante, que se encontra a 190 m, a norte do degrau e a 150 m, a sul do mesmo. O acidente compromete o nível embutido mais antigo da bacia (nível de Mora-Lamarosa), que analisamos adiante.

#### 3.2.2.8-O degrau de Pavia

Este degrau ocorre a norte de Pavia, com direcção WNW-ESE e 30 m de comando. Entre os degraus de Pavia e Maranhão, individualiza uma área deprimida, onde os sedimentos da bacia penetraram mais para o interior do Maciço Hespérico. Evidências geomorfológicas de movimentações neotectónicas, nos degraus de Pavia e Maranhão, serão referidas no capítulo V.

### 3.2.3-Empolamentos da superfície culminante

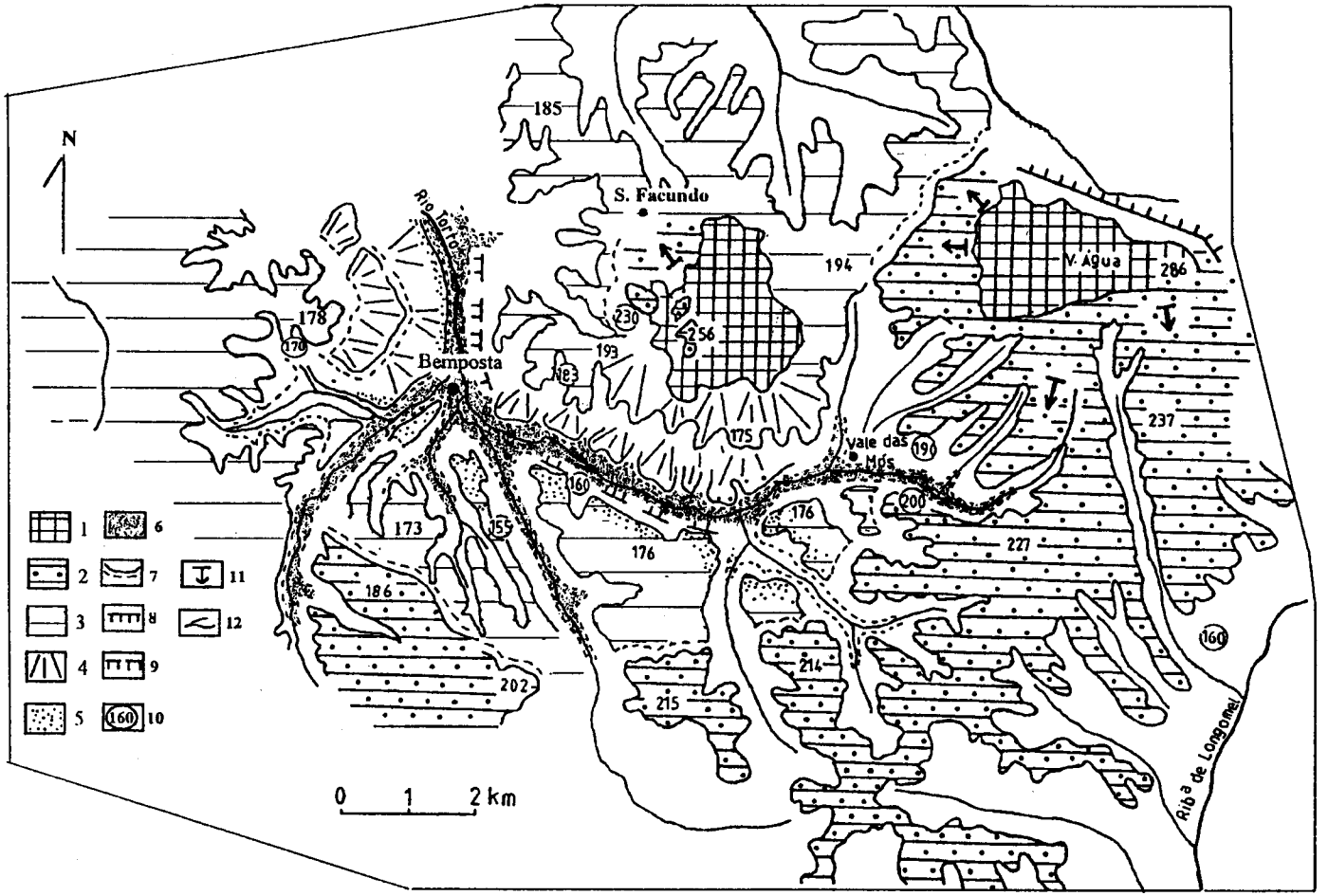



Fig. III-19. Mapa geomorfológico da área envolvente dos Maciços de S. Facundo e Vale de Água. Legenda: 1-Maciços de S. Facundo e Vale de Água; 2-superfície culminante da bacia; 3-nível do Campo Militar de St$^{a}$. Margarida (N1); 4-glacis; 5-terraços; 6-aluviões; 7-alto e base de vertente; 8-escarpa de falha; 9-escarpa de falha provável; 10-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 11-superfície balançada; 12- curso de água.

### 3.2.3.1-Os empolamentos de S. Facundo e Vale de Água.

A nordeste de Bemposta (Fig. III-19), ocorrem os afloramentos graníticos de S. Facundo e Vale de Água (ZBYSZEWSKI *et. al.*, 1981). Estes afloramentos têm sido interpretados como relevos residuais anteriores à formação da bacia, tal como os de Montargil e Galveias (CARVALHO, 1968). Não se coloca em questão o comportamento dos granitos e dos depósitos, em termos de resistência à erosão, mas a avaliar pela atitude da sedimentação neogénica e da rede de drenagem, em redor daqueles afloramentos graníticos, as elevações de S. Facundo e Vale de Água, poderão constituir as partes mais elevadas de *horts* parcialmente fossilizados pela cobertura terciária, como denunciam certas características geomorfológicas, junto daqueles maciços.

Na área de Vale das Mós (Fig. III-19), o declive da superfície culminante da bacia acentua-se, desde a ribeira de Longomel até ao v.g. Vale de Água (286 m), chegando a atingir 2,3% de inclinação. Este declive é muito superior ao declive da superfície culminante de áreas próximas, onde a inclinação desta superfície varia entre 0,1% e 0,3% para sudoeste. Na subida da ribeira de Longomel para Vale de Água, afloram sempre os Cgl. SA até ao topo da elevação, a 286 m. Considerando a posição subhorizontal dos Cgl. SA[11], a espessura de 30 m desta unidade daria para cobrir pouco mais de metade da superfície topográfica, desde o afloramento granítico de Vale de Água até à ribeira de Longomel. O recobrimento de toda a superfície pelos Cgl. SA parece, portanto, indicar que a estratificação acompanha o declive do terreno. Essa suspeita, confirma-se no afloramento granítico de Vale de Água, onde os depósitos mio-pliocénicos estão deformados 8° para sul (Est. III-12).

A oeste do afloramento granítico de Vale de Água, ergue-se o relevo granítico de S. Facundo. Do lado ocidental desta elevação, a unidade dos

---

11 Com declive de 0.1% a base dos Cgl. SA desceria apenas 4 m nos 4 km desde o empolamento de Vale de Água até à Ribeira de Longomel. Mas, neste espaço verifica-se uma descida de 120 m nesta referência estratigráfica.

Cgl. SA recobre o soco até ao topo da elevação. No cimo desta, a 256 m, duas manchas de depósitos daquela unidade litostratigráfica sugerem, tal como no v.g. Vale de Água, o levantamento da superfície culminante da bacia pelo afloramento de granítico.

Esse levantamento, estimado em cerca de 40-50 m, é confirmado pela atitude da estratificação nas vertentes daqueles relevos.

No corte de Cruz das Cabeças (vertente noroeste da elevação de Vale de Água) (Fig. III-20), as "Argilas de Tomar" sobem até 250 m, tendo ficado mais altas do que os Cgl. SA, no planalto a 180 m, onde esta unidade está parcialmente truncada pelo nível do Campo Militar de Stª Margarida (N1).

Do lado ocidental do relevo de S. Facundo, sucede situação semelhante (Fig. III-21). No cimo da elevação, as "Argilas de Tomar" estão mais altas do que os Cgl. SA, na vertente ocidental do relevo. Nesta vertente, a superfície culminante situa-se a 200 m e o primeiro nível embutido (N1) a 175 m. Este nível originou um conjunto de *glacis*, que truncam parcialmente os Cgl. SA. A base destes conglomerados situa-se a 160 m, na vertente do Rio Torto e a 230 m, no cimo da elevação.

A deformação tectónica da superfície culminante é também confirmada pela atitude da estratificação no corte de Cruz das Cabeças para Vale das Mós (Fig. III-22). Neste perfil, as "Argilas de Tomar" sobem a 270 m, no vértice geodésico de Cruz das Cabeças, onde assentam sobre o soco com pendores de 8° para sul. A estratificação acompanha o declive da superfície culminante até à ribeira de Vale das Mós, que apresenta um perfil transversal dissimétrico.

Neste curso de água, a base dos Cgl. SA encontra-se a 190 m, na vertente suave e a 200 m, no lado oposto. A projecção para sudoeste da estratificação, sub-paralela à superfície topográfica, leva a base dos Cgl. SA à cota de 175 m, na vertente escarpada. O vale dissimétrico parece, portanto, resultar de deformação monoclinal de um dos lados da ribeira, cujo traçado rectilíneo parece ter obedecido à instalação inicial do curso de água num ângulo de falha. Segundo a esquematização tectónica apresen-

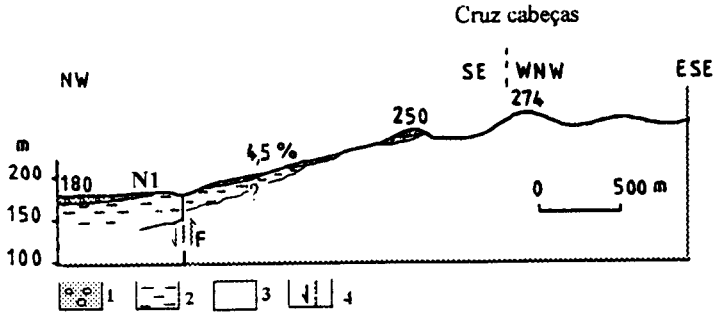
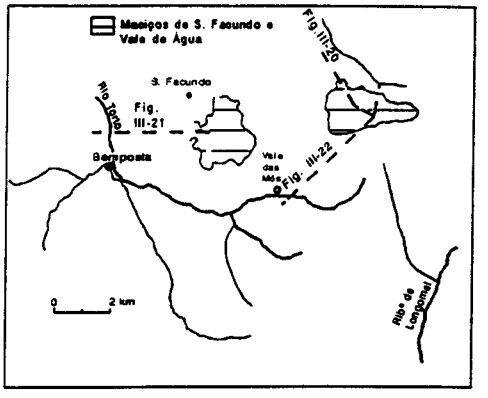



Fig.III-20. Perfil geomorfológico da vertente ocidental do relevo de Vale de Água. Legenda: 1-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 2-Argilas de Tomar (Miocénico); 3-soco hercínico; 4-falha provável.



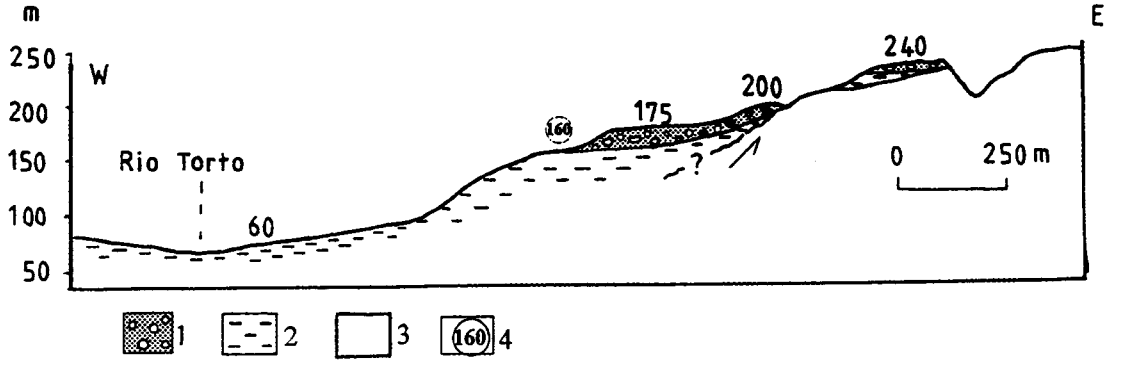




Fig. III-21. Perfil geomorfológico da vertente ocidental do relevo de S. Facundo. Legenda: 1-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 2-Argilas de Tomar (Miocénico); 3-soco hercínico; 4-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

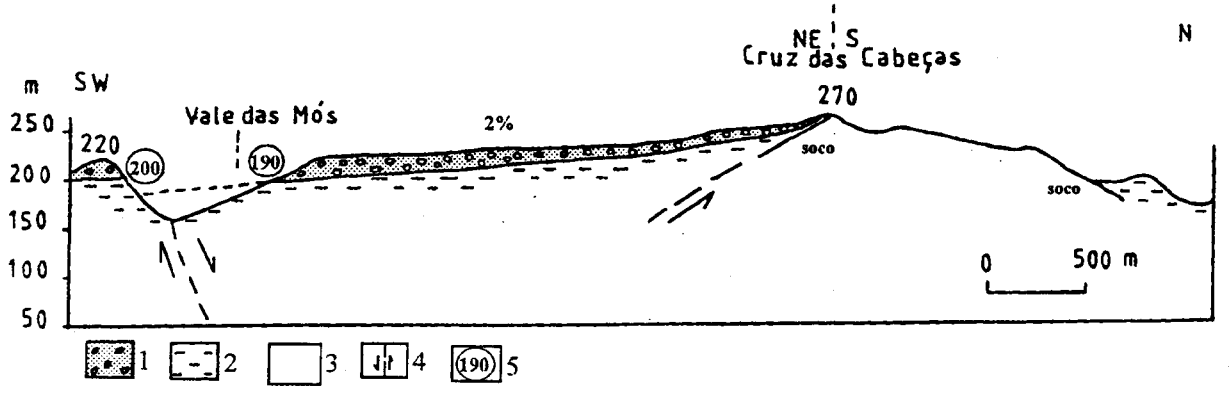



Fig. III-22. Perfil geomorfológico do afloramento granítico de Vale de Água (Cruz das Cabeças) para a ribeira de Vale das Mós. Legenda: 1-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 2-Argilas de Tomar (Miocénico); 3-soco hercínico; 4-falha provável; 5-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

tada na Fig. III-22, a escarpa de falha parece resultar do efeito de "arrastamento" do terciário pela subida do soco, originando a certa distância, uma falha normal com ligeira componente rotacional dos depósitos. É provável que a falha normal se deva aos efeitos distensivos, nesta área, originados pela subida do soco nos empolamentos de S. Facundo e Vale de Água.

A deformação da superfície culminante, por soerguimento do soco, na área de S. Facundo e Vale de Água é sugerida pelo padrão de drenagem em redor daqueles afloramentos graníticos. Ali, a rede de drenagem apresenta uma disposição radial centrífuga, que não se confina aos afloramentos graníticos, mas estende-se à superfície culminante, em redor dos referidos afloramentos. Esta disposição dos cursos de água mostra que o padrão de drenagem radial centrífugo não se deve unicamente ao soco saliente, mas igualmente ao empolamento que a subida do soco originou, na superfície culminante da bacia. Uma vez que a rede hidrográfica não cruza aqueles afloramentos, mas diverge a partir deles, sugere-se alguma anterioridade das deformações tectónicas, relativamente à instalação da drenagem.

### 3.2.3.2-O *horst* de Medroa

Ao norte do Tejo, merece particular relevância o pequeno *horst* de Medroa, que se eleva a mais de 270 m, levantado 30 a 40 m acima da superfície culminante. A superfície do *horst* está balançada para sul e encontra-se coberta com depósitos da bacia do Tejo (Cgl. SA com fácies de leque aluvial) (Fig. III-23).

Os depósitos conglomeráticos do topo fazem parte de um leque aluvial extenso, que cobriu a região, tendo avançado para sul da posição actual do Tejo. Foram encontrados depósitos deste leque aluvial no alto do v.g. Atalaia (190 m), ao sul de Tramagal (Fig. III-23). Subjacente aos leques aluviais culminantes da bacia encontram-se depósitos, mais antigos,

mas derramados por sistemas fluviais parecidos. Estes leques, mais antigos, serão analisados no capítulo IV.

A projecção da superfície do leque aluvial da margem noroeste do rio Zêzere, não acerta com a superfície culminante do planalto de Medroa, verificando-se um degrau de 70 m do lado noroeste deste planalto. Na base deste degrau, são visíveis falhas no soco gnaissico.

Como se pode verificar (Fig. III-23), a superfície do leque aluvial, ou culminante da bacia, encontra-se deformada, sendo a sua parte intermédia (planalto de Medroa) a que se encontra sobrelevada. Neste planalto, a superfície culminante da bacia desce, com mais de 3% de declive, de 277 m para 160 m, próximo do Tejo. Esta inclinação é superior à da superfície de acumulação de leques aluviais "húmidos"[12] e está exagerada pelo movimento de balança para sul, que afecta a superfície culminante ao norte do Tejo. Desconhecemos se o referido balançamento resulta de movimentos diferenciais nas falhas que limitam as extremidades do *horst*, ou se resulta de vários sistema de falhas, limitando blocos sucessivamente abatidos para o Tejo, onde as deformações rígidas do soco vão sendo "absorvidas" pelos depósitos, conforme se interpreta na Fig. III-23.

A instalação inicial do Tejo parece ter obedecido a sucessivos abatimentos, uma vez que o rio corre na área mais deprimida (fosso tectónico de Tramagal), situado entre o *horst* de Medroa e o compartimento do v.g. Atalaia.

Do mesmo modo, julgamos que o movimento de balança, responsável pelo desnível de mais de 70 m entre a superfície culminante do lado noroeste do Zêzere e a mesma superfície na elevação de Medroa (Fig. III-23), condicionou a instalação do rio Zêzere, na área de Castelo do Bode.

### 3.2.3.3-A serra de Almeirim e os vales dissimétricos das ribeiras de Muge e Lamarosa.

---

12 Ver, a propósito, as deformações de grande raio de curvatura referentes ao balançamento, para sul, das superfícies ao norte de Abrantes.

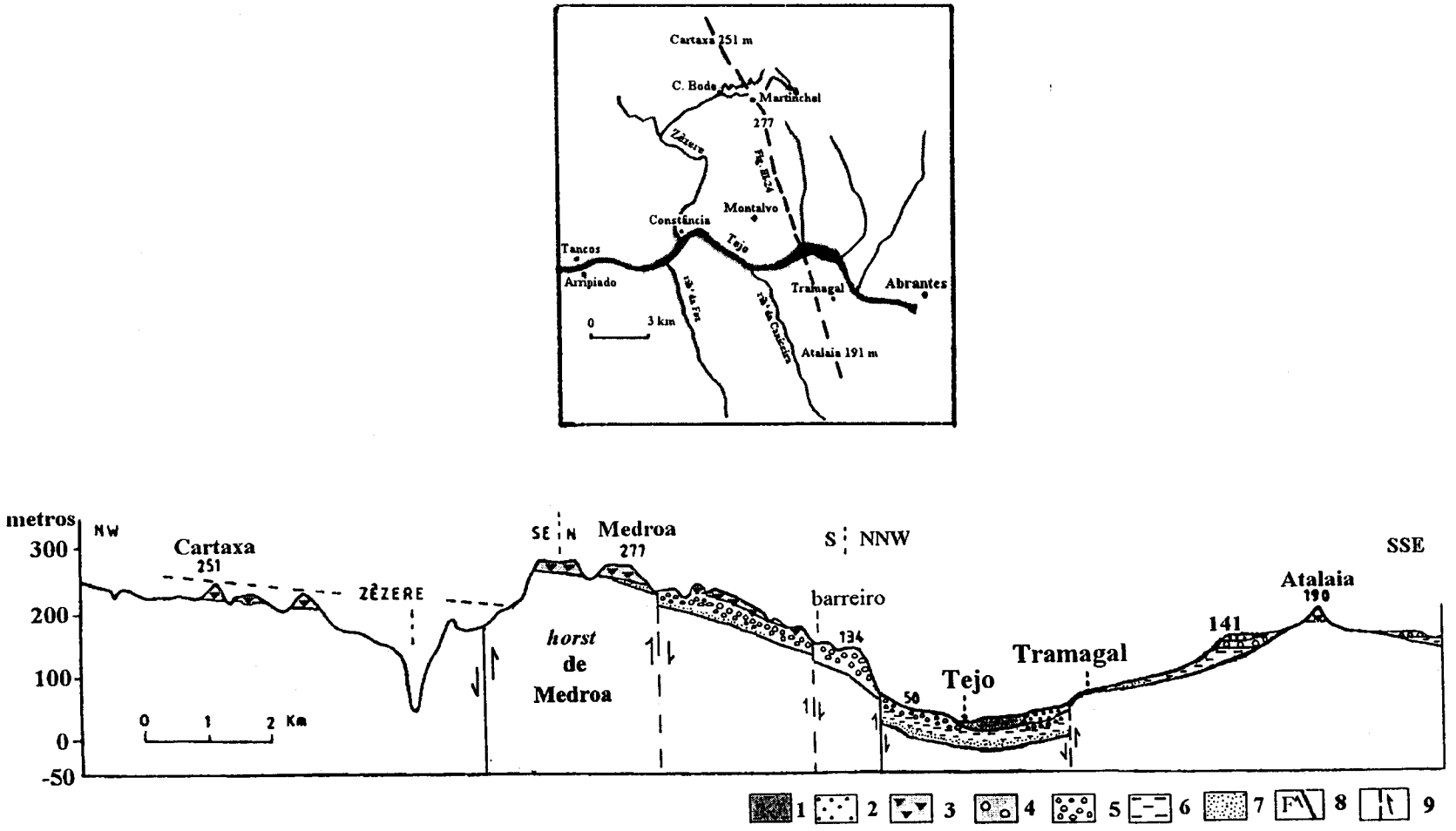



Fig. III-23 Perfil geomorfológico desde o v. g. Cartaxa para o v.g. Atalaia ao sul do Tejo, mostrando o horst de Medroa, a deformação da superfície e a instalação do Tejo no alvéolo tectónico de Tramagal. Legenda:1-aluviões (Holocenico); 2- terraços (Plistocenico); 3- Cgl. SA, fácies de leques aluviais (Pliocénico); 4-Cgl. SA, fácies fluvial (Pliocénico); 5-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 6-Argilas de Tomar (Miocénico Médio); 7-Gres argilosos e arcoses (Miocénico Inferior, Paleogénico); 8- falha; 9-falha provável.

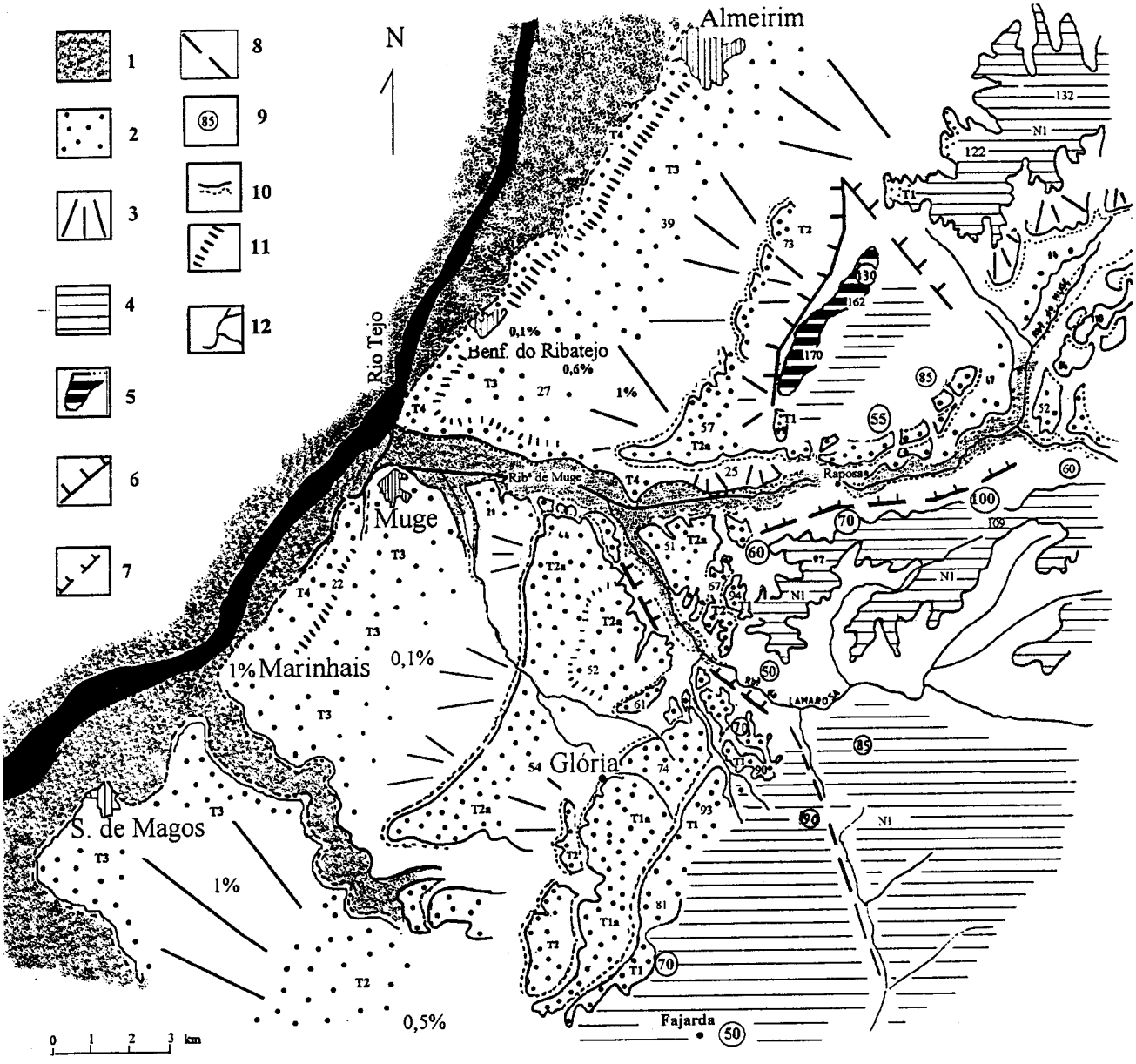



Fig. III-24. Mapa geomorfológico da margem esquerda do Tejo a SE de Almeirim. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-*glacis;* 4-nível de Mora-Lamarosa; 5-superfície culminante da bacia (serra de Almeirim); 6-escarpa de falha; 7-escarpa de falha provável; 8-alinhamento de vale de fractura; 9-cota do limite superior das Argilas de Tomar; 10-alto e base de vertente; 11-rebordo de erosão suave; 12-curso de água.

A serra de Almeirim constitui um pequeno relevo, que se eleva a 170 m, ligeiramente destacado do NML, na região de Almeirim (Fig. III-24 ).

Em termos estruturais, esta elevação resulta de uma deformação em *semi-horst* dos depósitos cenozóicos da bacia, que se encontram levantados do lado ocidental e balançados para leste (ZBYSZEWSKI, 1947). Este autor assinala a presença de calcários marinhos, do Miocénico inferior, na vertente ocidental da serra, inclinados 10° a 15° para o lado oriental, juntamente com as restantes formações Mio-Pliocénicas. Estes calcários forneceram fósseis, que ajudaram a colocar algumas referências na estratigrafia da bacia.

CABRAL (1993), com base nas descrições de CARVALHO (1964), refere que a superfície de erosão culminante da bacia do Tejo, se eleva progressivamente em direcção à serra de Almeirim, sugerindo tratar-se de um bloco balançado para sueste em *semi-horst*, que se levantou posteriormente à superfície de erosão plio-quaternária. O limite norte da serra coincide com um lineamento NNW-SSE, com início junto de Alpiarça, prolongando-se para sul de Coruche até próximo de Vendas Novas (CABRAL & RIBEIRO,1988).

A superfície do planalto a norte da serra de Almeirim, com 110-120 m de altitude, considerada por ZBYSZEWSKI (1947) uma superfície de acumulação muito atacada pela erosão, constitui uma superfície erosiva, resultante da degradação da superfície de enchimento inicial[13]. A dedução de movimentação neotectónica por correlação da superfície erosiva do planalto a 100-110 m, a norte da serra, com o nível culminante da serra de Almeirim, a 170 m, (CABRAL, 1993) é questionável, pois a superfície do planalto a norte da serra de Almeirim é uma superfície de erosão e o nível culminante da serra não deve afastar-se muito do que terá sido o topo do enchimento da bacia, como parecem indicar uma certa uniformidade das cotas da serra de Almeirim e a espessura de 30 m dos Cgl. SA, no topo da

13 Esta superfície corresponde ao nível de Mora-Lamarosa, que se descreve no capítulo V.

elevação. Aquela espessura de conglomerados corresponde, grosso modo, ao corpo dos Cgl. SA.

Em termos morfológicos, a serra de Almeirim constitui um levantamento local da superfície culminante da bacia, formando um relevo dissimétrico com a vertente abrupta voltada ao quadrante oeste. Esta vertente constitui uma escarpa de falha muito atacada pela erosão, tendo-se desenvolvido rampas (*glacis*) na base da elevação do lado ocidental, que se ligam ao segundo nível de terraço do Tejo (T2 e T2a) (Fig. III-24).

No cimo da serra de Almeirim, mais precisamente no barreiro do v.g. Concelhos, uma falha N-S 80°W, entre os Cgl. SA e as unidades miocénicas (Est. III-13), origina abatimento do compartimento a oeste da falha relativamente ao bloco leste, em concordância com o levantamento em *semi-horst* deste relevo. Esta deformação estrutural também se confirma seguindo o contacto dos Cgl. SA com as unidades litostratigráficas subjacentes, a partir do bloco levantado, para leste. Este limite estratigráfico encontra-se a 160 m no v.g. Almeirm, do lado ocidental da serra e a 85 m ao sueste do v.g. Oferta, do lado oriental. Na escavação de uma barragem, situada 2 km a nordeste da localidade de Raposa, observam-se sedimentos argilosos das unidades litostratigráficas inferiores aos Cgl. SA, à cota de 55 m, mas as condições de observação são más, neste local, não permitindo obter dados seguros. Parece ser no campo geomorfológico que melhor se reflecte o movimento de balança para sueste da serra de Almeirim, nomeadamente a sua configuração assimétrica e ao surgir, do lado oriental da serra, o vale dissimétrico da ribeira de Muge com vertente escarpada voltada a noroeste. Este vale parece traduzir o término do movimento de balança, para sueste, da serra de Almeirim.

Tratando-se de um *semi-horst*, a serra de Almeirim deve ter acidentes confinantes laterais, que se interpretam, por critérios geomorfológicos e estratigráficos. Na extremidade norte da serra (Fig. III-24), ocorre um degrau resultante do levantamento da serra de Almeirim em relação à área envolvente. No local, o alinhamento em sentidos opostos das ribeiras de Paços Negros e do Vale do Peixe sugere a passagem do acidente que le-

vanta a serra de Almeirim. Ao norte da serra, a superfície de erosão de Mora-Lamarosa, a 100-110 m, trunca parcialmente os Cgl. SA, que formam o substrato geológico desta superfície de erosão. No entanto, a base desta unidade litostratigráfica sobe a 130 m, no v. g Concelhos (vertente norte da serra), ou seja, acima da superfície de erosão que trunca parcialmente os Cgl. SA no bloco abatido, do lado norte (Fig. III-25).

Na vertente sul da serra de Almeirim, o terraço de Ferrarias (T1) encontra-se embutido nas unidades litostratigráficas subjacentes aos Cgl. SA. A base desta unidade, que se encontra a 160 m no v.g. Almeirim e a 130 m no v.g. Concelhos, sugere que além da deformação em *semi-horst*, a serra deve ter também associado um levantamento do lado sul (Fig. III-25). Esta deformação parece-nos, contudo, menos importante que a deformação em *semi-horst* com movimento de balança para a ribeira de Muge. O corte N-S, feito segundo a direcção de estratificação, não mostra essa deformação, mas os acidentes que controlam os traçados das ribeiras de Muge e Lamarosa, ao sul da serra de Almeirim.

### 3.2.3.4-Vales dissimétricos das ribeiras de Muge e Lamarosa .

A serra de Almeirim é ladeada, do lado sueste, pela ribeira de Muge com traçado rectilíneo numa extensão de 12 km e vale com forte dissimetria. O leito da ribeira é constituído por uma planície aluvial com mais de 0,5 km de largura e correspondente ao enchimento que se acumulou em consequência da subida do nível do mar, a seguir à Última Glaciação. A vertente da margem esquerda da ribeira de Muge, mais abrupta, tem as características de uma escarpa de falha, enquanto a vertente suave, foi modelada pela superfície de um *glacis*, encontrando-se também alguns níveis de terraços nesta vertente (Fig. III-24).

Na vertente mais suave do vale, recobrimentos arenosos ocultam o substrato terciário e a falta de cortes não permite posicionar, com segurança, a descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA, a não ser a

sueste do v.g. Oferta, onde a base desta unidade pliocénica se encontra a 85 m, como atrás referimos.

Tomando como referência a base dos Cgl. SA, a 85 m, na vertente suave da ribeira de Muge[14], pode estimar-se a altitude da base desta unidade, junto deste curso de água, prolongando para sueste a inclinação da estratificação definida pelo ponto, a 130 m, do v.g. Concelhos e pelo ponto, a 85 m, na vertente sueste da serra de Almeirim. Admitindo um pendor uniforme de 1,5% e projectando a inclinação da estratificação na direcção da ribeira de Muge, verifica-se uma descida de cerca de 37,5 m que, diminuída à altitude de 85 m, daria a cota da base dos Cgl. SA, junto à ribeira de Muge. Segundo esta esquematização geométrica, que admitimos muito simplificada, a base desta unidade situar-se-ia a 47,5 m no sopé da vertente suave, ou seja, ela estaria mais baixa que a descontinuidade do topo das "Argilas de Tomar", que ocupam uma posição estratigráfica inferior aos Cgl. SA.

Na escarpa da ribeira de Muge, é possível acompanhar uma rotura estratigráfica que separa as "Argilas de Tomar" da unidade litostratigráfica, que BARBOSA (1995) define por Arenitos de Ulme[15]. O limite superior das "Argilas de Tomar" encontra-se a 60 m na escarpa da ribeira de Muge, ao sul da povoação de Raposa (Fig. III-24).

---

[14] Os pontos de referência dos dois lados da ribª de Muge estão relativamente afastados para se aferir o rejeito estratigráfico. Com o afastamento do vale, a possibilidade de confirmação do rejeito originado por deformações com abatimento monoclinal de um dos lados do vale fica consideravelmente reduzida, tonando-se inapreciável a partir de certa distância do leito do curso de água. Quase sempre é impossível conseguir a confirmação do rejeito, umas vezes por falta de cortes, outras devido às dificuldades de observação na vertente de menor declive, geralmente coberta de materiais escorregados, ou com depósitos de terraço.

[15] É difícil saber, nesta área, se os grés e argilas assentes na unidade das Argilas de Tomar ao sul da ribeira de Muge correspondem às fácies areníticas distais dos Cgl. SA, ou se correspondem às fácies areníticas distais da unidade dos Conglomerados de Rio de Moinhos. Nas áreas mais distais da bacia a separação entre os arenitos pliocénicos (fácies areníticas distais dos Cgl. SA) e os depósitos subjacentes trona-se cada vez mais problemática porque: 1) conjugam-se litofácies semelhantes (fácies distais dos Cgl. SA e dos Cgl. RM), essencialmente areníticas as primeiras e greso-argilosas as segundas; 2) uma parte dos arenitos pliocénicos foi erodida pelo nível de Mora-Lamarosa; 3) nas áreas mais distais e centrais da bacia é cada vez mais provável a ocorrência de uma sedimentação contínua coetânea de roturas erosivas das áreas mais a montante da bacia.

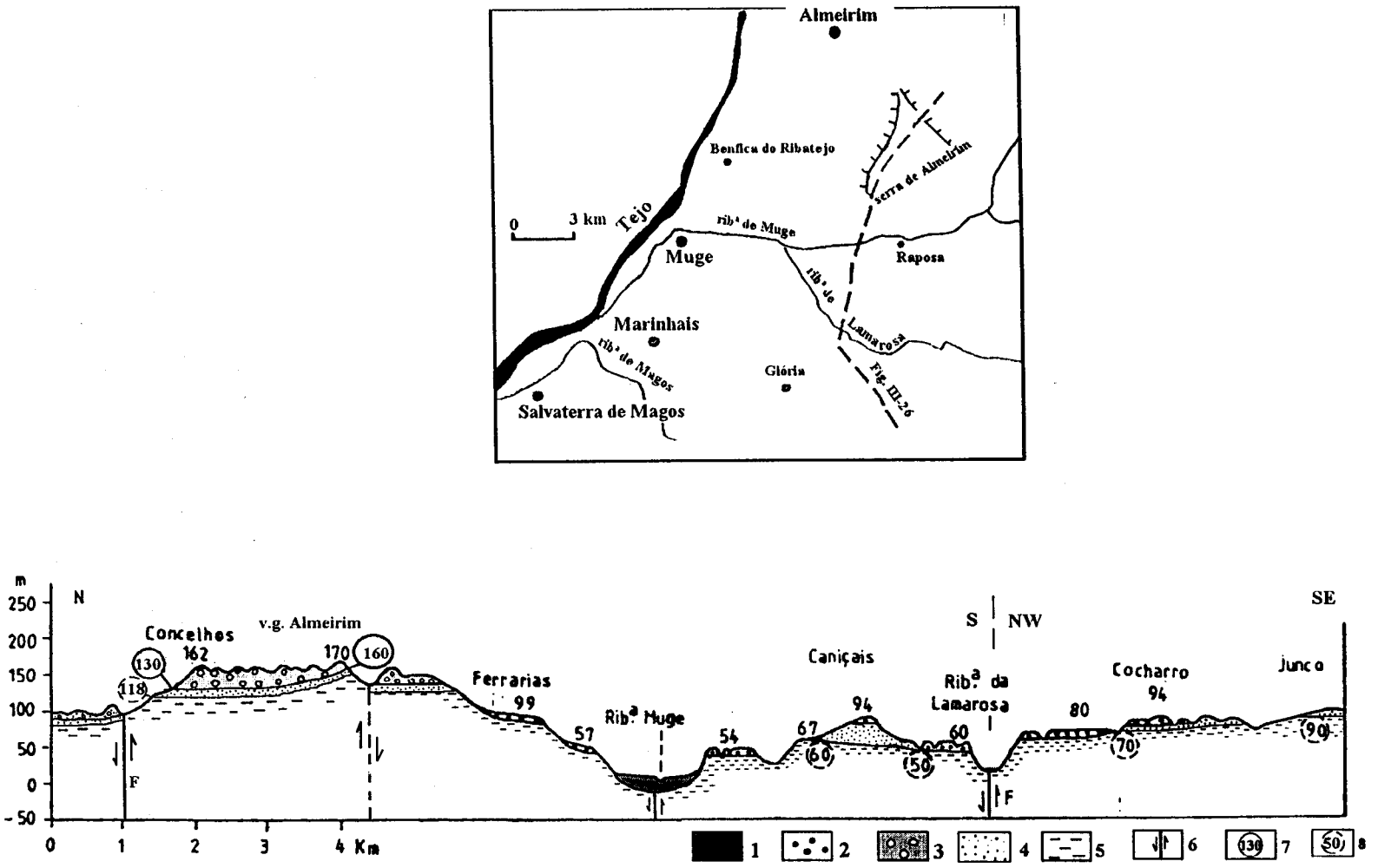



Fig. III-25. Perfil geomorfológico da serra de Almeirim para o v.g. Junco cruzando as ribeiras de Muge e Lamarosa. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 4-grés e argilas (Miocénico Superior); 5- Argilas de Tomar (Miocénico); 6-falhas; 7-cota da base dos Cgl. SA; 8-cota do topo das Argilas de Tomar.

No vale da ribeira de Muge, a montante da confluência com a ribeira de Calha do Grou, mais propriamente nas áreas dos v.g. Figueiras e Besteiros, a base dos Cgl. SA assenta sobre sedimentos lutíticos a 118 e 113 m. Admitimos que esta referência seja equivalente ao topo de sedimentos lutíticos, que se encontram a 100 m na área do v.g. Vage (109 m) no cimo da escarpa da ribeira de Muge e que as facies areníticas correlativas dos Cgl. SA se encontrem, ao sul da ribeira de Muge, total, ou quase totalmente erodidas pelo nível de Mora-Lamarosa (N1). Neste caso, seria a cota de 100 m, ou uma cota muito próxima daquela, que corresponderia à base dos Cgl. SA.

O corte geológico N-S (Fig. III-25) pretende mostrar as deformações da estratificação, que provavelmente condicionaram os vales dissimétricos das ribeiras de Muge e Lamarosa. No interflúvio destes cursos de água, o limite superior das "Argilas de Tomar" encontra-se a 60 m, ao sul da ribeira de Muge e a 50 m, na barragem de Vale Cão (interflúvio das ribeiras de Muge e Lamarosa), onde se observou a estratificação inclinada 10° para sul. Ao sul da ribeira da Lamarosa, esta descontinuidade estratigráfica encontra-se a 70 m, no v.g. Cocharro e a 90 m, no v.g. Junco, descendo gradualmente até 50 m, próximo da ribeira de Magos, que se encontra fora deste perfil.

O traçado das ribeiras de Muge e Lamarosa parece condicionado a vales de ângulos de falha e a dissimetria das suas vertentes pode imputar-se, provavelmente a esta situação.

A ocorrência de compartimentos deslocados por falhas, nesta área, confirma-se pelas unidades litostratigráficas truncadas pelo nível de Mora - Lamarosa e pelos embutimentos dos terraços. Os terraços mais antigos do Tejo (T1) de Ferrarias, Caniçais e Cocharro, encontram-se em continuidade para leste com o nível de Mora-Lamarosa. Este nível trunca diferentes unidades litostratigráficas. Como se pode observar, na vertente sul da serra de Almeirim, o terraço de Ferrarias está embutido nas "Argilas de Tomar", o de Caniçais assenta sobre 35 a 40 m de depósitos areníticos pertencentes às unidades de Ulme, ou de Rio de Moinhos (Mio-Pliocénicos),

enquanto, subjacente o terraço de Cocharro, a espessura de depósitos das unidades de Ulme, ou de Rio de Moinhos não ultrapassa 10 m, chegando o nível erosivo de Mora-Lamarosa a truncar as "Argilas de Tomar", na estrada de Cocharro para o v.g. Junco. Ao norte da serra de Almeirim, o terraço de Franciscão (110 m), situado já fora do perfil, assenta na unidade dos Cgl. SA, enquanto o terraço de Ferrarias, correlativo daquele, encontra-se embutido nas "Argilas de Tomar", na vertente sul da serra (Fig. III-25).

A truncatura de diferentes unidades litostratigráficas pelo nível de Mora-Lamarosa, em particular, a conservação de maior espessura dos arenitos mio-pliocénicos (?), no interflúvio das ribeiras de Muge e Lamarosa e a erosão quase total destes arenitos, no compartimento a sul daquele curso de água, associado ao embutimento dos terraços mais antigos do Tejo em diferentes unidades litostratigráficas (Fig. III-25), são indicadores de movimentações tectónicas nesta área. De acordo com o corte geológico apresentado (Fig. III-25), inicialmente ter-se-á dado abatimento do compartimento ao sul da ribeira de Muge em relação à serra de Almeirim (provavelmente durante o Miocénico), mais tarde, possivelmente no Quaternário, ter-se-ão verificado deformações menores, com movimento de balança no compartimento abatido, responsáveis pela instalação das ribeiras de Muge e Lamarosa em ângulos de falha e pela formação dos vales dissimétricos destes cursos de água. A movimentação quaternária dos acidentes desta área, só pode ser deduzida por critérios geomorfológicos, dos quais destacamos: a escarpa da ribeira de Muge; o traçado rectilíneo e dissimétrico deste vale, em formações brandas, aparentemente sem grandes contrastes litológicos que justifiquem aquela forma do vale. Entre os critérios geomorfológicos, aquele que nos parece mais relevante, diz respeito ao número de terraços do Tejo a sul da ribeira de Muge. Como veremos adiante (capítulos V e VII), o sector de Glória do Ribatejo, compreendido entre as ribeiras de Muge e de Magos, parece constituir um caso particular de toda a margem esquerda do Tejo, a jusante de Chamusca. Neste sector, o Tejo originou mais níveis de terraço do que nas outras partes da margem esquerda, situadas a montante, ou a jusante do sector

de Glória do Ribatejo. Esta facto parece apontar para a influência de causas tectónicas na formação dos terraços, no sector de Glória do Ribatejo.

### 3.2.3.5-Sintese sobre o estudo da superfície culminante

Neste capítulo, abordou-se a polémica questão do cimo do enchimento da bacia, estado de conservação desse enchimento e da superfície culminante que ele define. Foram igualmente identificadas deformações tectónicas, no interior da bacia, referenciadas por critérios geomorfológicos e estratigráficos.

No que respeita ao primeiro ponto, chegou-se à conclusão de que em determinadas áreas da bacia sedimentar, sobretudo, as que ficam na divergência da drenagem para os quadrantes noroeste e sudoeste do médio Tejo (planalto a 190-200 m, a ocidente de Ponte de Sor), assim como na extremidade nordeste da bacia, junto de Gavião e nas áreas mais contínuas de depósitos ao norte do Tejo (mancha a oeste de Sardoal), o enchimento da bacia estará ainda próximo da superfície terminal de aluvionamento dos Cgl. SA, correspondendo a superfície daqueles planaltos a uma superfície de acumulação. Esta superfície constitui uma unidade morfoestratigráfica designada *superfície culminante da bacia*.

Os critérios que permitiram chegar a essa conclusão foram essencialmente geomorfológicos e estratigráficos. No que respeita aos primeiros, salientamos a perfeição da aplanação, a ausência de rebordos de erosão entre a superfície culminante de 200 m, a oeste de Ponte de Sor e a superfície do planalto culminante de Gavião e, entre este planalto e as superfícies culminantes do lado norte do Tejo, tendo-se concluído pela origem tectónica dos desníveis actualmente existentes entre estas superfícies. Descontamos, obviamente, o declive natural da superfície de acumulação dos Cgl. SA, que não chega para explicar as diferenças de altitude actualmente existentes entre as superfícies destes planaltos.

No que respeita aos critérios estratigráficos, verificou-se que o substrato geológico da superfície daqueles planaltos é constituído pela unidade do topo do enchimento da bacia (Cgl. SA), cuja espessura sendo da ordem dos 25 a 30 m e adelgaçando muito ligeiramente para as posições de bordo, confere a esta unidade um assentamento praticamente tabular sobre as unidades miocénicas, à escala da bacia. Esta disposição dos Cgl. SA concorda com as condições deposicionais de planície aluvial cascalhenta, com canais entrançados (*braidplain*), compatível com os modelos 2 e 3 de Miall (1985) in BARBOSA (1995), em que se terá depositado esta unidade. Uma vez que nas áreas acima referidas, a espessura dos Cgl. SA é da ordem de grandeza do corpo da unidade, conclui-se que a superfície dos referidos planaltos corresponderá a um nível muito próximo do topo do enchimento da bacia.

Contudo, a superfície culminante foi destruída pelo nível de Mora-Lamarosa, nas áreas distais do sistema deposicional, formado pelos Cgl. SA/Arenitos de Ulme, tendo-se preservado principalmente os depósitos da primeira unidade, nas áreas proximais e intermédias do sistema deposicional e erodido parte dos depósitos da segunda unidade, nas áreas mais distais. A configuração dos retalhos da superfície culminante, alongando-se para sudoeste, paralela e adjacente ao actual vale do Tejo (Fig. III-1) ajusta-se ao mapa de isolinhas relativo ao máximo tamanho dos clastos (MPS) de BARBOSA (1995), mostrando a influência da litologia das duas unidades litostratigráficas na conservação da superfície culminante. Esta superfície está bem conservada nos Cgl. SA e destruída nas fácies areníticas distais desta unidade.

Nos planaltos culminantes da bacia, ao norte do Tejo e, do lado sul, até à serra de Almeirim, a superfície culminante constitui uma referência geomorfológica na identificação de deformações tectónicas, confirmadas por rejeito da referência estratigráfica da base dos Cgl. SA (descontinuidade sedimentar de importância regional).

Foram identificadas várias deformações tectónicas que afectam a superfície culminante, portanto, pós-pliocénicas. Destas deformações salien-

ta-se o balançamento para noroeste da superfície culminante a sul do Tejo, correspondente ao troço E-W deste rio, entre Gavião e Vila Nova da Barquinha. Esta deformação de grande raio de curvatura parece resultar do levantamento do compartimento da margem norte do Tejo relativamente ao compartimento da margem sul, por falhas, possivelmente com uma ligeira componente inversa, em que o compartimento norte cavalga ligeiramente o compartimento sul, que abate. Verificou-se esta componente inversa dos acidentes na falha da pedreira de Amoreira (capítulo VIII) e na falha que põe em contacto os sedimentos paleogénicos com o soco, na localidade de Monte do Penedo (Fig. III-18).

Ao norte do Tejo, foram igualmente confirmadas deformações de grande raio de curvatura, que traduzem um movimento de balança para o Tejo da superfície culminante da bacia.

Ao sul do Tejo, identificaram-se vários degraus tectónicos comprometendo a superfície culminante, como o acidente da ribeira de Ulme, que coloca os terraços mais antigos do Tejo à mesma altitude da superfície culminante da bacia, no compartimento abatido ao sul da ribeira de Ulme. Este acidente corresponde ao limite sul da zona de inflexão para noroeste da superfície culminante contígua ao troço E-W do Tejo.

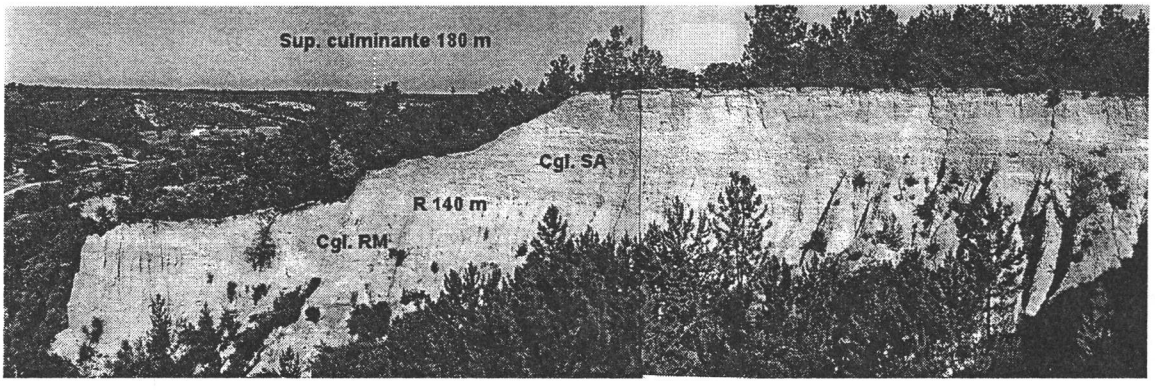
A superfície culminante da bacia permitiu a identificação de compartimentos desnivelados em pequenos *horts*, a que se deu a designação de empolamentos da superfície culminante. Nestes empolamentos, a "acomodação" das deformações rígidas do soco, por parte dos depósitos, parece originar acentuação da deformação na parte mais central do compartimento soerguido, esbatendo-se nos sítios de confinamento do compartimento soerguido. Apontam-se, a título exemplo, as deformações da superficie culminante junto aos afloramentos graníticos de S. Facundo e Vale de Água. Outras vezes, os limites destes empolamentos são melhor definidos como acontece com o pequeno planalto da Lagoa da Murta, a leste de Chamusca, ou com o *horst* de Medroa, ao norte do Tejo.

Uma referência aos valores máximos de deslocamentos verticais absolutos pós-formação da superfície culminante, ou seja, pós-Pliocénicos.

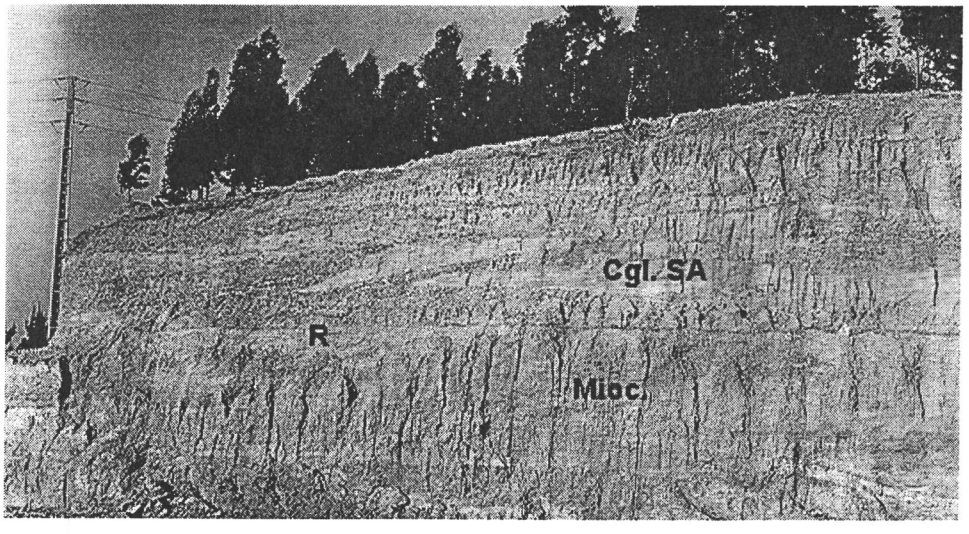
As referências geomorfológicas e estratigráficas, indicam que os deslocamentos verticais absolutos não deverão ultrapassar 50 a 70 m, no máximo. Estes valores traduzem taxas de deslocamento vertical da ordem de 0,016 a 0,023 mm/ano, considerando uma idade média de 3 milhões de anos para os Cgl. SA e para a superfície culminante que este manto de conglomerados define.



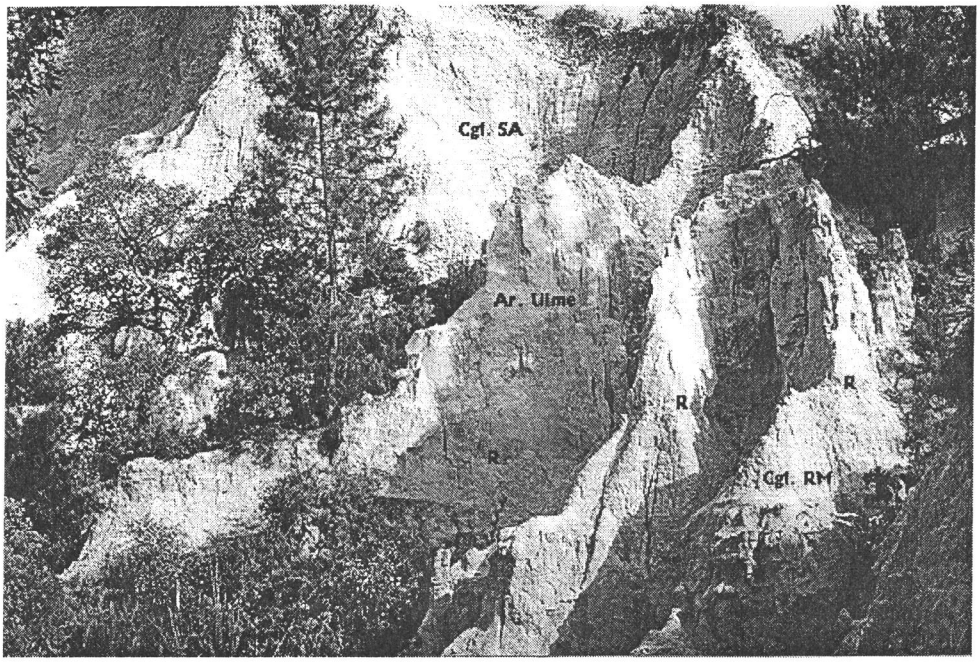

Est. III-1 Vista panorâmica do v.g. Cabeça Alta 1ª, 173 m, (planalto culminante de Chamusca) para sul. Pode ver-se a superfície culminante a 180-190 m, o terraço mais antigo do Tejo, a 140-150 m e o *glacis* de 110-90 m.



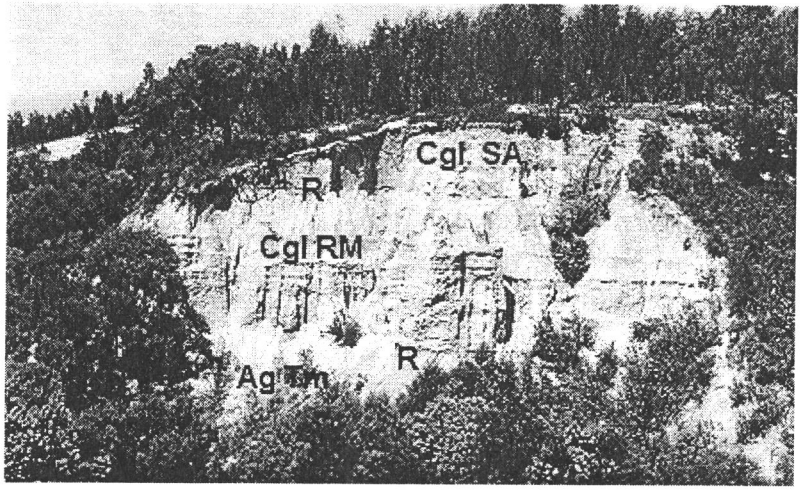

Est. III-2 Corte na margem esquerda da ribeira de Pai Poldro. Vê-se o empilhamento dos Cgl. SA sobre depósitos miocénicos e separados destes por rotura estratigráfica (R a 140 m). Note-se, a geometria da superfície culminante da bacia.



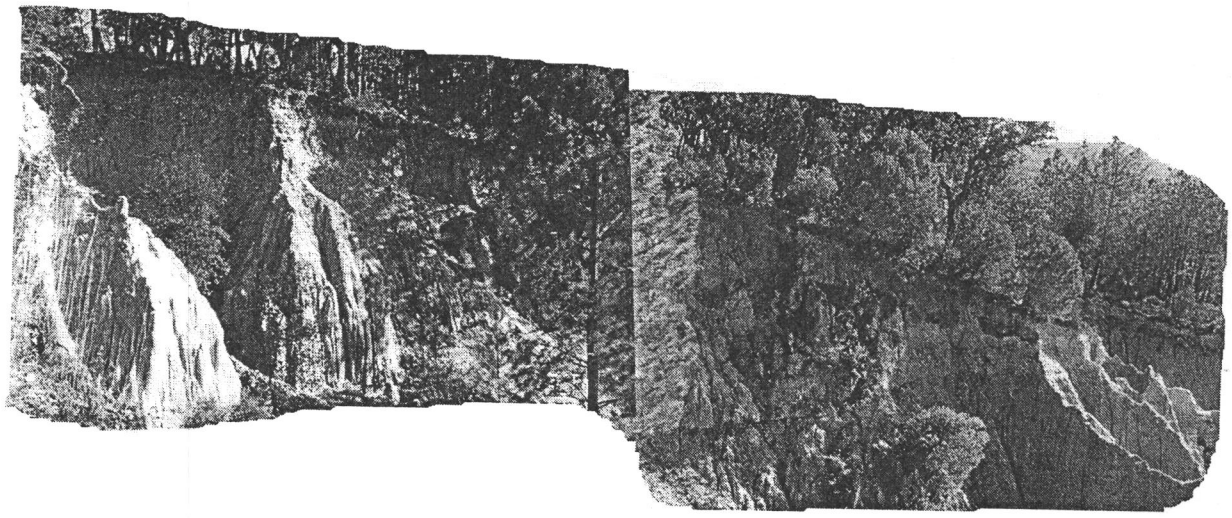

Est.III-3 Cgl. SA assentando pôr rotura estratigráfica (R) em depósitos miocénicos na serra de Almeirim. (Corte situado próximo do v.g. Concelhos, na extremidade norte da serra).



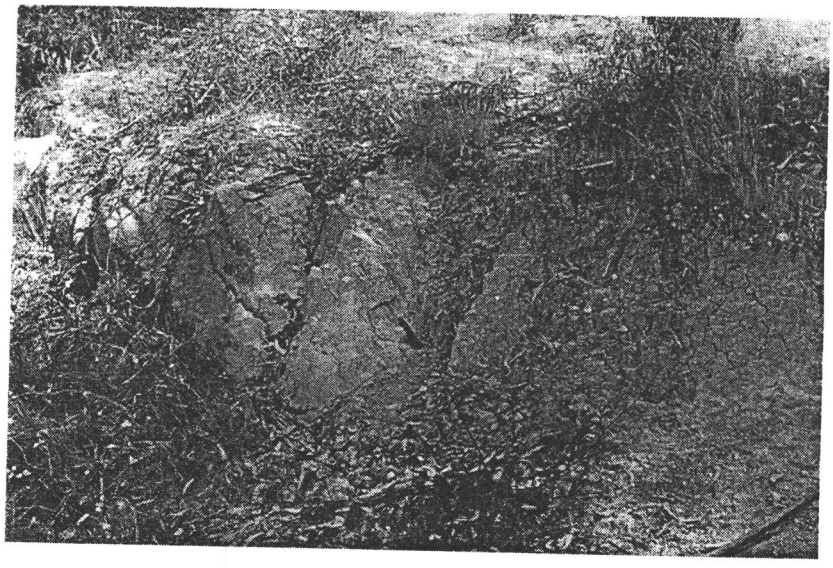

Est. III-4 Corte de Ulme (margem esquerda da ribeira). Veja-se a rotura estratigráfica subjacente aos Cgl. SA/Ar. Ulme, separando esta aloformação de sedimentos lutíticos, que julgamos equivalentes às fácies distais dos Conglomerados de Rio de Moinhos.



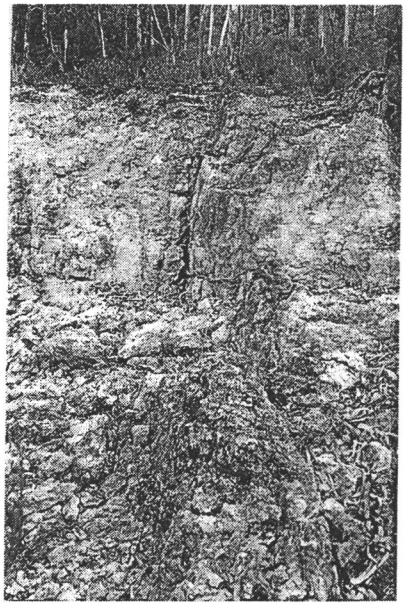

Est.III-5 Corte de Vale de Arrezima (Planalto de Lagoa da Murta, Chamusca). Este corte corresponde à coluna litostratigráfica de Vale de Arrezima (Fig. III-5). Vêem-se duas roturas estratigráficas: a superior subjacente aos Cgl. SA e a inferior, subjacente a um empilhamento de grés argilosos com leitos conglomeráticos, que julgamos possam corresponder aos Cgl. RM, reconhecidos na área de Abrantes.



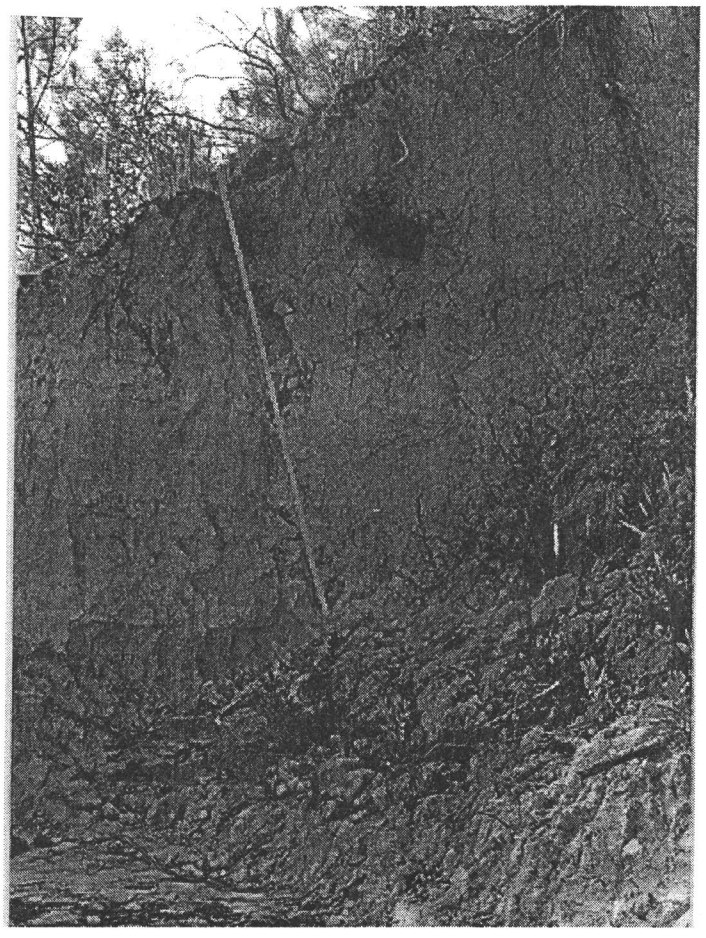
Est. III-6 Corte do v.g. Cabeça Alta 1ª (planalto da Lagoa da Murta). Notar duas roturas estratigráficas: a mais alta, subjacente aos Cgl. SA e a inferior, na base de grés argilosos, que julgamos equivalentes às fácies mais distais dos Cgl. RM.



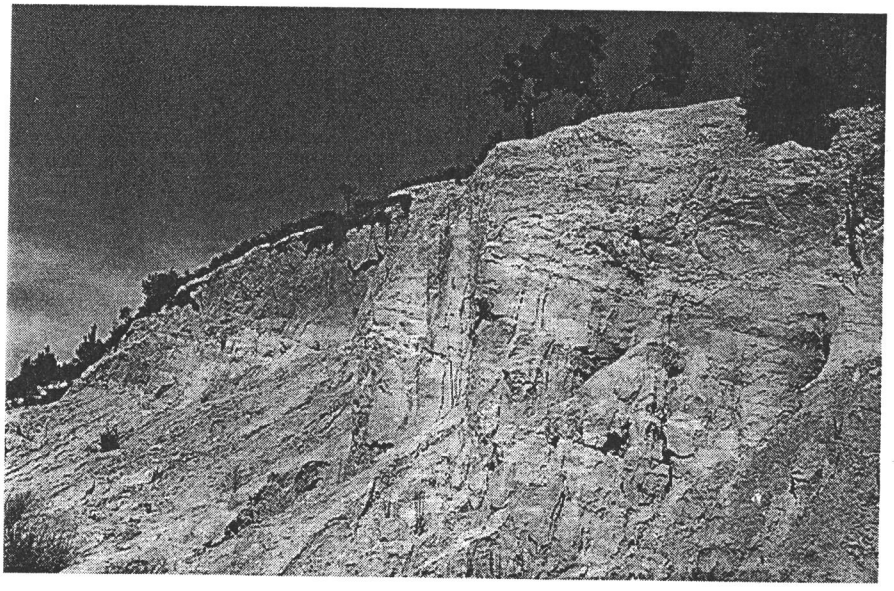
Est. III-7 Falha entre os Cgl. SA, à esquerda, e as Argilas de Tomar, à direita, no Mte. de Vale de Água, situado 1250 m a NW do afloramento granítico de Vale de Água (carta militar de S. Facundo, Abrantes).



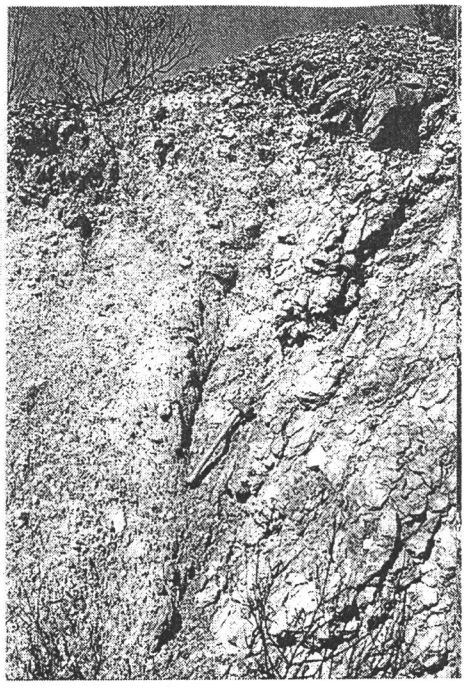
Est.III-8 Plano de falha N40E junto ao descarregador de cheias da barragem de Montargil. Neste plano observam-se estrias horizontais.

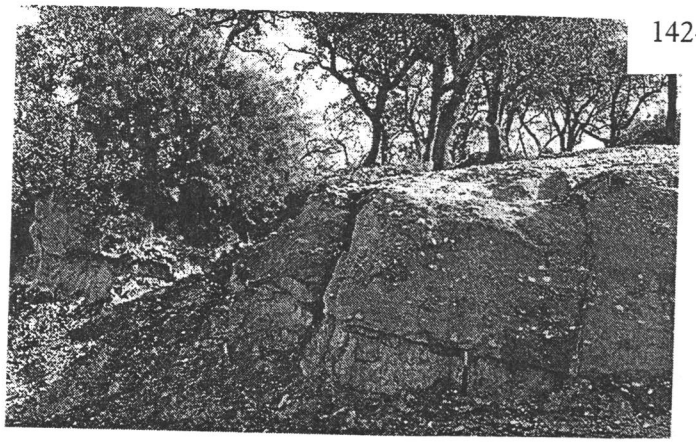


Est.III-9 Falha afectando depósitos miocénicos do lado NE do Maciço de Montargil, junto ao cruzamento para Foros do Arrão. Vêem-se as Argilas de Tomar com pendor de 15° para NNE e um plano de falha N 23° W 68° SW, cortando os depósitos miocénicos.



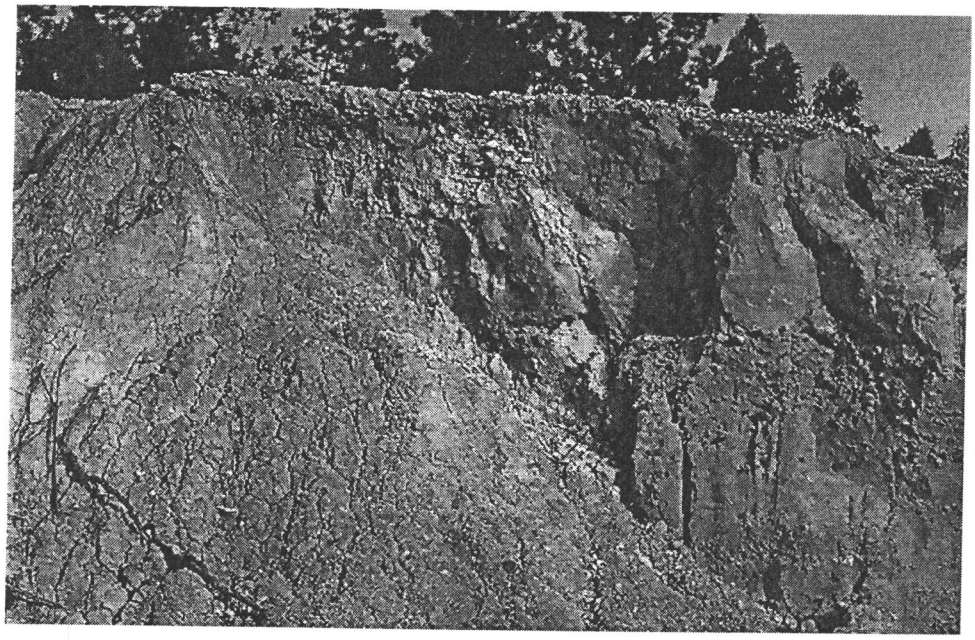
Est.III-10 Cgl. SA e Arenitos de Ulme balançados cerca de 20 para Este no v.g. Barata (204 m), a leste (Ponte de Sor).





Est III-12 Cgl. SA inclinando 8° a 10° para sul no cruzamento de Cruz das Cabeças, situado 2 km a poente de elevação de Vale de Água (carta de S. Facundo, Abrantes).

Est.III-11 Falha de Maranhão. Foto, tirada 1,5 km a NE de Maranhão, mostrando os depósitos da bacia, à esquerda, em contacto por falha com o soco, do lado direito da foto.



Est.III-13 Falha N-S na vertente ocidental da serra de Almeirim, corte do v.g. Concelhos . Vêem-se os Cgl. SA, à direita, em contacto pôr falha com depósitos argilosos miocénicos.

# CAPÍTULO IV

## OS LEQUES ALUVIAIS DO BORDO NORTE DA BACIA TERCIÁRIA DO BAIXO TEJO

Das primeiras visitas à região de Abrantes, ficou-nos a impressão de que alguns níveis embutidos, no interior do vale do Tejo, não tinham a forma típica de terraço, parecendo-se mais com rampas de tipo *glacis*, com ligação aos terraços. A necessidade de identificar aquelas formas do relevo, na área do médio Tejo português, acabaria por levar ao estudo dos depósitos do bordo norte da bacia.

Na margem norte do rio Tejo, foi aberta nova estrada, paralela ao troço E-W deste rio. Esta via permitiu melhorar substancialmente as condições dos afloramentos daquela margem do rio Tejo. Nos taludes da estrada, são visíveis depósitos com litofácies semelhantes às dos Cgl. SA, que culminam o enchimento da bacia, no bordo norte. Nas mesmas vertentes, encontram-se também cartografados terraços quaternários, de constituição conglomerática predominante. Acrescenta-se a modelação das vertentes da margem norte do Tejo num degrau tectónico E-W, na base do qual se desenvolvem as rampas de tipo *glacis*. Perante a complexidade de formas e depósitos, houve necessidade de distinguir os terraços dos depósitos postos a descoberto com a abertura da estrada e assim conhecer a génese das rampas e a natureza dos depósitos da base do degrau E-W do médio Tejo.

Em visitas anteriores ao bordo norte da bacia, notámos significativas diferenças ao nível do rolamento e composição petrográfica, entre os Cgl. SA dos lados norte e sul do Tejo, que convinha esclarecer.

Iniciou-se o estudo pelos depósitos culminantes da bacia. Estes distribuem-se em duas áreas: nos planaltos a norte de Abrantes, prolongando-se pela área de Codes até à base das cristas quartzíticas de Vila de Rei e, a leste de Sardoal, nas áreas de Mação e Envendos. Também se encon-

tram restos dos mesmos depósitos no interior do sinclinório de Amêndoa (Fig. IV-1).

Na litostratigrafia destes depósitos, recentemente proposta (BARBOSA, 1995; BARBOSA & REIS, 1995) identificam duas unidades litostratigráficas: os "Conglomerados de Vila de Rei" (Cgl.VR) e os "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Cgl. SA). Os primeiros estendem-se entre as cristas quartzíticas de Vila de Rei e a ribeira de Codes, os segundos entre este curso de água e o Tejo, prolongando-se para sul, onde formam extenso manto aluvial. Na área de Mação-Envendos, a maioria dos depósitos culminantes foram incluídos nos Cgl. VR. (BARBOSA, 1995). Veja-se a Fig. IV-1 adaptada do mapa apresentado pelo referido autor.

Quando se deixa a área a sul do Tejo e se avança para o lado norte, imediatamente chamam a atenção a modificação na composição petrográfica dos depósitos da superfície culminante e a diminuição do rolamento dos elementos siliciclásticos. Estas modificações não ocorrem de forma gradual, mas brusca. A norte do Tejo, os depósitos apresentam quase tanto quartzo como quartzito, excedendo o quartzo, por vezes, o quartzito. Estas características são imediatamente reconhecidas nos afloramentos, mas contagens posteriormente realizadas, viriam a mostrar que a regularidade da composição petrográfica, observada nos Cgl. SA a sul do Tejo, é menos notória nos depósitos da superfície culminante do lado norte. Em relação aos terraços, os depósitos da superfície culminante a norte do Tejo apresentam também mais quartzo. O aumento deste elemento é de tal forma, que os Cgl. SA daquele bordo da bacia chegam a ter percentagens de quartzo superiores às encontradas nos depósitos dos terraços, o que nunca se verificou, a sul do Tejo. Por sua vez, os clastos dos Clg. SA a norte do Tejo apresentam-se subangulosos e sub-rolados, enquanto os dos Cgl. SA a sul do Tejo, são sub-rolados a rolados.

Se a diminuição do rolamento concorda com o carácter proximal das fácies, referido por BARBOSA (1995), a variação da composição petrográfica denuncia uma área de alimentação distinta da que originou os Cgl. SA a sul do Tejo. Corresponderão os depósitos da superfície culminante

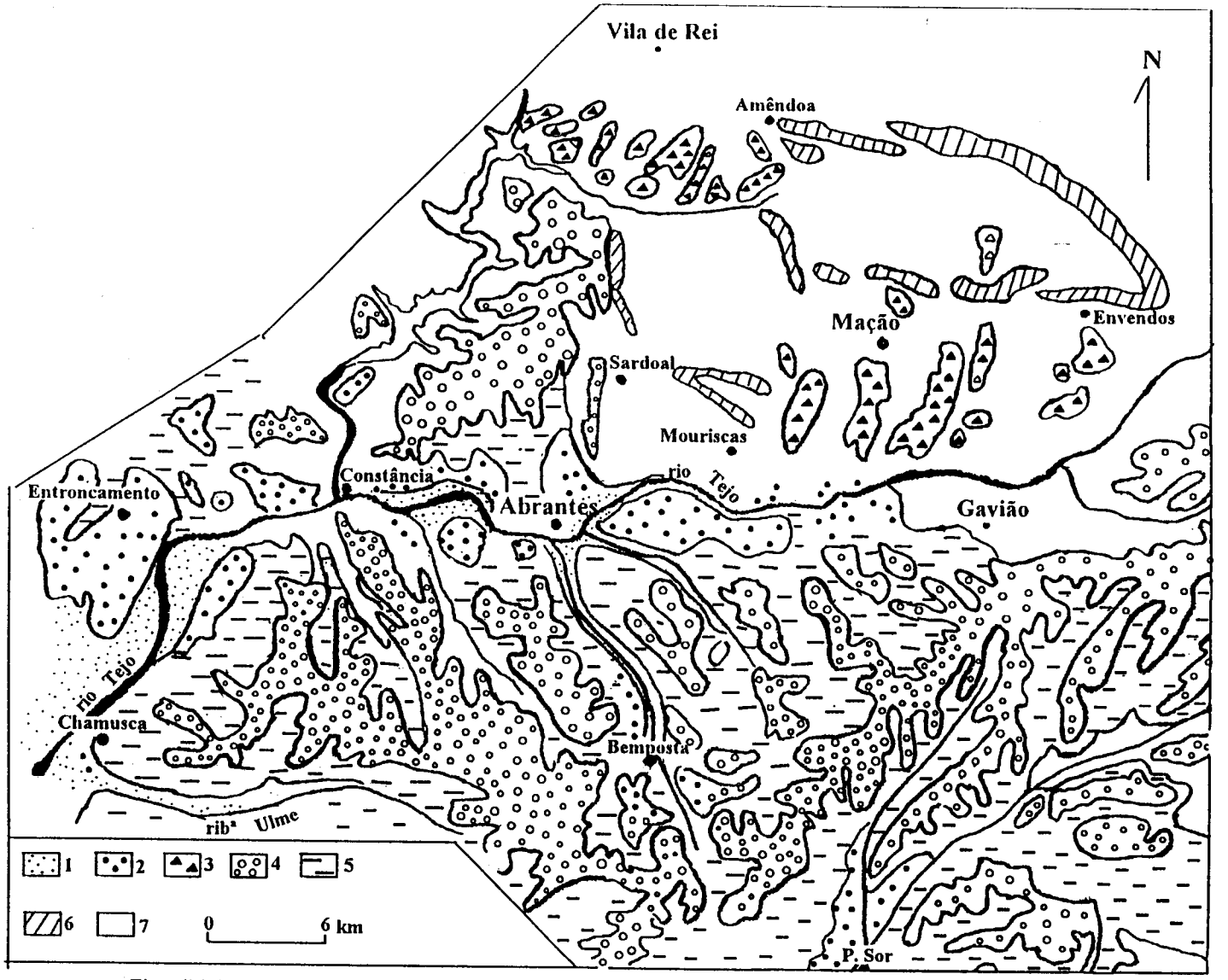



Fig. IV-1-Bacia Terciária do Baixo Tejo. Mapa geológico a Norte do paralelo de Chamusca (adaptado e modificado de Barbosa, 1995).
Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Conglomerados de Vila de Rei (Vilafranquiano); 4-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 5-Argilas de Tomar e Arenitos de Ota (Miocénico); 6-relevos de quartzito; 7-soco.

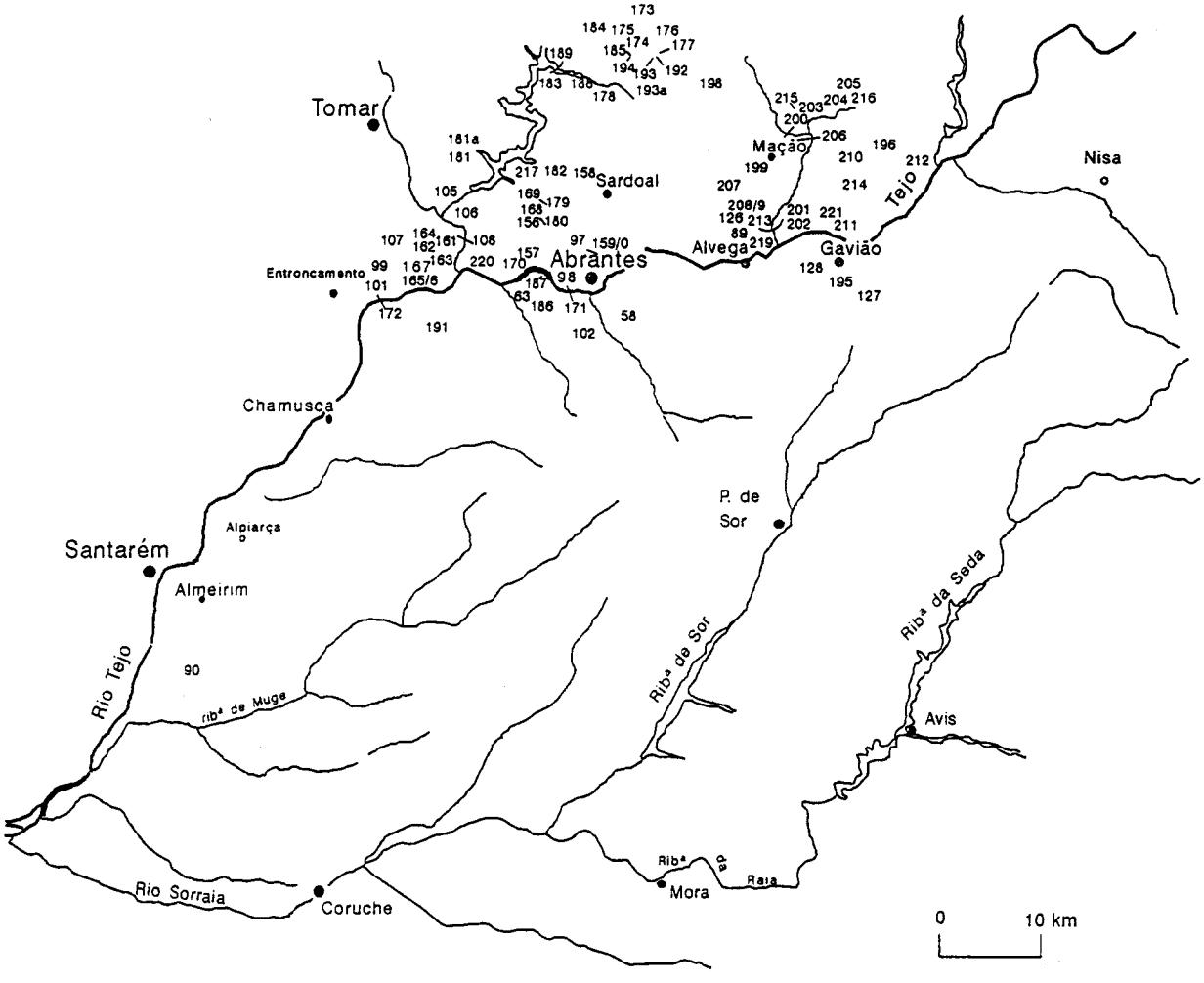



Fig. IV-2 Mapa de localização das amostras referidas no capítulo IV.

do lado norte do Tejo a variação lateral de fácies dentro da mesma unidade litostratigráfica (posição proximal dos Cgl. SA); a uma alimentação lateral de bordo de bacia, correlativa dos Cgl. SA; ou a uma unidade litostratigráfica diferente?

O estudo dos depósitos que culminam o enchimento da bacia dos dois lados do Tejo obedeceu a estas dúvidas e à necessidade de distinguir estes depósitos, da superfície culminante, dos que afloram na base do degrau E-W, onde estão igualmente cartografados terraços quaternários.

De início, seguiu-se a metodologia de contagem dos clastos de quartzo e quartzito (vd. adiante, § 6.1.1), utilizada a sul do Tejo, e que deu resultados diferentes, sobretudo, ao nível da composição petrográfica, entre os Cgl. SA e os terraços. Mais tarde, os afloramentos da nova estrada permitiram completar o estudo sedimentar do bordo norte da bacia. No entanto, como se dispunha já de alguns dados sobre os depósitos da superfície culminante, apresentam-se, em primeiro lugar, esses resultados.

## 4.1-ÁREA A NORTE DE ABRANTES

### 4.1.1-composição petrográfica e rolamento dos calhaus

No Quadro IV-I e na Fig. IV-3, mostram-se os resultados das contagens de quartzito e quartzo e o rolamento dos calhaus dos depósitos que culminam o enchimento da bacia a norte do Tejo. Juntam-se seis amostras dos Clg. SA do lado sul do Tejo e de depósitos de "conheiras"[1], que se tomam para termo de comparação. No gráfico (Fig. IV-3), construído a partir dos dados do Quadro IV-1, os valores do rolamento correspondem aos

[1] O termo conheira é utilizado na região de Mação e Vila de Rei para designar aglomerações de blocos rolados de quartzito correspondentes ao desmonte de antigas explorações mineiras a céu aberto. As aglomerações de blocos resultantes do desmonte das cortas mineiras constituem obra humana, não têm significado estratigráfico, por se encontrarem fora do sítio, mas o nível conglomerático donde se retiraram os blocos pode ter significado estratigráfico.

**Quadro IV-1 Composição petrográfica dos leques aluviais, Cgl. SA e conheiras**

## Cgl. SA do lado norte do Tejo

| LOCAL | Nº | Quartzo | Quartzito | Total | % QZ | % QT | MPS | Rol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Retaxo | 173 | 1 | 131 | 132 | 0,01 | 0,99 | 35,0 | 0,20 |
| Pisão Cimeiro | 175 | 10 | 148 | 158 | 0,06 | 0,94 | | 0,26 |
| Vilar Chão | 176 | 11 | 110 | 121 | 0,09 | 0,91 | | 0,16 |
| Chão de Lopes | 198 | 2 | 38 | 40 | 0,05 | 0,95 | | 0,24 |
| v.g.Milreu 331 m | 174 | 29 | 192 | 221 | 0,13 | 0,87 | 18,0 | 0,21 |
| Lousa1 (relevo residual) | 177 | 25 | 131 | 156 | 0,16 | 0,84 | 37,1 | 0,27 |
| Lousa4 (povoação) | 193a | 128 | 326 | 454 | 0,28 | 0,72 | 21,0 | 0,22 |
| Brescovo | 178 | 113 | 189 | 302 | 0,37 | 0,63 | 22,3 | 0,26 |
| Carvalhal | 158 | 95 | 30 | 125 | 0,76 | 0,24 | 17,2 | 0,31 |
| Piçarra1 | 157 | 197 | 255 | 452 | 0,44 | 0,56 | 14,7 | 0,29 |
| Medroa1 | 156 | 96 | 100 | 196 | 0,49 | 0,51 | 15,0 | 0,25 |
| Medroa2 | 168 | 65 | 88 | 153 | 0,42 | 0,58 | 15,2 | 0,24 |
| Alegrete | 159 | 93 | 91 | 184 | 0,51 | 0,49 | 20,9 | 0,31 |
| Luz2 | 160 | 87 | 85 | 172 | 0,51 | 0,49 | 16,7 | |
| Chorafome2 | 164 | 89 | 43 | 132 | 0,67 | 0,33 | 18,9 | 0,25 |
| Pucariça | 179 | 103 | 80 | 183 | 0,56 | 0,44 | 15,1 | 0,27 |
| v.g. Vale Pisão | 180 | 130 | 135 | 265 | 0,49 | 0,51 | 14,3 | 0,26 |
| v.g.Cartaxa 251 m | 181 | 213 | 87 | 300 | 0,71 | 0,29 | 22,3 | 0,30 |
| Carregal do Souto | 182 | 143 | 161 | 304 | 0,47 | 0,53 | 30,0 | 0,26 |
| Maxial | 183 | 145 | 205 | 350 | 0,41 | 0,59 | 37,1 | 0,22 |
| Aveleira | 184 | 110 | 105 | 215 | 0,51 | 0,49 | | 0,24 |
| Milreu (cruz. estrada) | 185 | 80 | 180 | 260 | 0,31 | 0,69 | 39,0 | |
| v.g. Atalaia 190 m | 186 | 205 | 175 | 380 | 0,54 | 0,46 | 26,5 | 0,25 |
| Outeiro | 163 | 179 | 242 | 421 | 0,43 | 0,57 | 29,8 | 0,24 |
| Matagosinha | 188 | 157 | 277 | 434 | 0,36 | 0,64 | 28,8 | 0,24 |
| Foz do Codes | 189 | 159 | 224 | 383 | 0,42 | 0,58 | 49,7 | 0,24 |
| Roda | 167 | 44 | 77 | 121 | 0,36 | 0,64 | 17,0 | |
| Carregal | 161 | 63 | 119 | 182 | 0,35 | 0,65 | 18,1 | 0,26 |
| v.g. Ameixioso | 191 | 140 | 221 | 361 | 0,39 | 0,61 | | 0,26 |
| TOTAL | | 2912 | 4245 | 7157 | 0,39 | 0,61 | 24,2 | 0,25 |

## Cgl. SA do lado sul do Tejo

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Serra Almeirim | 90 | 11 | 43 | 54 | 0,20 | 0,80 | 16,0 | 0,34 |
| Pai Neto | 58 | 45 | 251 | 296 | 0,15 | 0,85 | 22,6 | 0,40 |
| Cruxifixo | 63 | 60 | 336 | 396 | 0,15 | 0,85 | 21,8 | 0,37 |
| Mouros | 195 | 21 | 60 | 81 | 0,26 | 0,74 | 22,0 | 0,33 |
| Cadafaz | 128 | 98 | 311 | 409 | 0,24 | 0,76 | 18,0 | 0,35 |
| Martenote | 127 | 54 | 301 | 355 | 0,15 | 0,85 | 15,0 | 0,35 |
| TOTAL | | 289 | 1302 | 1591 | 0,19 | 0,81 | 19,2 | 0,36 |

## Conheiras

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Montalvo | 217 | 5 | 65 | 70 | 0,07 | 0,93 | 38,3 | 0,37 |
| Lousa (conheira) | 192 | 1 | 49 | 50 | 0,02 | 0,98 | 39,0 | 0,29 |
| Lousa (conheira) | 193 | 21 | 189 | 210 | 0,10 | 0,90 | 41,9 | 0,32 |
| Milreu cruzamento | 194 | 20 | 136 | 156 | 0,13 | 0,87 | 37,0 | 0,30 |

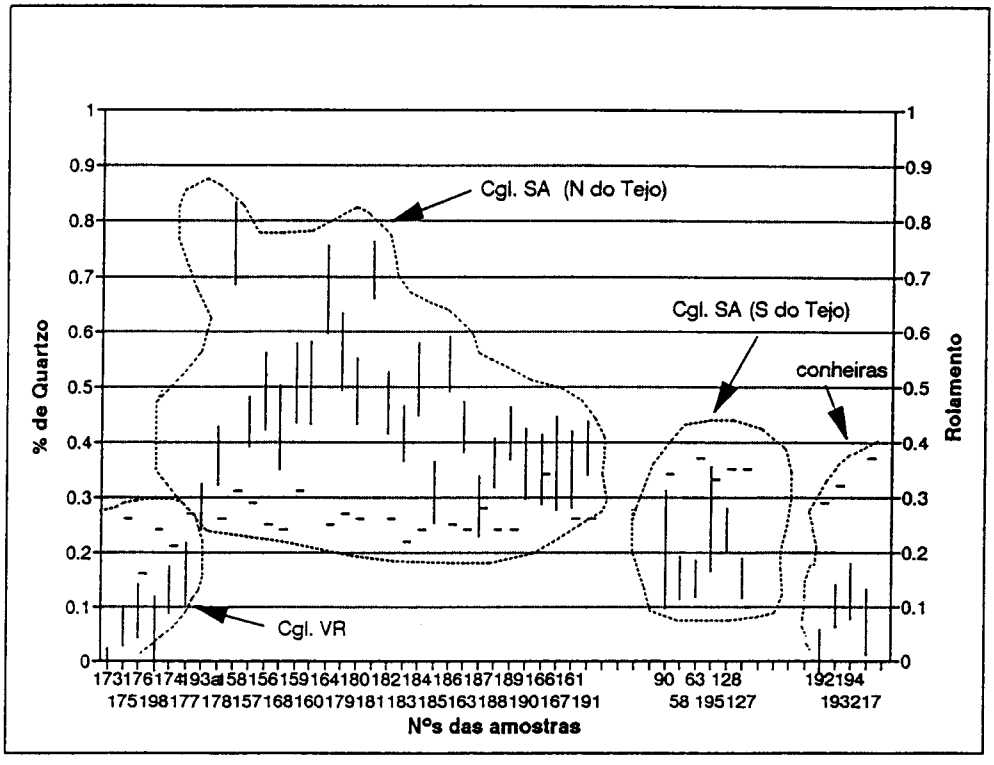



Fig. IV-3. Composição petrográfica e rolamento dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e das "conheiras". Os valores do rolamento correspondem aos traços horizontais e os intervalos de confiança referentes à composição petrográfica às linhas verticais.

traços horizontais e os intervalos de confiança da composição petrográfica às linhas verticais.

O rolamento calculou-se através da expressão de CAILLEUX (1945, 1961): $\rho = 2r_1 / L$ em que $\rho$ é o rolamento, $r_1$ o raio da curvatura da aresta mais aguda e $L$ é o eixo de maior dimensão do calhau. Através do rolamento tenta-se averiguar a existência de uma alimentação lateral de bordo de bacia, distinta do transporte, no sentido longitudinal da bacia, que depositou os Cgl. SA a sul do Tejo e que tinha direcção NE-SW (BARBOSA, 1995; CUNHA, 1992).

Ao norte do Tejo, a maior parte das amostras dos Cgl. SA apresentam percentagem de quartzo entre 0,40 e 0,50, nitidamente superior às percentagens de quartzo dos Cgl. SA ao sul do Tejo, onde o quartzo representa apenas 0,20 e com fraca variação em torno desta ordem de grandeza.

Os intervalos de confiança das percentagem de quartzo, por amostra, revelam quatro agrupamentos diferentes. Um grupo (restrito) é constituído por amostras com percentagem de quartzo muito baixa, com intervalos de confiança em torno de médias de 0,01 e 0,16 e por valores de rolamento igualmente baixos, inferiores a 0,30. Este grupo corresponde às amostras dos Cgl. VR, que aparecem no canto inferior esquerdo do gráfico.

O grupo mais numeroso apresenta alta percentagem de quartzo, com intervalos de confiança entre 0,40 e 0,50 e rolamento igualmente baixo (quase sempre inferior a 0,30). Corresponde às amostras mais características dos Cgl. SA a norte do Tejo.

O terceiro grupo apresenta percentagem de quartzo com intervalos de confiança entre 0,15 e 0,26 e média de 0,19. O rolamento das amostras é elevado, com índice superior a 0,30. Pertencem a este grupo as amostras dos Clg. SA a sul do Tejo, que serviram como termo de comparação.

Finalmente, no canto inferior direito do gráfico, representa-se a composição e o rolamento de blocos rolados de "conheiras". Estas caracterizam-se por terem rolamento elevado (índice superior a 0,30) e baixa composição de quartzo (entre 0,10 e 0,13).

As amostras do primeiro grupo, com baixa percentagem de quartzo e fraco rolamento, colheram-se junto às cristas de quartzito de Vila de Rei, ou seja, nos leques aluviais da unidade dos Conglomerados de Vila de Rei (BARBOSA, 1995), derramados a partir das cristas de quartzito (*op. cit.*, p. 209). Propositadamente, ordenaram-se as amostras deste grupo por ordem crescente de afastamento das cristas. A amostra de Retaxo, situada no início da rampa de Milreu, na base das cristas, praticamente não tem quartzo; as amostras de Pisão Cimeiro e Vilar Chão, situadas 2 km a sul das cristas, registam ligeira incorporação de quartzo, que aumenta nas contagens do v.g. Milreu e de Lousa, situadas, respectivamente, a 3 e 5 km dos relevos quartzíticos. Nota-se que o enriquecimento em quartzo vai aumentando do Retaxo (amostra 173) para Lousa (amostra 177), ou seja, com o afastamento das cristas.

A reduzida percentagem de quartzo e o fraco rolamento das amostras deste grupo, atribui-se à proximidade dos locais de amostragem em relação às cristas de quartzito. Os derrames saídos daqueles relevos não puderam, pela curta distância percorrida, incorporar grande quantidade de quartzo, que é fornecido aos cursos de água pelos filões de quartzo das rochas metassedimentares. Nas rampas a norte de Milreu, até ao paralelo de Lousa, as condições de enriquecimento em quartzo não são favoráveis, pois os leques aluviais que depositaram os Cgl. VR tiveram início, ali mesmo, nas cristas de quartzito.

A configuração do maciço de Vila de Rei também não favorece a incorporação de quartzo, pois aquele relevo encontra-se limitado, a norte, pela escarpa de falha da rib[a] da Pracana (vd., adiante, Fig. IV-14). A partir desta escarpa nota-se um movimento de balança do maciço de Vila de Rei para sul, de modo que a drenagem organiza-se para o exterior do maciço, em função do referido balançamento. Assim, a montante do alinhamento das cristas, não existem superfícies suficientemente extensas para o desenvolvimento de cursos de água capazes de transportarem quartzo de maiores distâncias.

As amostras do segundo grupo, ricas em quartzo, apresentam igual composição, tanto a norte, como a sul da falha do Codes. A amostra da superfície culminante de Aveleira, com 51% de quartzo, tem a mesma composição que as restantes da superfície culminante entre a ribeira do Codes e o Tejo, onde se fizeram as contagens das amostras deste grupo (Foz do Codes 0,42; Maxial 0,41; Carregal do Souto 0,47; Brescovo 0,37; Alegrete 0,51 etc.). Estes locais de amostragens estão suficientemente afastados das cristas (o mais próximo 5 km e os mais afastados a 25 km), de modo que as referidas amostras revelam maior incorporação de quartzo filoniano do soco metassedimentar. Na transposição da falha do Codes, a oeste de Milreu, não se verificam diferenças na composição petrográfica entre os depósitos das rechãs de Matagosinha (226 m) e Foz do Codes (245 m), na base da escarpa de falha e os depósitos da superfície culminante, em Brescovo e Maxial (290-300 m), no cimo da escarpa.

As amostras do terceiro grupo (Cgl. SA a sul do Tejo), que se tomam para comparação, colheram-se desde Gavião (amostras de Mouros e Cadafáz) até à serra de Almeirim. Estas amostras, com percentagem de quartzo inferior à dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, apresentam índices de rolamento acima de 0,30, nitidamente superior ao rolamento das amostras que culminam o enchimento da bacia do lado norte do Tejo (Fig. IV-3). A sul do Tejo, o rolamento é praticamente o mesmo, tanto na área de Gavião (amostras de Mouros e Cadafáz), como na serra de Almeirim, situada mais de 50 km a jusante daquelas, confirmando, que o rolamento aumenta lentamente a partir de certo grau de desgaste (PETTIJOHN, 1975).

Finalmente, no canto inferior direito do gráfico representam-se os blocos das "conheiras", que são constituídos quase exclusivamente por quartzito. O quartzo representa, apenas, cerca de 10-15 % destes blocos rolados.

Podemos então verificar (Quadro IV-1), que a maior parte das amostras dos Cgl. SA do lado norte do Tejo apresentam valores de rolamento em torno da média de 0,25 e que a maioria foi colhida a sul da ribeira do Codes, entre este curso de água e o Tejo. Apesar da sua posi-

Quadro IV-2 Rolamento dos calhaus dos Cgl. SA dos lados norte e sul do Tejo e dos blocos das conheiras. Rolamento calculado pela expressão 2r1/L de Cailleux (1945).



## Cgl. SA do lado N do Tejo

| Local | Retaxo | v.g. Milre | Vilar chäo | Foz Codes | Aveleira | Lousa | Ameixioso |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 173 | 174 | 176 | 189 | 184 | 177 | 191 |
| Mín | 0,09 | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,11 | 0,11 |
| Méd | 0,2C | 0,21 | 0,16 | 0,25 | 0,24 | 0,27 | 0,26 |
| Máx. | 0,49 | 0,52 | 0,40 | 0,60 | 0,59 | 0,48 | 0,72 |

| Local | Brescovo | Matagosi | Maxial | V. Tábuas | Cg. Souto | Pucariça | Foz do Codes |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 178 | 188 | 183 | 217 | 182 | 179 | 189 |
| Min | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,13 | 0,06 | 0,08 |
| Méd | 0,26 | 0,24 | 0,22 | 0,24 | 0,26 | 0,26 | 0,24 |
| Máx. | 0,52 | 0,58 | 0,40 | 0,43 | 0,50 | 0,61 | 0,56 |

| Local | Cartaxa | Cart(qt) | Medroa1 | Chorafom | Medroa2 | v.g.Pisão | Lousa povoação |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 181 | 181-a | 156 | 164 | 168 | 180 | 193-a |
| Mín | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,03 | 0,04 | 0,08 | 0,12 |
| Méd | 0,30 | 0,22 | 0,25 | 0,25 | 0,24 | 0,26 | 0,22 |
| Máx. | 0,58 | 0,46 | 0,48 | 0,77 | 0,59 | 0,8 | 0,33 |

| Local | Alegrete | Carvalhal | Piçarra | Atalaia | Pucariça | Outeiro |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 159 | 158 | 157 | 186 | 179 | 163 |
| Mín | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,10 | 0,11 |
| Méd | 0,31 | 0,31 | 0,29 | 0,25 | 0,27 | 0,24 |
| Máx. | 0,69 | 0,62 | 0,55 | 0,50 | 0,63 | 0,50 |

| | Cgl. SA (lado S do Tejo) | | | Conheiras | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | Ser. Alm. | Pai Neto | Cruxifixo | Lousa | Milreu | Lousa (f) | Montalvo |
| Nº | 90 | 58 | 63 | 192 | 194 | 193 | 220 |
| Mín | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,05 | 0,22 |
| Méd | 0,34 | 0,40 | 0,37 | 0,32 | 0,33 | 0,29 | 0,37 |
| Mín | 0,67 | 0,74 | 0,60 | 0,53 | 0,69 | 0,55 | 0,73 |

ção mais distal relativamente às amostras das conheiras de Milreu e Lousa, os Cgl. SA do lado norte do Tejo têm, em relação às amostras das conheiras, rolamento inferior.

Por sua vez, os Cgl. SA ao sul do Tejo apresentam índices de rolamento superiores a 0,30, que pode chegar a 0,40, com a média à volta de 0,36 nas amostras utilizadas para termo de comparação (Quadros IV-1 e IV-2). Fizeram-se mais medições nesta unidade litostratigráfica (ver adiante Quadro IV-8), tendo-se verificado não existirem diferenças significativas no rolamento dos calhaus entre a extremidade nordeste da bacia (área de Gavião) e em áreas mais a sudoeste (serra de Almeirim). Os clastos desta unidade litostratigráfica são sub-rolados a rolados, como se pode verificar através da representação do rolamento por classes (Quadro IV-3). Considerando as duas classes mais representativas de cada amostra, verifica-se que, a sul do Tejo, aquelas classes representam, quase sempre, mais de 70% de cada amostra, ao passo que, do lado norte, as duas classes mais representativas são as dos subangulosos e sub-rolados que, em conjunto, representam também mais de 70% de cada amostra.

### 4.1.2- Composição dos Cgl. SA dos lados norte e sul do Tejo e dos depósitos dos terraços

Comparando as percentagens de quartzo dos Cgl. SA do lado norte do Tejo (Quadro IV-1) com as percentagens de quartzo dos Cgl. SA a sul do Tejo e dos depósitos de terraços (vd., no capítulo VI, Quadros VI-6, VI-10, VI-11, VI-14 e VI-15), são notórias algumas diferenças no que respeita à média de quartzo de cada um dos depósitos e ao desvio padrão. Essas diferenças estão resumidas no Quadro IV-4 e Fig. IV-4.

Os Cgl. SA do lado sul do Tejo apresentam percentagens de quartzo com intervalos de confiança compreendidos entre 0,19 e 0,21, variando em torno da média de 0,19. Dos três tipos de depósitos, os Cgl. SA do lado sul do Tejo apresentam a percentagem mais baixa de quartzo e a menor vari-

abilidade deste elemento dentro do grupo, como se mostra pelos valores da variância e desvio padrão. Ao sul do Tejo, não se notam efeitos de grandes acarreios laterais com outra composição. Estes, se existiram, estão incorporadas no fluxo principal de nordeste para sudoeste, que após longo trajecto redistribuiu os diferentes elementos siliciclásticos numa população com composição petrográfica relativamente uniforme.

Apesar de termos considerado em conjunto as amostras muito pobres em quartzo, situadas junto às cristas de quartzito, do lado norte do Tejo, as amostras dos Cgl. SA apresentam a média mais alta de quartzo (0,40), com intervalo de confiança entre 0,32 e 0,45 e a maior variabilidade deste elemento consoante as áreas geográficas. A elevada percentagem de quartzo nos Clg. SA a norte do Tejo sugere uma fonte de alimentação diferente daquela que originou os Cgl. SA a sul do mesmo rio.

A formação dos terraços e respectivos depósitos constituem um episódio posterior aos Cgl. SA. Os elementos conglomeráticos dos terraços provêm essencialmente desta unidade e contêm clastos provenientes de conglomerados das duas margens do Tejo. É natural que a percentagem de quartzo corresponda a um valor intermédio. Os intervalos de confiança das percentagem de quartzo estão compreendidos entre 0,27 e 0,31, em torno da média de 0,30. A variabilidade deste elemento, medido pelos mesmos parâmetros de dispersão, é superior à dos Cgl. SA do lado sul do Tejo, mas inferior à dos Cgl. SA do lado norte.

### 4.1.3-Discussão e interpretação dos resultados do rolamento e composição petrográfica.

O menor rolamento dos clastos dos depósitos que culminam o enchimento da bacia a norte do Tejo, pode indicar que estes percorreram um trajecto mais curto do que os Cgl. SA a sul do Tejo. Não se pode atribuir, neste caso, a diferença de desgaste à composição petrográfica, pois os Cgl. SA do lado norte do Tejo apresentam maior percentagem de quartzo

Quadro IV-3 Classes de rolamento dos calhaus dos Cgl. SA a norte e sul do Tejo e das conheiras. (valores percentuais).



## Cgl. SA a N do Tejo

% por classes de rolamenrto

| Local | Medroa1 | Chorafome | Alegrete | Pucariça | V. Tábuas | Carvalhal | Brescovo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 156 | 164 | 159 | 179 | 217 | 158 | 178 |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,21 | 0,12 | 0,08 | 0,14 | 0,13 | 0,02 | 0,11 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,36 | 0,42 | 0,24 | 0,34 | 0,40 | 0,30 | 0,31 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,30 | 0,34 | 0,48 | 0,41 | 0,38 | 0,42 | 0,46 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,13 | 0,09 | 0,15 | 0,11 | 0,09 | 0,25 | 0,11 |
| Bem rolado > a 0.60 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |

| Local | Lousa1 (res.) | Milreu | Cartaxa | v.g. Pisão | Carrg.Souro | Piçarra |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 177 | 174 | 181 | 180 | 182 | 157 |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,03 | 0,21 | 0,03 | 0,12 | 0,12 | 0,02 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,47 | 0,50 | 0,30 | 0,40 | 0,31 | 0,33 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,34 | 0,25 | 0,42 | 0,40 | 0,48 | 0,53 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,16 | 0,04 | 0,25 | 0,06 | 0,10 | 0,12 |
| Bem rolado > a 0.60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |

| Local | Retaxo | Vilar Chão | Aveleira | Matagosinha | Maxial | v.g. Atalaia |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 173 | 176 | 184 | 188 | 183 | 186 |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,28 | 0,60 | 0,12 | 0,13 | 0,18 | 0,11 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,48 | 0,25 | 0,48 | 0,51 | 0,53 | 0,40 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,24 | 0,10 | 0,36 | 0,28 | 0,26 | 0,36 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,13 |
| Bem rolado > a 0.60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

| Local | Rio Moinhos | Outeiro | Foz Codes | Ameixioso | Lousa (pov) | Medroa2 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 187 | 163 | 189 | 191 | 193-a | 168 |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,04 | 0,12 | 0,16 | 0,04 | 0,11 | 0,02 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,40 | 0,52 | 0,47 | 0,47 | 0,50 | 0,50 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,42 | 0,32 | 0,28 | 0,36 | 0,39 | 0,42 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,12 | 0,04 | 0,09 | 0,11 | 0,00 | 0,06 |
| Bem rolado > a 0.60 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |

| | Cgl. SA a S do Tejo | | | conheiras | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | Pai Neto | Cruxifixo | Serra Alm. | Lousa2 | Lousa3 | Milreu cruzt. |
| Nº amostra | 58 | 63 | 90 | 192 | 193 | 194 |
| | % | % | % | % | % | % |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,00 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,14 | 0,17 | 0,28 | 0,31 | 0,39 | 0,24 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,40 | 0,33 | 0,40 | 0,36 | 0,52 | 0,50 |
| Rolado entre 0.40 e 0.6 | 0,36 | 0,45 | 0,26 | 0,24 | 0,08 | 0,24 |
| Bem rolado > a 0.6 | 0,11 | 0,03 | 0,06 | 0.00 | 0.00 | 0,02 |

**Quadro IV-14 Parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e dos terraços.**

| | Cgl. SA S do Tejo | Cgl. SA N do Tejo | Terraços |
|---|---|---|---|
| **N° das amostras** | 37 | 29 | 48 |
| **% quartzo (média)** | 0,20 | 0,39 | 0,29 |
| **Desv. Pad.** | 0,033 | 0,193 | 0,071 |
| **Erro estimado** | 0,01 | 0,07 | 0,02 |
| **Interv. conf.** | **Cgl. SA S do Tejo** | **Cgl. SA N do Tejo** | **Terraços** |
| **Máx. % Quartzo** | 0,21 | 0,46 | 0,31 |
| **Mín. % Quartzo** | 0,19 | 0,32 | 0,27 |

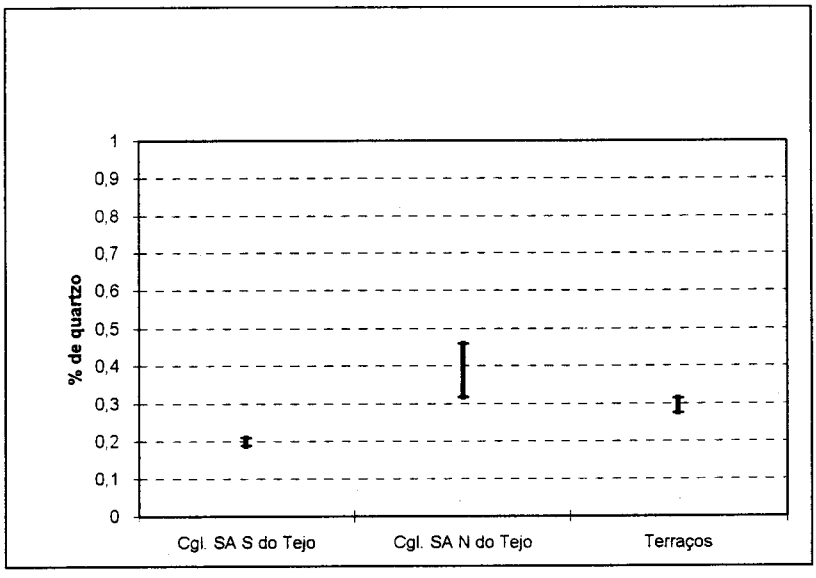



Fig. IV-4 Intervalos de confiança (95%) referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e dos terraços.

e este mineral tende a desgastar-se mais rapidamente do que o quartzito, em iguais circunstâncias de percurso. Atendendo apenas a este factor, o rolamento deveria ser mais alto nos Cgl. SA do lado norte do Tejo do que nos Cgl. SA da margem sul. Pode-se no entanto argumentar que, a sul do Tejo, os Cgl. SA apresentam rolamento superior aos Cgl. SA do lado norte, em função da distância percorrida e que este factor se sobrepõe ao da composição petrográfica. Nesta perspectiva, os Cgl. SA a sul do Tejo, corresponderiam a variação lateral de fácies dos Cgl. SA do lado norte do rio, ou seja, a fácies mais distais da mesma unidade (interpretação proposta por BARBOSA, 1995). Mas fica por explicar a diferença na composição petrográfica e a variação brusca no rolamento entre os depósitos dos dois lados do Tejo. Sabe-se que o desgaste dos calhaus aumenta rapidamente no início do transporte e mais lentamente quando os calhaus têm já um certo desgaste (KRUMBEIN, 1941 in PETTIJOHN, 1975). Confirma-se a ideia daquele autor nos Cgl. SA a sul do Tejo, pois o rolamento dos calhaus desta unidade é praticamente o mesmo na área de Gavião e na serra de Almeirim, apesar do último lugar se encontrar mais de cinquenta quilómetros a jusante do primeiro. Veja-se o rolamento das amostras de Martenote, Mouros, Alvisquer e Mata, situadas na região de Gavião (Quadro IV-8), que é semelhante ao rolamento da amostra da serra de Almeirim (Quadro IV-1).

Surge aqui um problema de correlação estratigráfica, sobre os depósitos das conheiras, paralelizados com os Cgl. SA (BARBOSA, 1995). Os elementos siliciclásticos das conheiras são formadas por calhaus rolados (Milreu $\rho$ 0,33; Lousa2 $\rho$ 0,32; Lousa $\rho$ 0,29; Montalvo $\rho$. 0,37)[2] com desgaste superior ao dos Cgl. SA, situados entre a ribeira de Codes e o Tejo. Os blocos de conheiras, situados em áreas mais proximais (Milreu e Lousa), apresentam rolamento superior ao dos depósitos que culminam o enchimento da bacia entre a ribeira de Codes e o Tejo, situados em posições relativamente mais distais. Na mesma unidade, dificilmente se explica que o rolamento seja, em posições distais, inferior ao das áreas proximais.

[2] No vale do Tejo também ocorrem conheiras idênticas às da ribeira do Codes. Entre estas, figuram as de Montalvo e as de Mouriscas.

Por outro lado, no interior dos Cgl. SA, que culminam o enchimento da bacia ao norte do Tejo encontram-se, esporadicamente, blocos bem rolados, idênticos aos das conheiras. Estes blocos, que atingiram grau de desgaste muito superior ao rolamento da maioria dos calhaus da unidade litostratigráfica que os incorporou, foram submetidos a condições de transporte muito mais prolongadas, que a maioria dos calhaus dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, a julgar pela imaturidade textural destes[3].

Os Cgl. SA que culminam o enchimento da bacia a norte do Tejo parecem ter removido blocos anteriormente rolados. Neste caso, os depósitos onde se realizaram as explorações mineiras (conheiras) deverão ser anteriores aos Cgl. SA da superfície culminante da bacia.

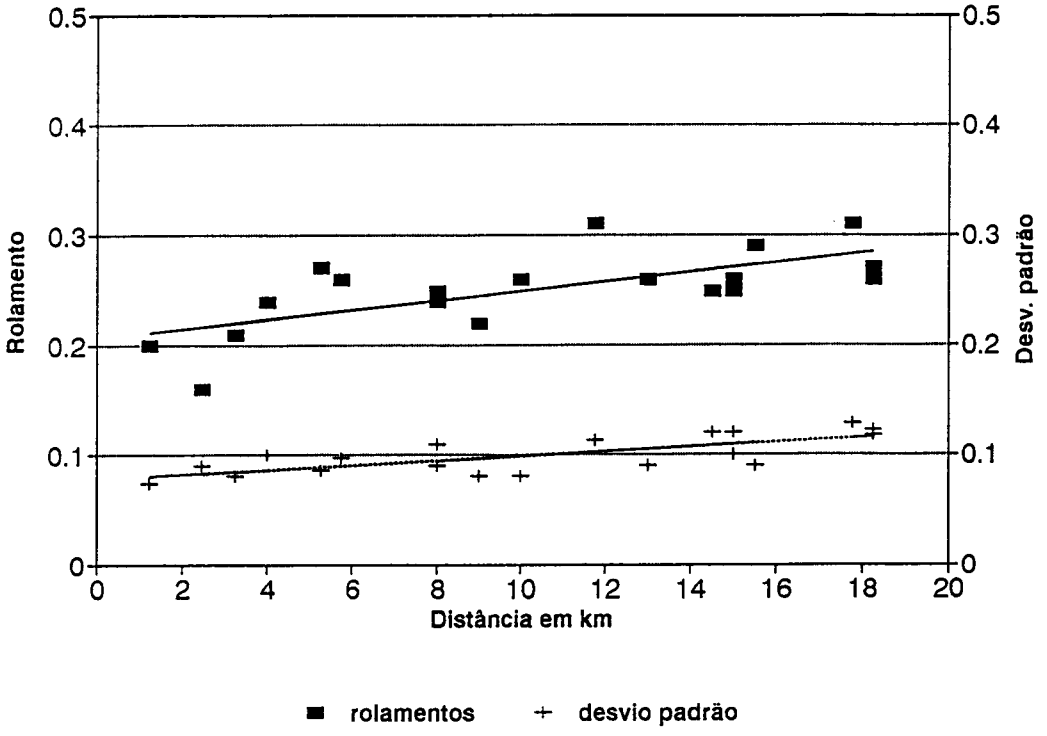
A representação do rolamento dos calhaus em função da distância (Fig. IV-5), mostra razoável correlação para amostras colhidas, numa linha N-S, desde a base das cristas de Vila de Rei (Retaxo) até às imediações do Tejo, no v.g. Alegrete. Verifica-se o esperado aumento do rolamento com a distância e um coeficiente de correlação de 0,69. Em cada local de amostragem, mediu-se o rolamento de 50 calhaus e determinou-se o desvio padrão dos valores do rolamento de cada amostra. Correlacionou-se o desvio padrão dos valores de rolamento de cada amostra com a distância às cristas de quartzito (linha inferior dos gráficos), tendo-se verificado, de novo, boa correlação.

---

[3] Os Cgl. SA a norte do Tejo são formados, maioritariamente, por clastos subangulosos e sub-rolados de quartzito e quartzo, podendo surgir, no interior desta unidade, rochas brandas (xistos, granito alterado) juntamente com alguns blocos de quartzito bem rolados, com 25 a 30 cm. Estes apresentam superfície lisa com cicatrizes de choque, tendo sido observados no interior da malha conglomerática dos Cgl. SA, nos cortes da estrada de Amoreira para a Medroa, no v.g Chorafome, no Vale das Tábuas. Alguns dos blocos rolados estão partidos e apresentam arestas com grande diferença de rolamento. Às vezes, um dos lados do bloco é bem rolado, enquanto, no outro, as arestas estão apenas boleadas. Esta característica indica que os blocos bem rolados foram sujeitos a dois episódios de transporte distintos. O lado bem rolado revela um transporte longo e antigo, enquanto as arestas boleadas indicam que o bloco sofreu fracturação num transporte curto e recente, que não chegou a introduzir grandes modificações no rolamento após a fracturação. Os clastos brandos, que de forma alguma podiam ter suportado as condições de transporte dos blocos lisos e rolados, sofreram um transporte curto e recente. Foi neste transporte que se deu, certamente, a incorporação, ou retoma dos blocos bem rolados.

Fig. IV-5 Correlação do rolamento e do desvio padrão do rolamento com a distância às cristas quartzíticas.






Quadro IV-5 Dados referentes ao rolamento, distância às cristas e valores de desvio padrão

| Local | Rol | Dist. Km | Desv. pad | Rol.teórico | D.pd. teór. |
|---|---|---|---|---|---|
| Alegrete | 0,31 | 17,75 | 0,13 | 0,28 | 0,12 |
| Pucariça | 0,26 | 18,25 | 0,12 | 0,29 | 0,12 |
| Pucariça | 0,27 | 18,25 | 0,12 | 0,29 | 0,12 |
| Carvalha | 0,31 | 11,75 | 0,11 | 0,26 | 0,10 |
| Brescovo | 0,26 | 5,75 | 0,10 | 0,23 | 0,09 |
| Lousa | 0,27 | 5,25 | 0,09 | 0,23 | 0,09 |
| v.g.Milreu | 0,21 | 3,25 | 0,08 | 0,22 | 0,08 |
| Retaxo | 0,2 | 1,25 | 0,07 | 0,21 | 0,08 |
| Carregal do Souto | 0,26 | 13 | 0,09 | 0,26 | 0,11 |
| Maxial | 0,22 | 9 | 0,08 | 0,25 | 0,10 |
| Foz do Codes | 0,25 | 8 | 0,11 | 0,24 | 0,09 |
| Matagosinha | 0,24 | 8 | 0,09 | 0,24 | 0,09 |
| Atalaia | 0,25 | 15 | 0,10 | 0,27 | 0,11 |
| Medroa | 0,25 | 14,5 | 0,12 | 0,27 | 0,11 |
| V. pisão | 0,26 | 15 | 0,12 | 0,27 | 0,11 |
| Piçarra | 0,29 | 15,5 | 0,09 | 0,27 | 0,11 |
| Vilar Chão | 0,16 | 2,5 | 0,09 | 0,22 | 0,08 |
| Aveleira | 0,24 | 4 | 0,1 | 0,22 | 0,09 |
| Tábuas | 0,26 | 10 | 0,08 | 0,25 | 0,10 |

A segunda correlação revela que, nas amostras mais afastadas da fonte de alimentação, existe maior dispersão em torno da média dos valores do rolamento, ou seja, quanto maior a distância percorrida maior a heterogeneidade no grau de rolamento adquirido pelos calhaus. Este facto compreende-se porque nem todos os calhaus adquirem, para igual trajecto, o mesmo grau de rolamento e porque, ao longo do percurso, existem contaminações que aumentam a heterogeneidade do rolamento dos calhaus. Julgamos que alguma heterogeneidade no grau de rolamento se pode atribuir à incorporação, nos Cgl. SA, de blocos e calhaus rolados, anteriores a esta unidade.

A incorporação dos blocos rolados nos sistemas deposicionais que originaram os Cgl. SA, à medida que estes progrediam para sul, origina, em cada local, desvios à média do rolamento dos restantes calhaus, afectados por um único "ciclo" de transporte. A incorporação de grande número de calhaus rolados, ao longo do trajecto percorrido, constitui uma contaminação no interior da malha conglomerática, provavelmente responsável pela heterogeneidade do grau de rolamento dos calhaus e, por conseguinte, pelo aumento do desvio padrão dos valores do rolamento de cada amostra com a distância (Fig. IV-5). Os blocos rolados no interior da malha conglomerática podem não ser os únicos responsáveis pela heterogeneidade do rolamento com a distância, outras contaminações, ou a fracturação de alguns calhaus, ao longo do percurso, terão efeito semelhante. Mas, se as contaminações fossem de calhaus angulosos e a fracturação com o transporte fosse muito importante, então não se devia verificar o esperado aumento do rolamento com a distância. O facto de, quer o rolamento, quer o desvio padrão dos valores do rolamento aumentarem com a distância, parece indicar contaminações dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, por calhaus com elevado grau de desgaste.

### 4.1.4-Esfericidade e forma dos calhaus

No cálculo da esfericidade utilizou-se a expressão de KRUMBEIN $\psi = \sqrt[3]{\frac{IS}{L^2}}$, in AZEVEDO (1982, p. 9). Nesta expressão matemática $\psi$ é o índice de esfericidade, $L$ o eixo maior do calhau, $I$ o eixo intermédio, situado no plano de maior projecção perpendicular a $L$ e $S$ o eixo menor, perpendicular ao plano de máxima projecção do calhau medido.

Nos valores da esfericidade, verificam-se pequenas diferenças entre os Cgl. SA do lado norte do Tejo e os Cgl. SA a sul do mesmo rio, apresentando, no entanto, os primeiros esfericidade ligeiramente superior (Quadro IV-6). No conjunto das amostras, a esfericidade média é de 0,68 nos Cgl. SA a sul do Tejo e 0,70 nos Cgl. SA do lado norte.

A esfericidade ligeiramente superior nos calhaus dos Cgl. SA do lado norte do Tejo contraria o esperado aumento deste índice com o rolamento (GREGORY, 1915, WENTWORTH, 1922b, KUENEN, 1964 e GROGAN, 1945, in PETTIJOHN, 1975). Atendendo a este factor, os Cgl. SA a sul do Tejo deveriam ter esfericidade superior, pois os calhaus desta unidade são mais rolados. Mas, além da modificação introduzida pelo agente de transporte, a esfericidade depende, sobretudo, da forma inicial do calhau e, por conseguinte, da composição petrográfica. Estes dois factores parecem ter alguma influência na esfericidade, verificando-se aumento deste índice com a percentagem de quartzo. Estes factores podem explicar os valores ligeiramente superiores da esfericidade dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, que como se verificou, apresentam maior enriquecimento de quartzo comparativamente aos Cgl. SA ao sul do Tejo.

Dado que a esfericidade depende da forma inicial do calhau que, em muitos casos, é controlada pela estrutura e modo de fractura da rocha (PETTIJOHN, 1975), os valores ligeiramente superiores da esfericidade dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, devem imputar-se, fundamentalmente, aos factores aludidos, favorecendo também a hipótese dos depósitos que culminam o enchimento da bacia a norte do Tejo terem uma área de alimentação diferente daquela que alimentou os Cgl. SA, depositados a sul do Tejo. Esta hipótese é igualmente reforçada pela forma dos calhaus

Quadro IV-6 Esfericidade dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e dos blocos das conheiras

## Cgl. SA a Norte do Tejo

| Local | Carregal | Atalaia | Medroa | Chorafome | Pucariça | Pucariça | Maxial | Vilar chão |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 182 | 186 | 156 | 164 | 179 | 179-a | 183 | 176 |
| Min | 0,55 | 0,48 | 0,51 | 0,52 | 0,43 | 0,45 | 0,48 | 0,52 |
| Méd | 0,69 | 0,69 | 0,71 | 0,71 | 0,70 | 0,69 | 0,69 | 0,69 |
| Máx | 0,88 | 0,88 | 0,91 | 0,96 | 0,95 | 0,89 | 0,91 | 0,87 |

| Local | Matagosinh: | V. Tábuas | Carvalhal | Brescovo | Foz Codes | Alegrete | Aveleira | Medroa2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 188 | 217 | 158 | 178 | 189 | 159 | 184 | 168 |
| Min | 0,49 | 0,46 | 0,55 | 0,51 | 0,50 | 0,50 | 0,58 | 0,48 |
| Méd | 0,68 | 0,69 | 0,73 | 0,72 | 0,67 | 0,71 | 0,71 | 0,69 |
| Máx | 0,90 | 0,87 | 0,91 | 0,91 | 0,78 | 0,99 | 0,85 | 0,89 |

| Local | Lousa1 | v.g.Milreu | Retaxo | Piçarra | Cartaxa | v.g.Pisão |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº | 177 | 174 | 173 | 157 | 181 | 180 |
| Min | 0,51 | 0,58 | 0,44 | 0,45 | 0,53 | 0,48 |
| Méd | 0,67 | 0,73 | 0,68 | 0,69 | 0,69 | 0,67 |
| Máx | 0,85 | 0,93 | 0,94 | 0,94 | 0,88 | 0,89 |

| | Cgl.SA a S do Tejo | | | Conheiras | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | Pai Neto | Cruxif | S. Almeir | Lousa2 | Lousa | Milreu | Montalvo |
| Nº | 58 | 63 | 90 | 192 | 193 | 194 | 220 |
| Min | 0,45 | 0,47 | 0,47 | 0,40 | 0,52 | 0,44 | 0,48 |
| Méd | 0,68 | 0,69 | 0,67 | 0,66 | 0,67 | 0,68 | 0,66 |
| Máx | 0,89 | 0,84 | 0,83 | 0,99 | 0,82 | 0,84 | 0,87 |

## Total das Amostras

| | Cgl. SA | | Conheiras |
|---|---|---|---|
| | N Tejo | S Tejo | |
| Méd. Min | 0,50 | 0,46 | 0,46 |
| Méd. méd. | 0,70 | 0,68 | 0,67 |
| Méd. máx | 0,90 | 0,85 | 0,88 |

Quadro IV-7 Formas dos calhaus dos Cgl. SA a norte e a sul do Tejo e dos blocos das conheiras

## Cgl. SA a N do Tejo

(valores em percentagens)

| Local | v.g. Pisão | Medroa | Chorafome | Pucariça | Carvalhal | Brescovo | v.g.Milreu | Alegrete |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 180 | 156 | 164 | 179 | 158 | 178 | 174 | 159 |
| Discoidal | 0,38 | 0,33 | 0,2 | 0,25 | 0,34 | 0,33 | 0,23 | 0,31 |
| Esferoidal | 0,20 | 0,38 | 0,46 | 0,42 | 0,43 | 0,4 | 0,46 | 0,43 |
| Laminada | 0,14 | 0,03 | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,15 | 0,06 | 0,08 |
| Bastonada | 0,28 | 0,26 | 0,25 | 0,29 | 0,19 | 0,11 | 0,25 | 0,18 |

| Local | C.Souto | Matagosin | Foz Codes | Maxial | Retaxo | Cartaxa | Lousa | V. Tábuas |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nº amostra | 182 | 188 | 189 | 183 | 173 | 181 | 177 | 217 |
| Discoidal | 0,29 | 0,38 | 0,42 | 0,24 | 0,34 | 0,20 | 0,21 | 0,56 |
| Esferoidal | 0,31 | 0,33 | 0,21 | 0,32 | 0,24 | 0,32 | 0,34 | 0,26 |
| Laminada | 0,13 | 0,08 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,04 | 0,21 | 0,06 |
| Bastonada | 0,27 | 0,21 | 0,26 | 0,32 | 0,3 | 0,44 | 0,21 | 0,11 |

| | Cgl.SA a S do Tejo (valores em percentagem) | | | | | Conheiras (valores em percentagem) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | Pai Neto | Cruxifixo | S.Almeir | Martenote | Cadafaz | Lousa | Lousa | Milreu | Montalvo |
| Nº amostra | 58 | 63 | 90 | 127 | 128 | 192 | 193 | 194 | 220 |
| Discoidal | 0,38 | 0,31 | 0,35 | 0,41 | 0,45 | 0,53 | 0,68 | 0,32 | 0,33 |
| Esferoidal | 0,20 | 0,39 | 0,26 | 0,28 | 0,26 | 0,12 | 0,07 | 0,40 | 0,33 |
| Laminada | 0,14 | 0,08 | 0,11 | 0,14 | 0,11 | 0,18 | 0,11 | 0,10 | 0,19 |
| Bastonada | 0,28 | 0,22 | 0,28 | 0,15 | 0,17 | 0,16 | 0,14 | 0,18 | 0,14 |

## Total das amostras

| | Cgl. SA | | Conheiras |
|---|---|---|---|
| | N do Tejo | S do Tejo | |
| | % | % | % |
| Discoidal | 0,31 | 0,38 | 0,47 |
| Esferoidal | 0,34 | 0,28 | 0,23 |
| Laminada | 0,09 | 0,12 | 0,15 |
| Bastonada | 0,25 | 0,22 | 0,16 |

(Quadro IV-7), estabelecida a partir da relação entre os eixos *I/L* e *S/I* e consulta da tabela de CATACOSINOS in AZEVEDO (1982, p. 9.) [4].

Os calhaus dos Cgl. SA a sul do Tejo são mais achatados do que os dos Cgl. SA do bordo norte da bacia, que apresentam uma forma mais equidimensional. Nas diversas amostragens, verifica-se predomínio da forma discoidal nos Cgl. SA a sul do Tejo, enquanto nos Cgl. SA do lado norte há maior número de amostras em que a forma esferoidal é predominante.

Embora o agente de transporte introduza modificações à forma inicial do calhau, em geral, esta é largamente determinada pela sua forma original (PETTIJOHN, 1975). Deste modo, as formas predominantemente discoidais dos Cgl. SA a sul do Tejo e com mais elementos equidimensionais nos Cgl. SA do lado norte, parecem determinadas por estruturas geológicas diferenciadas, no que respeita ao diaclasamento, estratificação e modo de fractura.

## 4.2- ÁREA DE MAÇÃO-ENVENDOS

A leste de Sardoal, fez-se idêntico procedimento ao realizado na área a norte de Abrantes, para comparar os depósitos culminantes da bacia dos dois lados do rio Tejo. Utilizou-se a composição petrográfica e o rolamento dos calhaus e foi em função destes parâmetros, que se agruparam as amostras do Quadro (IV-8) com expressão gráfica na Fig. IV-6.

### 4.2.1-Composição petrográfica e rolamento

Considerando a composição e o rolamento, as amostras dos depósitos

[4] L corresponde à maior dimensão do calhau; I ao eixo intermédio, situado no plano de máxima projecção, perpendicular a L e S à menor dimensão, perpendicular ao plano de projecção máxima.

conglomeráticos da área de Mação-Envendos agrupam-se em dois conjuntos (Quadro IV-8 e Fig. IV-6), existindo excepções que se explicam.

O primeiro grupo, caracteriza-se por possuir elevada percentagem de quartzo, com intervalos de confiança em torno da média de 0,45 e fraco rolamento (inferior a 0,30). O índice de desgaste dos calhaus é próximo de 0,25, sendo a maioria dos calhaus subangulosos a sub-rolados. Estas duas classes representam mais de 70% dos calhaus de cada amostra, como se pode verificar no (Quadro IV-10). As amostras deste grupo apresentam as mesmas características morfométricas e petrográficas das amostras dos Cgl. SA da área a norte de Abrantes. As amostras de Furtado e Vale Junco constituem casos duvidosos, pois apresentam percentagem de quartzo inferior às amostras deste grupo. No entanto, a posição destas amostras, muito próximo das cristas quartzíticas do sinclinório de Amêndoa-Envendos, pode explicar o fraco rolamento e a baixa percentagem de quartzo, pelas mesmas razões que se invocaram, na área de Milreu, para as amostras de Retaxo, Pisão Cimeiro e Vilar Chão.

O segundo grupo é composto por amostras com elevado rolamento (superior a 0,30) e baixa percentagem de quartzo (quase sempre inferior a 25%) para a maioria das amostras. Os calhaus são sub-rolados a rolados, representando estas duas classes mais de 70% dos calhaus de cada amostra (Quadro IV-10). O rolamento dos calhaus destas amostras é idêntico ao dos Cgl. SA a sul do Tejo, que se tomam para termo de comparação (Martenote, Cadafáz e Mouros). No que respeita ao seu enquadramento geomorfológico e estratigráfico, as amostras deste grupo (Alvisquer, v.g. Mata, Areia e Monte Novo[5]) colheram-se em depósitos da superfície culminante, as outras (Senhora dos Matos, Torre 230 m) em depósitos parcialmente truncados pelo nível de Mação-Penhascoso. As amostras deste grupo foram colhidas em áreas relativamente próximas da posição actual do Tejo.

No canto inferior direito do gráfico, apresentam-se amostras dos blocos das conheiras, que se caracterizam por terem rolamento elevado e bai-

[5]A amostra de Monte Novo particulariza, apenas, depósitos da extremidade sul, mas não se aplica à maioria dos depósitos desta superfície.

**Quadro IV-8 Composição petrográfica dos leques aluviais, Cgl. SA e conheiras (área a leste de Sardoal).** 

## Depósitos do 1° Grupo (Leques Aluviais)

Area de Mação-Envendos

| LOCAL | N° | Quartzo | Quartzito | Total | % QZ | % QT | Erro est. | MPS | Rol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vale Junco | 196 | 55 | 275 | 330 | 0,17 | 0,83 | 0,04 | 22,6 | SA |
| v.g.Boavista | 199 | 106 | 211 | 317 | 0,33 | 0,67 | 0,05 | 37,4 | 0,27 |
| Caldeirinha1 (Mação) | 200 | 109 | 227 | 336 | 0,32 | 0,68 | 0,05 | 29,0 | 0,26 |
| v.g.Torre 255 m | 201 | 178 | 233 | 411 | 0,43 | 0,57 | 0,05 | 34,3 | 0,20 |
| v.g.Torre 226 m | 202 | 192 | 256 | 448 | 0,43 | 0,57 | 0,05 | 29,1 | 0,21 |
| Caratão | 203 | 168 | 225 | 393 | 0,43 | 0,57 | 0,05 | 28,0 | 0,28 |
| Vale da Mua | 204 | 168 | 202 | 370 | 0,45 | 0,55 | 0,05 | 38,3 | 0,26 |
| Chão do Rei | 205 | 165 | 178 | 343 | 0,48 | 0,52 | 0,05 | 32,0 | 0,26 |
| Caldeirinha2 (Mação) | 206 | 155 | 233 | 388 | 0,40 | 0,60 | 0,05 | 31,6 | 0,26 |
| v.g.Penhascoso | 207 | 105 | 140 | 245 | 0,43 | 0,57 | 0,06 | | 0,24 |
| Mte. Penedo 170 m | 208 | 105 | 205 | 310 | 0,34 | 0,66 | 0,05 | 30,5 | 0,21 |
| Mte. Penedo 238 m | 209 | 95 | 178 | 273 | 0,35 | 0,65 | 0,06 | 30,8 | 0,23 |
| Furtado | 210 | 53 | 134 | 187 | 0,28 | 0,72 | 0,06 | 25,0 | 0,26 |
| TOTAL | | 1654 | 2697 | 4351 | 0,37 | 0,63 | 0,05 | 30,7 | 0,25 |

## Depósitos do 2° Grupo (Cgl.SA)

| | N° | Quartzo | Quartzito | Total | %QZ | %Qt | Erro | MPS | Rol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Alvisquer 269 m | 211 | 131 | 355 | 486 | 0,27 | 0,73 | 0,04 | 23,0 | 0,34 |
| Mata 319 m | 212 | 94 | 303 | 397 | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 18,0 | 0,33 |
| Torre 230 m (leitos) | 213 | 29 | 203 | 232 | 0,13 | 0,88 | 0,04 | 10,1 | |
| Monte Novo 209 m | 126 | 47 | 264 | 311 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 28,2 | 0,33 |
| Senhora dos Matos | 89 | 44 | 158 | 202 | 0,22 | 0,78 | 0,06 | 20,0 | 0,30 |
| v.g. Belver | 221 | 39 | 120 | 159 | 0,25 | 0,75 | 0,07 | 24,0 | 0,35 |
| Areia 284 m | 214 | 93 | 220 | 313 | 0,30 | 0,70 | 0,05 | 25,0 | 0,31 |
| Mouros (sul do Tejo) | 195 | 21 | 60 | 81 | 0,26 | 0,74 | 0,10 | 22,0 | 0,33 |
| Cadafáz ( " ) | 128 | 98 | 311 | 409 | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 18,0 | 0,35 |
| Martenote ( " ) | 127 | 54 | 301 | 355 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 15,0 | 0,35 |
| TOTAL | | 650 | 2295 | 2945 | 0,22 | 0,78 | 0,05 | 20,3 | 0,33 |

## 3° Grupo (Conheiras)

| | N° | Quartzo | Quartzito | Total | %QZ | %Qt | Erro | MPS | Rol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Caratão (conheira) | 215 | 46 | 169 | 215 | 0,21 | 0,79 | 0,05 | 39,6 | 0,35 |
| V. Mua (conheira) | 216 | 6 | 44 | 50 | 0,12 | 0,88 | 0,09 | 28,0 | 0,34 |
| Mouriscas (conheira) | 219 | 19 | 182 | 201 | 0,09 | 0,91 | 0,04 | 33,2 | 0,32 |
| TOTAL | | 71 | 395 | 466 | 0,14 | 0,86 | 0,06 | 33,6 | 0,34 |

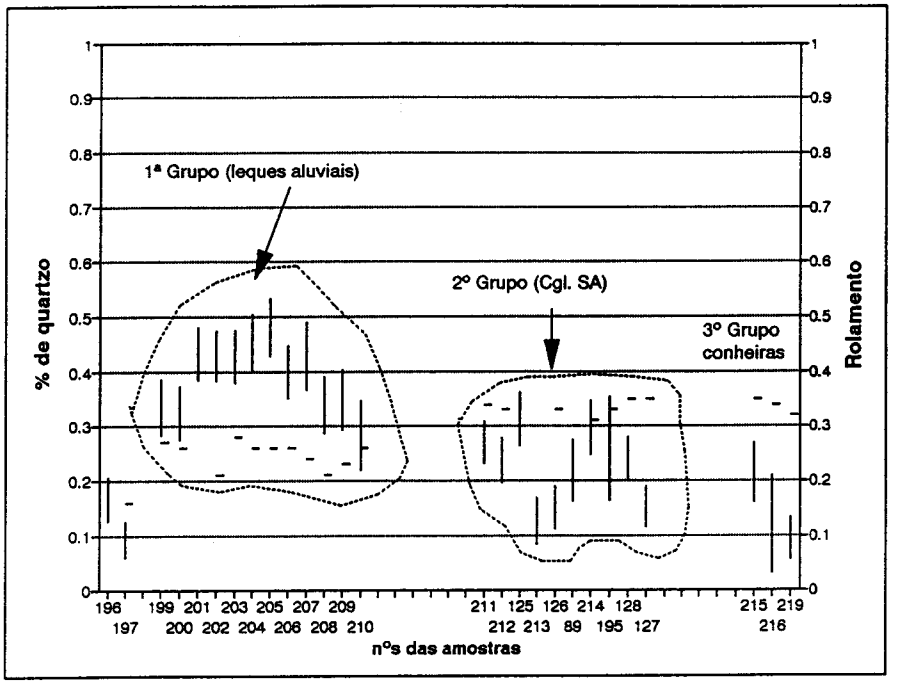



Fig. IV-6 Composição petrográfica e rolamento dos calhaus dos leques aluviais, dos Conglomerados de Serra de Almeirim ao sul do Tejo (Cgl. SA) e dos blocos de conheiras da área de Mação - Envendos.

Quadro IV-9 Rolamento dos calhaus dos leques aluviais , dos Cgl SA e de blocos de conheiras (área de Mação-Envendos).

1° Grupo (Leques Aluviais)

| Local | Caratão | Maçãol | Maçã02 | Boavista | Torre 257 m | Torre 226 m |
|---|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 203 | 200 | 206 | 199 | 201 | 202 |
| Mín | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,09 |
| Méd | 0,28 | 0,26 | 0,26 | 0,27 | 0,20 | 0,21 |
| Máx | 0,65 | 0,50 | 0,57 | 0,47 | 0,40 | 0,70 |
| Rol quartzo | 0,28 | 0,28 | 0,30 | 0,28 | 0,27 | 0,27 |
| Rol quartzi | 0,27 | 0,25 | 0,25 | 0,24 | 0,17 | 0,19 |

| Local | V. Mua | Chão Rei | Furtado | Pened 170 m | Pened 238 m | Penhascoso |
|---|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 204 | 205 | 210 | 208 | 209 | 207 |
| Mín | 0,08 | 0,10 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,06 |
| Méd | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,21 | 0,23 | 0,24 |
| Máx | 0,47 | 0,52 | 0,60 | 0,45 | 0,64 | 0,53 |
| Rol quartzo | 0,29 | 0,29 | 0,27 | 0,28 | 0,23 | |
| Rol quartzi | 0,24 | 0,23 | 0,27 | 0,19 | 0,22 | |

2° Grupo (Cgl.SA)

| Local | Srª Matos | Mte.Novo | Mata | Alvisquer | Areia |
|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 89 | 126 | 212 | 211 | 214 |
| Mín | 0,15 | 0,13 | 0,17 | 0,13 | 0,13 |
| Méd | 0,30 | 0,33 | 0,33 | 0,34 | 0,31 |
| Máx | 0,57 | 0,63 | 0,62 | 0,7 | 0,74 |
| Rol quartzo | | | 0,37 | 0,37 | 0,39 |
| Rol quartzito | | | 0,32 | 0,35 | 0,31 |

| Local | Mouros | Cadafaz | Martenote | v.g.Belver |
|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 195 | 128 | 127 | 221 |
| Mín | 0,10 | 0,13 | 0,09 | 0,15 |
| Méd | 0,33 | 0,35 | 0,35 | 0,35 |
| Máx | 0,75 | 0,72 | 0,67 | 1,00 |
| Rol quartzo | 0,35 | 0,40 | 0,37 | |
| Rol quartzi | 0,33 | 0,32 | 0,35 | |

3° Grupo Conheiras

| Local | Caratão1 | V. Mua1 |
|---|---|---|
| N° amostra | 215 | 216 |
| Mín | 0,15 | 0,15 |
| Méd | 0,35 | 0,34 |
| Máx | 0,69 | 0,78 |

| Total das amostras | | |
|---|---|---|
| Leques Aluviais | Cgl.SA | Conheiras |
| 0,09 | 0,14 | 0,15 |
| 0,25 | 0,33 | 0,35 |
| 0,54 | 0,65 | 0,74 |

Quadro IV-10 Valores percentuais por classes de rolamento (depósitos da área de Mação-Envendos).

1° Grupo (Leques Aluviais)

| Local | Caratão | Vale Mua | Ch do Rei | Torre 226 m | Torre 257 m | Penhascoso 27( | Furtado |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° | 203 | 204 | 205 | 202 | 201 | 207 | 210 |
| Anguloso entre 0 e .15 | 0,11 | 0,09 | 0,05 | 0,18 | 0,30 | 0,17 | 0,04 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,37 | 0,47 | 0,39 | 0,47 | 0,46 | 0,43 | 0,40 |
| Subrolado entre 0.25 e 0.40 | 0,34 | 0,29 | 0,49 | 0,29 | 0,20 | 0,31 | 0,49 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,16 | 0,16 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,09 | 0,07 |
| Bem rolado > 0.60 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

| Local | Mação1 | Mação2 | Boavista | Penedo1 | Penedo2 | Cgl.SA Martenote | Cgl.SA Areia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° | 200 | 206 | 199 | 208 | 209 | 127 | 214 |
| Anguloso entre 0 e .15 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,18 | 0,18 | 0,01 | 0,01 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,43 | 0,38 | 0,45 | 0,51 | 0,55 | 0,17 | 0,30 |
| Subrolado entre 0.25 e 0.40 | 0,50 | 0,45 | 0,26 | 0,27 | 0,21 | 0,49 | 0,45 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,00 | 0,09 | 0,19 | 0,04 | 0,06 | 0,30 | 0,22 |
| Bem rolado > 0.60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,02 |

2° Grupo (Cgl. SA)

| Local | Alvisquer | Mte. Novo | Mata | Sra. Matos | Mouros | Cadafáz | v.g Belver |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° | 211 | 126 | 212 | 89 | 195 | 128 | |
| Anguloso entre 0 e .15 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,19 | 0,24 | 0,23 | 0,42 | 0,21 | 0,16 | 0,22 |
| Subrolado entre 0.25 e 0.40 | 0,42 | 0,40 | 0,49 | 0,32 | 0,52 | 0,49 | 0,52 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,35 | 0,33 | 0,25 | 0,26 | 0,19 | 0,27 | 0,22 |
| Bem rolado > 0.60 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,04 |

| Local | Conheiras Caratão | Conheiras Vale Mua |
|---|---|---|
| N° | 215 | 216 |
| Anguloso entre 0 e .15 | 0,00 | 0,00 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,19 | 0,20 |
| Subrolado entre 0.25 e 0.40 | 0,51 | 0,48 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,25 | 0,28 |
| Bem rolado > 0.60 | 0.05 | 0.04 |

| Total das Amostras | | |
|---|---|---|
| Leq.alv. | Cgl.SA | Conheiras |
| % | % | % |
| 0,13 | 0,01 | 0,00 |
| 0,45 | 0,24 | 0,20 |
| 0,34 | 0,45 | 0,50 |
| 0,08 | 0,27 | 0,27 |
| 0,00 | 0,03 | 0,05 |

xa percentagem de quartzo, características semelhantes às dos blocos de conheiras da área de Milreu.

### 4.2.2-Forma e esfericidade dos calhaus (Quadros IV-11 e IV-12)

Como se pode verificar pelos quadros, nas amostras com fraco rolamento e elevada percentagem de quartzo, predominam calhaus com formas de grandes e pequenos rebolos, em vez das formas achatadas ou discoidais, características das amostras com elevado rolamento e baixa percentagem de quartzo (Quadros IV-11). Em doze amostras do primeiro grupo, nove revelam predomínio da forma esferoidal sobre a forma discoidal, enquanto nas amostras com rolamento superior a 0,30 e baixa percentagem de quartzo predominam as formas discoidais em relação às formas esferoidais.

À semelhança do que acontece na área ao norte de Abrantes, o predomínio das formas esferoidais, nas amostras do primeiro grupo, não deve atribuir-se ao desgaste causado pelo agente de transporte[6], mas provavelmente à forma inicial dos calhaus, determinada pela estrutura, modo de fractura e litologia da área de alimentação. As diferenças de forma nos calhaus do primeiro grupo de amostras apontam para uma fonte de alimentação diferente daquela que originou as amostras do segundo grupo, onde predominam calhaus bem rolados, com formas discoidais.

A esfericidade não se revelou um bom índice de distinção dos depósitos, pois as diferenças são pequenas. As amostras com elevada percentagem de quartzo apresentam esfericidade média de 0,70 e as amostras com baixa percentagem do mesmo mineral têm esfericidade média de 0,68 (Quadro IV-12). No entanto, as amostras do primeiro grupo, com fraco rolamento, apresentam esfericidade superior à das amostras de calhaus mais rolados, indicando que a esfericidade determinada pela forma inicial

6 Se a forma esferoidal fosse determinada pelo desgaste introduzido pelo agente de transporte, os clastos dos Cgl SA deveriam ter formas esferoidas, pois são mais rolados. Acontece que, nestes, predominam as formas discoidais.

Quadro IV-11 Forma dos calhaus (depósitos da área de Mação-Envendos).



## 1° Grupo (Leques Aluviais)

(valores percentuais)

| Local | Torre 226 r | Torre 255 r | Caratão | V. Mua | Chão Rei | Penhasc | Furtado |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 202 | 201 | 203 | 204 | 205 | 207 | 210 |
| Discoidal | 0,18 | 0,37 | 0,40 | 0,20 | 0,27 | 0,32 | 0,28 |
| Esferoidal | 0,47 | 0,35 | 0,27 | 0,48 | 0,44 | 0,34 | 0,33 |
| Laminada | 0,09 | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,11 | 0,14 | 0,15 |
| Bastonada | 0,26 | 0,22 | 0,22 | 0,24 | 0,18 | 0,20 | 0,24 |

| Local | Penedo 1 | Penedo 2 | Boavista | Mação1 | Mação2 | 3° G. conheiras: Caratão | 3° G. conheiras: V. da Mua |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 208 | 209 | 199 | 200 | 206 | 215 | 216 |
| Discoidal | 0,32 | 0,24 | 0,32 | 0,15 | 0,34 | 0,33 | 0,52 |
| Esferoidal | 0,23 | 0,30 | 0,50 | 0,57 | 0,34 | 0,31 | 0,30 |
| Laminada | 0,18 | 0,15 | 0,02 | 0,04 | 0,13 | 0,17 | 0,02 |
| Bastonada | 0,27 | 0,30 | 0,17 | 0,24 | 0,20 | 0,17 | 0,16 |

## 2° Grupo (Cgl.SA)

| Local | Alvisquer | Mte Novo | v.g.Mata | Srª Matos | Cadafáz | Mouros | v.g. Belvre |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° amostra | 211 | 126 | 212 | 89 | 128 | 195 | 221 |
| Discoidal | 0,40 | 0,39 | 0,39 | 0,34 | 0,45 | 0,43 | 0,37 |
| Esferoidal | 0,20 | 0,31 | 0,21 | 0,16 | 0,26 | 0,18 | 0,35 |
| Laminada | 0,13 | 0,13 | 0,08 | 0,22 | 0,11 | 0,27 | 0,13 |
| Bastonada | 0,27 | 0,17 | 0,31 | 0,28 | 0,17 | 0,12 | 0,16 |

| 2° Grupo Cgl.SA | | |
|---|---|---|
| Local | Martenote | Areia |
| N° amostra | 127 | 214 |
| Discoidal | 0,41 | 0,26 |
| Esferoidal | 0,28 | 0,41 |
| Laminada | 0,15 | 0,09 |
| Bastonada | 0,16 | 0,23 |

| Total das amostras | | | |
|---|---|---|---|
| | Leq.alv | Cgl.SA | Conh |
| | % | % | % |
| Discoidal | 0,28 | 0,38 | 0,43 |
| Esferoidal | 0,39 | 0 25 | 0,31 |
| Laminada | 0,10 | 0,15 | 0,10 |
| Bastonada | 0,23 | 0,21 | 0,17 |

Quadro IV-12 Esfericidade dos calhaus (depósitos da área de Mação-Envendos)

| 1° Grupo (leques aluviais) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Local | Caratão | V. Mua | Chão Rei | Boavista | Torre 226 m | Torre 255 m |
| N° amostra | 203 | 204 | 205 | 199 | 202 | 201 |
| Esferc. | 0,70 | 0,71 | 0,72 | 0,72 | 0,71 | 0,70 |
| Local | Penedo 1 | Penedo 2 | Penhascoso | Maçãol | Maçãо2 | Furtado |
| N° amostra | 209 | 208 | 207 | 200 | 206 | 210 |
| Esferc. | 0,67 | 0,68 | 0,70 | 0,69 | 0,71 | 0,69 |

| 2° Grupo Cgl. SA | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Local | v.g. Mata | Sr° Matos | Areia | Mte. Novo | Alvisquer |
| N° amostra | 212 | 89 | 214 | 126 | 211 |
| Esferc. | 0,67 | 0,63 | 0,70 | 0,68 | 0,69 |
| Local | Martenote | Mouros | v.g. Belver | Cadafaz | |
| N° amostra | 127 | 195 | 221 | 128 | |
| Esferc. | 0,68 | 0,69 | 0,69 | 0,69 | |

| 3° G. conheiras | | |
|---|---|---|
| Local | Caratão | V. Mua |
| N° amostra | 215 | 216 |
| Esferc. | 0,68 | 0,70 |

| Total das Amostras | | |
|---|---|---|
| Leq. alv | Cgl.SA | Conh |
| **0,70** | **0,68** | **0,69** |

do calhau sobrepõe-se a um eventual aumento deste parâmetro, introduzido pelo agente de transporte.

É possível que o aumento da esfericidade seja devido ao quartzo, pois os filões deste mineral parecem-nos mais propensos a originar, por fracturação, elementos com a forma de pequenos rebolos, enquanto as bancadas estratificadas dos quartzitos poderão destacar calhaus com certo achatamento, considerando que a fracturação dos blocos aproveita os planos de estratificação das referidas bancadas.

Como acabamos de ver, as amostras que culminam o enchimento da bacia, nesta área, agrupam-se em duas categorias, com as mesmas características, em termos de composição, rolamento e restantes parâmetros morfométricos, que distinguem os Cgl SA a norte e a sul do Tejo, estudados anteriormente. No entanto, a distribuição geográfica dos depósitos com baixa percentagem de quartzo e elevado rolamento não se encontra aqui tão rigidamente separada pela linha divisória do Tejo, como acontece na área de Abrantes, uma vez que depósitos com estas características também aparecem do lado norte do Tejo, ainda que em áreas próximas do actual traçado do rio. Do lado norte do Tejo, os Cgl. SA com características tipicamente fluviais, (ou seja, com calhaus sub-rolados a rolados) também culminam o enchimento da bacia nos relevos residuais Mata, Areia, Monte Alegre e Alvisquer, situados do lado noroeste do troço do Tejo, a montante de Gavião. Por sua vez, os depósitos com fraco rolamento e elevada percentagem de quartzo da região de Mação e Envendos, como aqueles que cobrem o planalto de Chão do Rei e a rampa de Telégrafo, a sul de Mação, parecem ter sido depositados por mecanismos do tipo leque aluvial (BARBOSA, 1995).

Registamos que a distribuição dos Cgl. SA, com características tipicamente fluviais (de calhaus rolados) coincide, do lado noroeste do Tejo, com uma área onde não se verificam desníveis tectónicos importantes entre a superfície culminante da bacia dos dois lados do Tejo. Esta situação não acontece no troço E-W do Tejo, a jusante da falha de Gavião, onde as

duas superfícies estão deslocadas por um degrau tectónico E-W, sensivelmente paralelo ao traçado do Tejo.

## 4.3-INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS MORFOMÉTRICOS

Conjugando o rolamento e a composição petrográfica, podem-se separar os depósitos da superfície culminante em dois conjuntos.

Um grupo de amostras, que se caracteriza por ter fraco rolamento, uma composição de quartzo e quartzito muito idêntica, predomínio de formas esferoidais sobre formas discoidais e esfericidade superior à dos Cgl. SA ao sul do Tejo. Algumas amostras deste grupo poderão ser bastante pobres em quartzo, circunstância que parece estar relacionada com a proximidade das cristas de quartzito. Nos depósitos deste grupo estão incluídas a "associação A" dos Cgl. SA (BARBOSA,1995) e os leques aluviais dos Cgl. VR, aqui incluídos num único grupo, que designamos, de modo informal, por *Cgl. SA com fácies de leque aluvial proximal.*

O outro grupo de depósitos, composto por calhaus sub-rolados a rolados, com esfericidade ligeiramente inferior e predomínio de formas discoidais, é menos rico em quartzo. As amostras deste grupo apresentam grandes semelhanças com as dos Cgl. SA a sul do Tejo, com fácies tipicamente fluviais (de calhaus sub-rolados a rolados), que se tomaram para termo de comparação. Do lado norte do Tejo, os depósitos deste grupo, apenas surgem em posição culminante, no alinhamento de relevos residuais que se estendem do v.g. Mata, a sul de Envendos, até Alvisquer, próximo de Gavião, mas sempre em pontos da superfície culminante pouco afastados da posição actual do Tejo. A jusante da falha de Gavião, coincidente com o traçado geral E-W do Tejo e com o degrau tectónico com idêntico rumo, não se encontram, em posição culminante, os *Cgl. SA com fácies fluviais* (de calhaus sub-rolados a rolados), mas depósitos com carac-

terísticas morfométricas (composição, rolamento etc.) semelhantes às dos Cgl. SA com fácies de leque aluvial, da área de Mação.

A jusante da falha de Gavião, as diferenças tão marcadas na composição petrográfica, no rolamento dos depósitos da superfície culminante dos dois lados do Tejo e o modo brusco dessa variação (rolamento e composição), sugerem-nos que os depósitos do primeiro grupo (Cgl. SA com fácies de leque aluvial), deverão constituir derrames laterais de bordo de bacia, enquanto os Cgl. SA com fácies fluviais, deverão corresponder a depósitos transportados segundo o eixo longitudinal da bacia, provenientes, portanto, de áreas mais longínquas. Um modelo deposicional deste tipo é apontado para os "Conglomerados de Falagueira", na Beira Baixa (CUNHA, 1992, 1996).

No que respeita aos blocos rolados, que se encontram nos amontoados das explorações mineiras (conheiras), esses blocos terão sido incorporados pelos Cgl. SA que culminam o enchimento da bacia a norte do Tejo; fariam parte de depósitos mais antigos, removidos pelos Cgl. SA com fácies do tipo leque aluvial, na altura do derrame destes leques.

## 4.4-DEPÓSITOS DO RELEVO RESIDUAL ATALAIA (190 M)

Este relevo residual situa-se a sul de Tramagal e destaca-se 45 m do nível do Campo Militar de Sta. Margarida (NCM), que trunca os Cgl. SA (veja-se, adiante, Figs. V-10 e V-12 e VIII-3). O relevo é constituído por um afloramento granítico que suporta, no topo, um depósito com 7 m de espessura.

A abertura de uma sanja, no alto da colina, permitiu determinar a espessura do depósito e verificar a identidade, em termos petrográficos e morfométricos, entre os depósitos do relevo residual Atalaia e os Cgl. SA com fácies de leque aluvial a norte do Tejo. Veja-se, a propósito, a amostra

nº 186 de Atalaia (Quadro IV-1). Não se conhecem, a sul do Tejo, mais vestígios dos Cgl. SA com fácies de leque aluvial[7].

## 4.5- PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS

A abertura, durante o ano de 1995, do novo Itinerário Principal 6 (I.P.6), junto à escarpa de falha de Rio de Moinhos-Amoreira e de Vila de Rei-Sardoal permitiu estudar novos afloramentos, que acrescentam outras informações sobre os depósitos do bordo norte da bacia do Tejo. Estas informações resultam do estudo das fácies sedimentares dos referidos depósitos .

### 4.5.1-Perfil de Rio de Moinhos (Fig. IV-7).

Este perfil inicia-se junto aos pilares da nova ponte sobre a ribeira de Rio de Moinhos, do lado direito deste curso de água. O perfil começa com uma sequência de conglomerados com 40 m de espessura, assentes em argilas esverdeadas por uma descontinuidade estratigráfica, à cota de 50 m[8]. O empilhamento da base do perfil é constituído por conglomerados de suporte clástico de calhaus subangulosos a sub-rolados com dimensões que atingem 30 cm de MPS, podendo aparecer ocasionalmente blocos bem rolados. O quartzo e o quartzito dominam quase na mesma proporção.

---

[7] Apenas se reconhece no relevo residual do v.g. Ameixioso (154 m), a oeste do Campo Militar de Stª Margarida, vestígios destes leques aluviais. Este relevo encontra-se, no entanto, quase totalmente destruído pela erosão.

[8] Na margem direita da mesma ribeira, as fundações da ponte mostram uma sequência conglomerática contínua desde os 60 m até aos 120 m e, na ribeira de Abrançalha, uma sondagem hidrogeológica, iniciada a 88 m, mostrou calhaus nos primeiros 36 m do furo, seguindo-se argilas e grés. Na sondagem, a base do conglomerado coincide, sensivelmente, com a base da sequência conglomerática de ambos os lados da ribeira de Rio de Moinhos.

Os corpos conglomeráticos apresentam grande imaturidade textural, que se manifesta na variedade e heterometria dos clastos e no aparecimento de abundantes elementos de outras rochas (xistos e pedaços de granito alterado). Para o topo, sensivelmente à cota de 94 m, os conglomerados passam a uma camada de arenito cascalhento maciço, com cerca de 2 m de espessura, que contacta, de modo gradual, com sedimentos lutíticos.

O empilhamento sedimentar da base do perfil organiza-se em corpos de espessura métrica de barras conglomeráticas (GB), interstratificados com corpos arenosos (SB), mas estes estão claramente subordinados em relação aos primeiros. Os corpos conglomeráticos apresentam, umas vezes, estratificação horizontal de barras conglomeráticas, outras vezes geometrias lenticulares de base ligeiramente côncava e parte superior convexa. Estas estruturas sedimentares são próprias de canais fluviais com bastante água, transportando carga de fundo abundante, desenvolvendo barras conglomeráticas em rápido crescimento nas frentes de avalanche e processos de escavamento e enchimento (RUST, 1972, HARMS *et al.*, 1975). Lateral e verticalmente, os corpos conglomeráticos intercalam-se com arenitos cascalhentos em repetições sucessivas. Uma figura de canal com eixo N-S e 5 m de largura observa-se ao nível da estrada (I.P.6).

Entre os 96 e 116 m de cota predominam sedimentos lutíticos e areníticos médios e finos, sendo raros os conglomerados. Estes ocorrem em cinco finas intercalações, constituindo a parte inferior de sequências básicas positivas, mas os calhaus nunca atingem as dimensões dos que aparecem na base do perfil. Estas litofácies amareladas e alaranjadas estão truncadas, superiormente, por uma superfície erosiva, à cota de 116 m. Segue-se um depósito constituído por barras conglomeráticas de 0,5 a 2 m de espessura, intercaladas com corpos arenosos (SB) de fácies Sc e St. Os conglomerados são constituídos por calhaus de quartzito e quartzo, subrolados a rolados, com 20 a 25 cm de diâmetro máximo. Os corpos areno-conglomeráticos mostram geometria lenticular, mas apresentam maturidade textural superior à dos conglomerados da macrossequência da base do perfil. Essa maturidade textural reflecte-se no maior rolamento dos calhaus, na melhor calibragem, tanto da matriz arenosa como dos elemen-

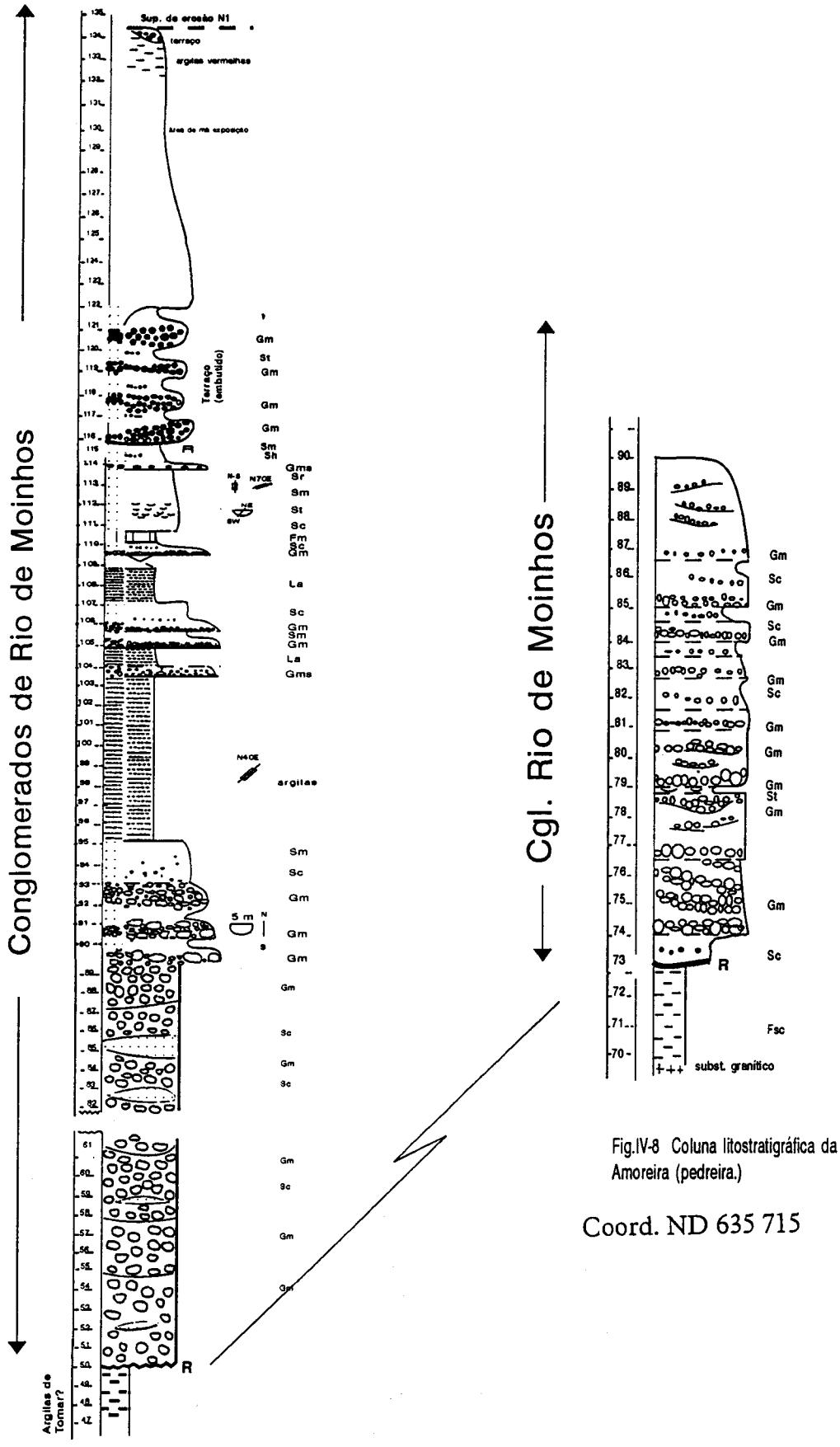



Fig.IV-8 Coluna litostratigráfica da Amoreira (pedreira.)

Coord. ND 635 715

Fig.IV-7 Coluna litostratigráfica do corte de Rio de Moinhos

Coord. ND 660 708

tos grosseiros e numa composição petrográfica menos diversificada, dominando o quartzito. Os elementos de rochas brandas, não estando completamente ausentes, são em muito menor número do que nos conglomerados da base do perfil. O quartzo representa apenas 22% da composição, contra 42% nos conglomerados da base do perfil, diferença que não se pode atribuir à dimensão dos calhaus. Nota-se ao nível dos corpos arenosos tonalidade castanho avermelhada, enquanto em toda a sedimentação lutítico-arenítica subjacente e nos conglomerados da base predominam tonalidades amareladas e alaranjadas[9].

Nos últimos 10 m do perfil, já sem exposição razoável, consegue perceber-se que a sedimentação lutítico-arenítica continua até ao topo do perfil, onde é truncada pelo nível embutido mais antigo da bacia (nível do Campo Militar de Stª Margarida). Nos sedimentos lutíticos avermelhados, do topo de perfil, encontra-se embutido um terraço do Tejo.

O percurso que fizemos até ao v.g. Baçal (203 m) deixa entender que a sedimentação lutítico-arenítica, com algumas intercalações conglomeráticas, sobe até aos 190 m de cota. Naquele relevo residual, um manto conglomerático, com cerca de 15 m de espessura, assenta por descontinuidade, na sequência sedimentar inferior culminando o enchimento da bacia (veja-se a Fig. V-19). Os conglomerados do topo do enchimento da bacia, que chegam a ter blocos de 30 cm, revelam a mesma composição petrográfica e imaturidade textural dos conglomerados da base do perfil.

### 4.5.2 - Perfil da pedreira de Amoreira (Fig. IV-8)

Este perfil situa-se 600 m a leste da povoação de Amoreira, do lado do bloco levantado da falha de Rio de Moinhos-Amoreira. O corte tem

[9] Julgamos que a intercalação conglomerática, aos 116 m, corresponderá a um antigo terraço do Tejo, pois antes da abertura da estrada, existia ao nível da referida intercalação, uma rechã; por outro lado, as sequências lutítico-areníticas, subjacentes à intercalação conglomerática, estão balançadas 5° a 10° para oeste, não se encontrando afectada por esta deformação tectónica a referida intercalação conglomerática.

cerca de 20 m de exposição vertical e é constituído por um empilhamento conglomerático sobrejacente a sedimentos lutíticos e concreções carbonatadas que, por sua vez, assentam no substrato granítico arrasado. A análise por difracção de raios X, mostrou que as concreções carbonatadas são constituídas por proporções equivalentes de calcite e dolomite. No difractograma foram reconhecidos dois picos menores, provavelmente correspondentes a esmectite, ilite e paligorsquite. Os sedimentos lutíticos contactam com os conglomeráticos através de uma descontinuidade sedimentar de 4ª ordem ou superior (ALLEN, 1983).

O empilhamento conglomerático é formado essencialmente por corpos tabulares e lenticulares, com fácies Gm predominantes e espessuras que variam entre 0,5 e 3 m (GB). Estas alternam com corpos arenosos (SB) cascalhentos (fácies Sc). Os corpos arenosos estão claramente subordinados aos corpos conglomeráticos, principalmente na base do perfil, onde os sedimentos são mais grosseiros, tornando-se mais abundantes para o topo do empilhamento, no mesmo sentido em que se verifica diminuição do tamanho dos calhaus. Estes são sub-rolados e subangulosos, mas aparecem, de vez em quando, blocos bem rolados de superfície lisa, idênticos aos das conheiras. A matriz é arcósica, por vezes microconglomerática, apresentando grande imaturidade textural, tal como as litofácies grosseiras, que se mostram muito heterométricas, com blocos de 30 cm e pequenos calhaus à mistura. No interior do conglomerado encontram-se elementos de rochas brandas, tais como fragmentos de xisto e de granito em fase de alteração.

As litofácies conglomeráticas são idênticas às da base do perfil de Rio de Moinhos. A imaturidade textural, denunciada pela má calibragem, presença de elementos de rochas brandas e deficiente rolamento da maioria dos calhaus, revela o carácter proximal destes conglomerados. A ausência de sedimentos de fluxo gravítico, a par de imbricação de calhaus, denunciam escoamento turbulento com bastante água, transportando carga de fundo predominante (TUCKER, 1990; COLLINSON in READING, 1978). Os sedimentos de transporte suspensivo estão muito mal representados no registo sedimentar.

### 4.5.3-Perfis da estrada de Amoreira-Medroa (Fig. IV-9 e IV-10)

Este corte iniciou-se junto ao cemitério de Amoreira (cruzamento de estrada para Martinchel) e completou-se o registo sedimentar seguindo os cortes da estrada para a Medroa, que se apresentam em perfil vertical. O perfil tem cerca de 120 m de afloramento, mas com algumas áreas de má exposição.

Os primeiros 30 m do perfil são formados por um empilhamento conglomerático de corpos tabulares e lenticulares, de espessura métrica (GB), com fácies Gm predominante, alternando com corpos arenosos de menor espessura (SB) de fácies Sc e Sm. Tal como no perfil de Rio de Moinhos e da pedreira de Amoreira, os conglomerados da base do perfil apresentam-se sub-rolados a subangulosos, mal calibrados e com grande imaturidade textural. Aparecem, nestes conglomerados, rochas brandas à mistura com calhaus bem rolados, idênticos aos das conheiras.

Este empilhamento assenta, por uma discontinuidade, sobre um grés argiloso esverdeado e acinzentado, à cota de 50 m e parece terminar em argilas vermelhas aos 109 m, embora não se possa ter total certeza por falta de boa exposição entre os 83 e 102 m. Aos 120 m, inicia-se novo empilhamento conglomerático, muito semelhante, em termos de litofácies, ao empilhamento conglomerático da base do perfil. Este novo empilhamento termina nas argilas vermelhas do barreiro da serra da Piçarra, aos 155 m. Sobrejacente às argilas vermelhas, sucede-se, por rotura estratigráfica, novo derrame de materiais grosseiros formando duas pequenas sequências básicas, terminando, a segunda, em sedimentos lutíticos. Aos 163 m, sucede, por rotura estratigráfica, novo empilhamento grosseiro, truncado superiormente pela superfície topográfica.

Continuando na estrada para a Medroa, observam-se dois cortes (Fig. IV-10-A e B): o primeiro, aos 190 m, antes do v.g. Vale Pisão (corte B), o segundo, aos 229 m, na curva de estrada em redor do v.g. Vale Pisão (corte A). Os dois cortes mostram uma sequência conglomerática ravinando sedimentos lutíticos vermelhos. No corte em redor do v.g. Pisão, os

conglomerados de suporte matricial, muito ferruginizados (fácies Gms), abarrancam profundamente os sedimentos lutíticos.

O perfil da Fig. IV-9 faz-se no bordo de um degrau tectónico (escarpa de falha de Rio de Moinhos-Amoreira), que limita, do lado norte, o Alvéolo de Tramagal-Montalvo. Admitimos que o empilhamento conglomerático, entre os 120 e 155 m, corresponda ao que se encontra na base do perfil. Há grandes semelhanças, em termos de litofácies, entre os dois empilhamentos e ambos terminam por sedimentos lutíticos vermelhos. As litofácies conglomeráticas dos dois empilhamentos apresentam características petrográficas e texturais semelhantes às litofácies da base do perfil de Rio de Moinhos e da pedreira de Amoreira.

Outros afloramentos, situados ao longo da estrada, permitem acompanhar a descontinuidade estratigráfica, a 163 m, do barreiro da serra da Piçarra (Fig. IV-9) e correlacioná-la com a que se encontra a 190 m, no corte B, da Fig. IV-10 e com a rotura, a 235 m, do corte A da mesma figura, confirmando o movimento de balança, para sul, da estratificação e da superfície culminante ao norte do Tejo.

### 4.5.4-Perfil de Abrançalha de Cima-v.g. Srª da Luz (Fig. IV-11)

O perfil começa na margem esquerda da ribeira de Abrançalha, tendo-se levantado ao longo do novo I.P.6, até ao v.g. Srª da Luz, a 164 m. A base do perfil é formada por corpos conglomeráticos (GB), que compõem duas sequências básicas positivas, terminando a última em sedimentos lutíticos, à cota de 100 m.

Os conglomerados da base, muito heterométricos e com calhaus subangulosos a sub-rolados, têm cerca de 50% de quartzo. Estes conglomerados apresentam o mesmo arranjo arquitectural e a mesma imaturidade textural dos conglomerados dos perfis anteriores. Superiormente, os conglomerados passam, de modo gradual, a sedimentos lutíticos, que terminam por rotura sedimentar, aos 115 m (nível com manganés). Os conglo-

166-A

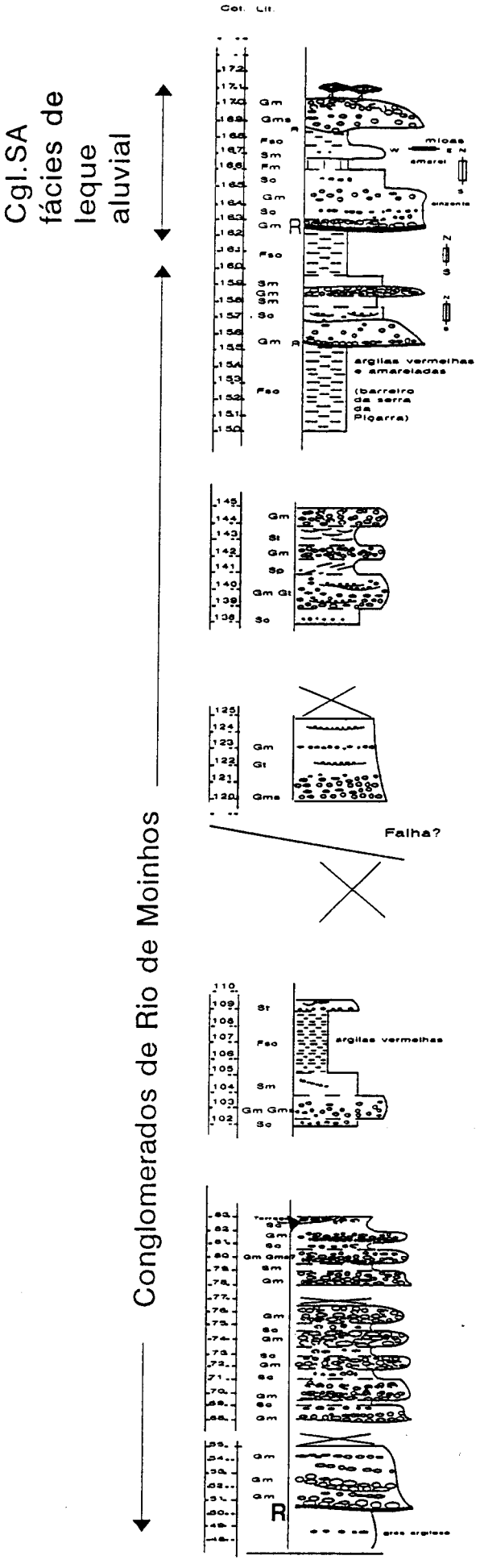



Fig.IV-9 Coluna litostratigráfica da estrada de Amoreira-Medroa

Coord. ND 626 715

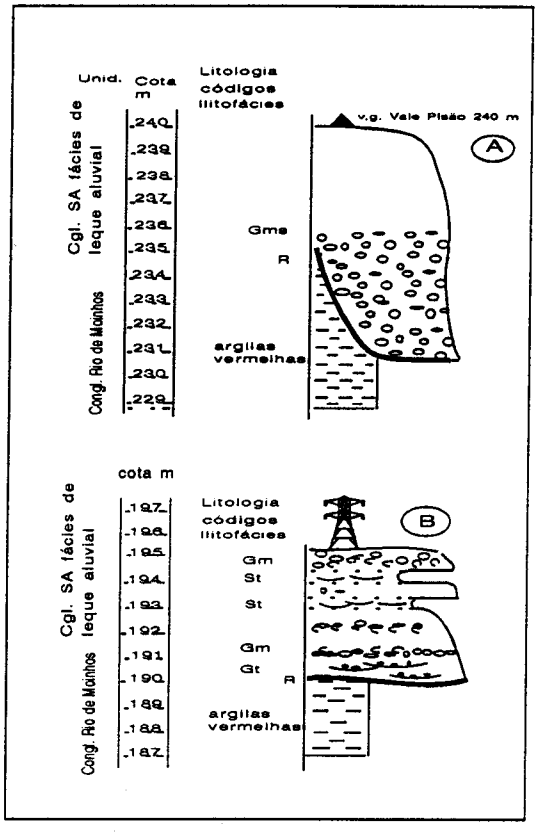



Fig. IV-10 Coluna litostratigráfica da estrada de Amoreira para Medroa

Coord. ND 614 738

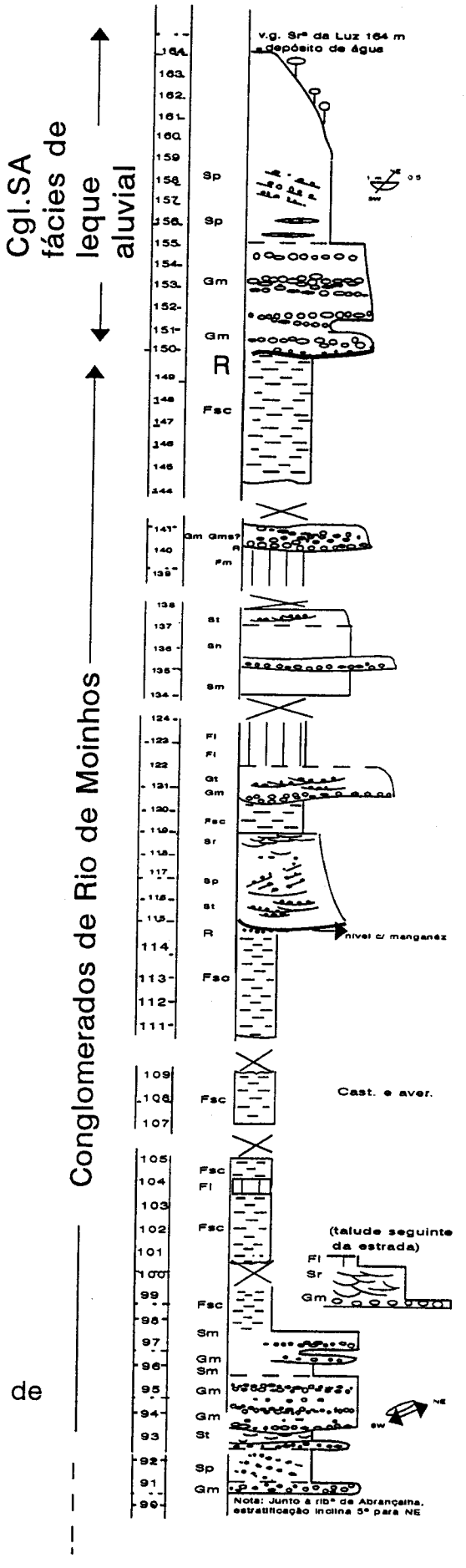



Fig.IV-11 Coluna litostratigráfica de Abrançalha de Cima

Coord. ND 677 715

merados da base do perfil integram-se numa macrossequência, cuja espessura total é muito maior, a julgar por outros cortes ao longo da margem esquerda da ribeira de Abrançalha. A base desta macrossequência situa-se a 50-60 m de altitude e termina a 115 m, na descontinuidade do nível de manganés. Esta macrossequência apresenta evolução granulométrica positiva, sendo os últimos 18 m de registo sedimentar constituídos por sedimentação de siltes e argilas. Segue-se novo empilhamento sedimentar, formado por sequências básicas de arenitos com leitos cascalhentos. Este empilhamento, que termina aos 150 m por uma rotura estratigráfica de 4ª ordem, ou superior (ALLEN, 1983), apresenta também uma derivação positiva, terminando com sedimentos lutíticos, à cota de 150 m.

Acima da descontinuidade de 150 m, segue-se novo empilhamento conglomerático com composição, estruturas sedimentares e imaturidade textural comparáveis aos conglomerados da macrossequência da base do perfil. Neste empilhamento, predominam as litofácies conglomeráticas (GB) e arenosas (SB) e faltam as fácies finas de decantação (OF). A falta de sedimentação fina e o aumento do MPS, neste empilhamento, denunciam novo recrudescimento energético do sistema fluvial, relativamente aos sedimentos do topo da macrossequência básica anterior. Os conglomerados do topo evidenciam uma situação proximal e deverão ter derivado da mesma área que alimentou os conglomerados da macrossequência da base do perfil, pois apresentam calhaus com fraco rolamento e a mesma composição petrográfica dos conglomerados da base do perfil.

No que respeita ao seu enquadramento morfológico e estratigráfico, o v.g. Srª da Luz (164 m) constitui um relevo residual da superfície culminante da bacia a norte do Tejo. Os corpos areno-conglomeráticos, situados acima da rotura de 150 m, correspondem à "Associação A" dos Cgl. SA (BARBOSA, 1995), aqui designados *Cgl. SA com fácies de leque aluvial* e são equivalentes ao último empilhamento conglomerático acima das rotura a 163 m da Fig. IV-9 e das roturas a 190 m e a 230 m (cortes B e A) da Fig. IV-10.

### 4.5.5- O perfil de Milreu (Fig. IV-12)

Este perfil situa-se 1 km a leste da localidade de Milreu, na nova estrada para Vila de Rei. No perfil observam-se vários empilhamentos sedimentares com diferentes litofácies. Os empilhamentos sedimentares estão separados por descontinuidades estratigráficas com geometria horizontal. O perfil inicia-se com grés argilosos e arenitos conglomeráticos considerados, nesta área, equivalentes aos sedimentos mais antigos da bacia do Tejo, correlacionados com uma parte do "Complexo de Benfica" de CHOFFAT (1950) e com os "Grés de Monsanto" (BARBOSA, 1995). Sobrejacente a estes depósitos, assenta, através de uma rotura estratigráfica, um corpo conglomerático com 10 m de espessura. Este corpo é constituído por calhaus com diferentes graus de rolamento e dimensão: aparecem misturados, calhaus rolados, sub-rolados e subangulosos, com dimensões que atingem 40 cm, juntamente com clastos inferiores a 10 cm. Os calhaus maiores são quase exclusivamente de quartzito e os de menores dimensões são constituídos por quartzo. Foi neste corpo conglomerático que se fizeram as explorações mineiras, que deram origem à concentração de amontoados de blocos rolados, conhecidos, na região de Vila de Rei e Mação, por "conheiras". Este corpo conglomerático está truncado superiormente por uma superfície erosiva. Segue-se uma bancada argilosa com 4 m de espessura, truncada, no topo, por outra rotura estratigráfica. Acima desta rotura, assenta novo empilhamento conglomerático com 25-30 m de espessura, em deriva sequencial positiva. Estes conglomerados são sub-rolados a subangulosos, apresentam elevada percentagem de quartzo e grande imaturidade textural, com elementos de rochas brandas. Também se encontram alguns blocos rolados neste empilhamento conglomerático, mas em número mais reduzido. As paleocorrentes, medidas pela direcção do eixo de canais, indicam alinhamentos E-W.

## 4.6-INTERPRETAÇÃO DOS PERFIS

Local: Milreu Coord. ND743 865

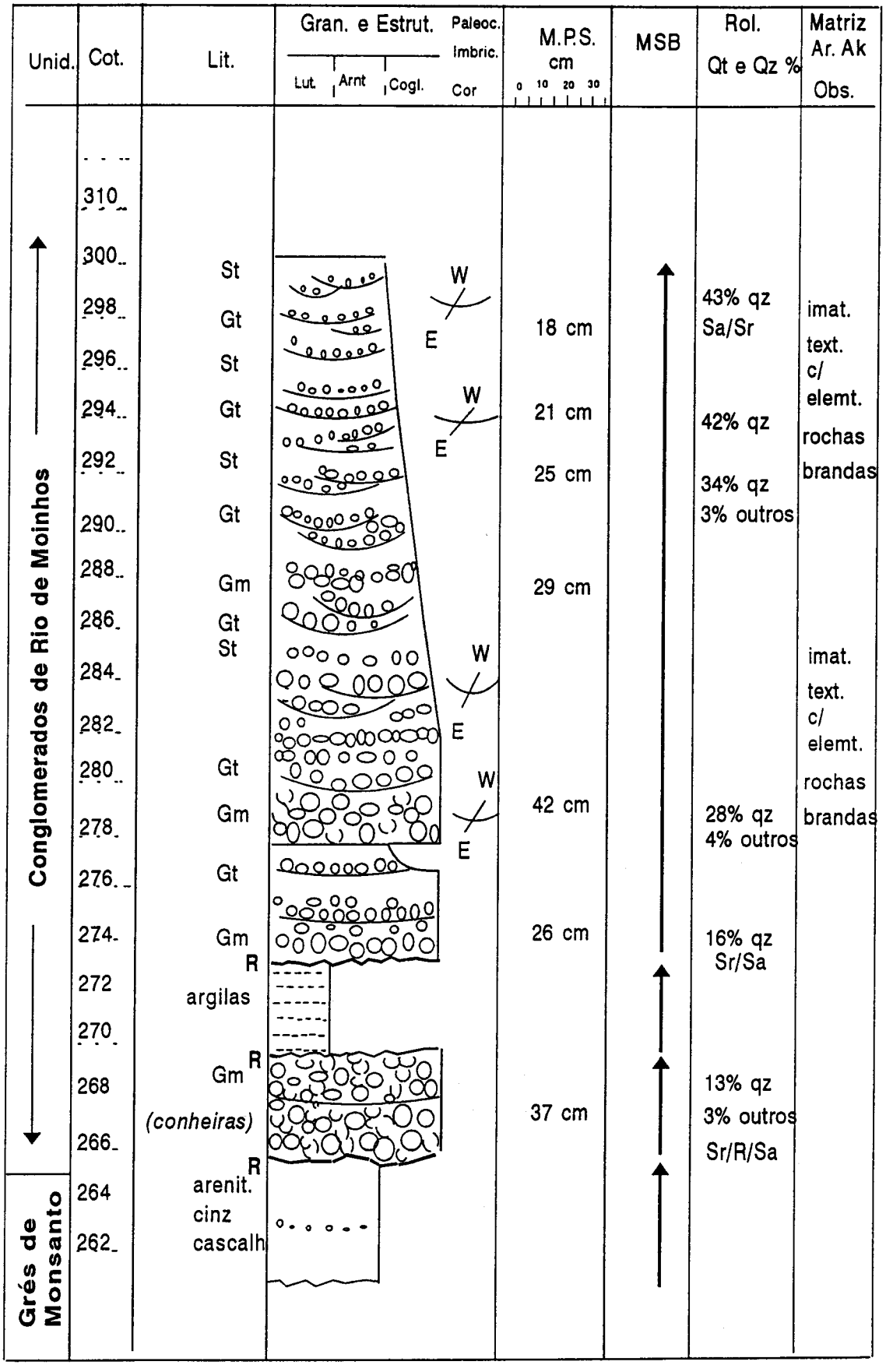



Fig. IV-12 Coluna litostratigráfica da nova estrada de Milreu para Vila de Rei.

### 4.6.1-Hidrodinamismo das litofácies

As estruturas sedimentares de estratificação horizontal e entrecruzada de canais, exibidas pelos conglomerados da base dos perfis de Rio de Moinhos, Abrançalha, pedreira de Amoreira e estrada de Amoreira, são características de correntes cascalhentas transportando sobretudo carga de fundo, com enchimento rápido, grande mobilidade lateral dos canais e flutuações igualmente rápidas de caudal (MIALL, 1985; WALKER; 1979; COLLINSON, 1978 in READING, 1978). Aquelas estruturas são características de correntes entrançadas (*braided streams*), com elevado regime hidrodinâmico e oscilações de fluxo elevadas. Correntes deste tipo aparecem em vários sistemas fluviais, como rios de canais entrançados[10], áreas proximais e distais de planícies aluviais cascalhentas (WALKER, 1979) ou, em leques dominados por correntes aquosas (*stream-dominated fans*) (COLLINSON, 1978; GALLOWAY & HOBDAY, 1983).

A imaturidade textural, expressa no fraco rolamento, má calibragem, variedade heterométrica e petrográfica dos calhaus, onde se incluem elementos de rochas brandas, indicam o carácter proximal de todo o empilhamento conglomerático da base dos perfis que, no total, deve atingir cerca de 40 a 50 m de espessura, nos cortes de Rio de Moinhos, Abrançalha e estrada de Amoreira.

Os corpos conglomeráticos horizontais, mais espessos, são característicos de barras longitudinais e os corpos arenosos, a sedimentação no topo destas barras, à medida que as mesmas vão ficando emersas, na altura da descida das águas. Os corpos arenosos podem, igualmente, corresponder a migração de dunas hidraúlicas ou "megarriples" em canais secundários de águas menos velozes, nas irregularidades entre barras cascalhentas (RUST, 1972; MIALL, 1977 in MIALL, 1985) ou a sedimentação relacionada com flutuações da corrente, devidas ao enchimento com migração

[10]Correspondem a sistemas fluviais com canais entrançados, mas com certo confinamento por vertentes de vale. Referem-se à zona 2 (transferência) do modelo fluvial idealizado por Schumm, (1977).

lateral de canais, levando ao abandono progressivo da corrente nos canais principais (COLLINSON; in READING, 1978).

Nos conglomerados da base dos perfis, as imbricações e estratificações do tipo planar (Gp) são difíceis de observar, porque este tipo de estratificação, nas frentes de avalanche de barras longitudinais cascalhentas, é escassa e de baixo ângulo e a exposição dos afloramentos é limitada (HARMS *et al.*, 1975).

As fácies sedimentares lutítico-areníticas, sobrejacentes aos conglomerados da base dos perfis referidos, traduzem um regime hidrodinâmico muito mais calmo, com repentina quebra de energia. A sedimentação de argilas e siltes, por vezes muito micáceos, alterna com morfologias arenosas e cascalhentas. Nestas litofácies, as fácies mais grosseiras, sempre subordinadas às mais finas, podem representar episódios breves de maior regime hidrodinâmico, relacionados com mecanismos autocíclicos, como sejam fenómenos de transbordo por avulsão, ou episódios de inundação (READING, 1978; MIALL ,1978; WALKER, 1979).

A recorrência de conglomerados, no topo dos perfis, indica novo recrudescimento da energia do sistema fluvial, com características hidrodinâmicas semelhantes às descritas para os conglomerados da base dos perfis. Contudo, esta recorrência dá-se após um período de erosão em toda a bacia, assinalado por uma descontinuidade erosiva de importância regional.

### 4.6.2-A macrossequência da base dos perfis, ou Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl. RM.) (Fig. IV-13).

À excepção do perfil da pedreira de Amoreira, que não abrange um registo sedimentar tão completo, os restantes revelam a ocorrência de um empilhamento de conglomerados, na base, que passa gradualmente a sedimentos areníticos e lutíticos, limitados, no topo, por uma rotura sedimentar de quarta ordem ou superior.

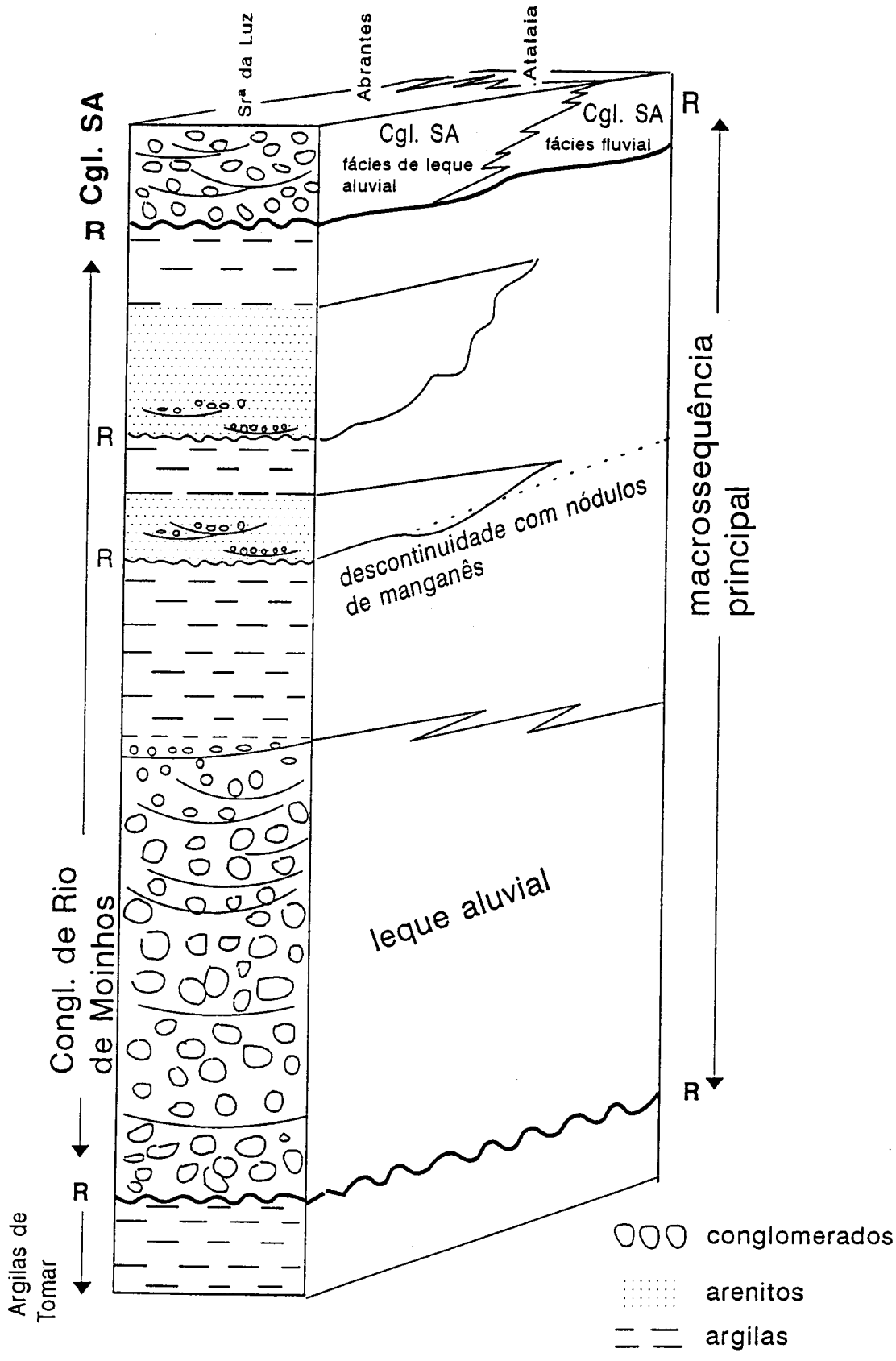



Fig. IV-13 Coluna estratigráfica e modelo conceptual dos mecanismos deposicionais do bordo norte da bacia do Tejo.

O limite inferior deste empilhamento sedimentar corresponde também a uma descontinuidade da mesma hierarquia, a julgar pela geometria do contacto (terminação erosiva brusca), separação de fácies que estabelece e continuidade lateral na bacia. De facto, o limite inferior do empilhamento conglomerático está bem referenciado em todos os perfis, desde Abrançalha, próximo de Abrantes, até à área de Milreu, tendo, portanto, continuidade lateral muito grande. Este limite encontra-se a altitude de 50-55 m, nos perfis mais próximos do Tejo, a 73 m no perfil da pedreira de Amoreira, situado no compartimento levantado pela falha de Rio de Moinhos-Amoreira e a 264 m, no perfil de Milreu. Na Abrançalha de Cima, só está representada a parte superior do corpo conglomerático, mas sabe-se, por meio de sondagens hidrogeológicas na Abrançalha e Rio de Moinhos, pelos novos cortes da estrada de Abrantes para a ribeira de Abrançalha e pelas fundações dos pilares da nova ponte sobre a ribeira de Rio de Moinhos, que o limite inferior dos conglomerados da base dos perfis se encontra a 50-55 m de altitude.

A sequência conglomerática da base dos perfis, juntamente com os sedimentos mais finos que lhe sucedem, de modo gradual, constituem um episódio deposicional bem individualizado, cujo registo designamos por *Conglomerados de Rio de Moinhos* (Cgl. RM), em alusão a esta localidade, situada 5 km a oeste de Abrantes, onde estes conglomerados foram identificados pela primeira vez.

A imaturidade textural, quer da matriz arcósica microconglomerática, quer dos elementos grosseiros, a que se associa a presença de rochas brandas e o deficiente rolamento dos calhaus, indicam o carácter proximal dos corpos conglomeráticos dos Cgl. RM. A posição no bordo da bacia e a grande continuidade lateral deste episódio sedimentar, juntamente com as características das litofácies e estruturas sedimentares referidas, levam-nos a considerá-lo um evento deposicional construído por um sistema de canais múltiplos do tipo leque aluvial, possivelmente de "alta eficácia de transporte"[11]. Veremos, mais adiante, que as fácies mais distais

[11] Atendendo às dimensões radiais dos leques aluviais, às direcções das paleocorrentes, à distribuição de fácies e à área dos leques aluviais, tem sido proposta a terminologia de

destes conglomerados parecem ter chegado, pelo menos, até à área de Chamusca.

Dentro dos Cgl. RM, a passagem gradual dos corpos conglomeráticos à sucessão de sequências básicas lutítico-areníticas, mostra, numa escala de registo sedimentar mais alargada, que os corpos conglomeráticos constituem a base de uma macrossequência básica positiva, relacionada provavelmente com factores alocíclicos de controle sedimentar da bacia (provavelmente movimentações tectónicas). Não se conseguiu saber a importância da rotura com manganés do perfil da Srª da Luz e a continuidade lateral desta rotura nos outros perfis. Apesar disso, no perfil da Srª da Luz, a geometria desta rotura permite considerá-la suficientemente importante para constituir a base de nova macrossequência básica de derivação positiva, que termina à cota de 150 m. As litofácies das duas macrossequências básicas originam uma macrossequência principal positiva, ou de primeira ordem, a qual pode reflectir uma sucessão de impulsos tectónicos de intensidade decrescente, ou testemunhar o retrocesso e degradação do relevo resultante de acalmia tectónica. No segundo caso, as tendências sequenciais positivas, na granulometria dos sedimentos, reflectiriam a suavização do relevo, como se a área de alimentação se fosse afastando cada vez mais (BLUCK, 1987) in COLOMBO (1992).

A hierarquia dos contactos, a magnitude do corpo sedimentar e a sua continuidade lateral[12] permitem considerar os Cgl. RM uma macrosse-

leques aluviais de «alta eficácia de transporte» e leques aluviais de «baixa eficácia de transporte», em vez de leques aluviais de clima«húmido», e leques aluviais de clima «árido». Estas designações têm associadas conotações climáticas precisas, que podem não corresponder exactamente às que presidiram à formação dos leques aluviais, cuja terminologia indicia um claro determinismo do clima. Veja-se, com mais detalhe, este assunto em COLOMBO (1992) Segundo este autor, os leques aluviais de «alta eficácia de transporte» são constituídos por fácies terrígenas, transportadas e depositadas mediante o concurso de correntes aquosas, apresentam grande desenvolvimento em termos de área, podendo atingir dimensões radiais superiores a 40 km em linha recta. As fácies sedimentares demonstram a importância de correntes aquosas na constituição destes leques aluviais.

12 No barreiro da cerâmica de Salvadorinho (margem esquerda do Rio Torto), ocorre, intercalado nas Argilas de Tomar, um corpo conglomerático de espessura superior a 10 m, com composição petrográfica, grau de rolamento e imaturidade textural semelhantes

quência principal (GALLOWAY & HOBDAY, 1983; COLOMBO, 1992). Nas fundações dos pilares da nova ponte sobre a ribeira de Rio de Moinhos, a base da macrossequência assenta, por discontinuidade estratigráfica, em sedimentos argilosos e greso-argilosos, cujos litotipos são idênticos aos das Argilas de Tomar, mas nos perfis da pedreira de Amoreira e de Milreu, os Cgl. RM assentam em sedimentos que deverão ser mais antigos (possivelmente da primeira etapa do enchimento da bacia, atribuídos ao Paleogénico e ao Oligocénico indiferenciados).

As litofácies mais grosseiras dos Cgl. RM são características de depósitos provenientes do desmantelamento de escarpas de falha que, geralmente, originam acumulações do tipo leque aluvial de grande imaturidade textural. É neste contexto, de bordo de bacia, que se interpreta o empilhamento conglomerático da base dos perfis. Este empilhamento, ao passar gradualmente a sedimentos finos, para o topo, constitui um evento deposicional com várias dezenas de metros de espessura (cerca de 100 m no perfil de Abrançalha e possivelmente um pouco mais, no perfil de Rio de Moinhos). Macrossequências positivas com esta dimensão, ou maior, são comuns em leques aluviais, na base de escarpas de falha. Nestes edifícios sedimentares, a afluência vigorosa inicial de conglomerados pode representar a resposta dos sistemas fluviais aos primeiros impulsos tectónicos, seguindo-se gradual decréscimo de energia do sistema fluvial, à medida que o relevo vai diminuindo por erosão. No registo sedimentar, a última fase traduz-se na deposição de sedimentos mais finos, durante o período de maior tranquilidade tectónica (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983). Durante este período, a sedimentação mais fina (argilas e arenitos) pode corresponder à migração espacial do ambiente deposicional mais calmo de sedimentos aluviais adjacentes, que se sobrepõem aos sedimentos do corpo dos leques aluviais, durante o período menos activo destes (BULL, 1977), ou seja, corresponderem a uma fase de retrogradação dos leques aluviais.

aos corpos conglomeráticos da base dos perfis de Rio de Moinhos, Amoreira, Quinta da Légua e Abrançalha. Os calhaus diferem, apenas no MPS, que é um pouco menor, mas observam-se os mesmos elementos de rochas brandas nos corpos conglomeráticos.

### 4.6.3-A sequência conglomerática do topo dos perfis, ou Cgl. SA com fácies de leque aluvial proximal.

A segunda recorrência de litofácies de suporte clástico como fácies dominante só volta a ocorrer acima de uma rotura sedimentar, que se encontra a 150 m, no perfil de Abrançalha-Srª da Luz (Fig. IV-11), a 163 m, no perfil da estrada de Amoreira para Medroa (Fig. IV-9), a 190 m e a 235 m (Fig. IV-10 B e A) e a 274 m, no perfil de Milreu (Fig. IV-12). Em Rio de Moinhos, o perfil está truncado pelo nível de erosão N1, mas sabemos, por outras observações de campo, que a sedimentação areno-lutítica, com lentículas conglomeráticas, continua até 190 m, sobrepondo-se-lhe a segunda recorrência de conglomerados com cerca de 15 m de espessura, no v.g. Braçal (veja-se, adiante, Fig. V-19). No perfil da pedreira de Amoreira (Fig. IV-8), a rotura não está representada, pois o topo do perfil fica abaixo daquele limite estratigráfico.

A segunda recorrência de litofácies grosseiras sobrepõe-se a argilas avermelhadas ou amareladas do topo dos Cgl. RM e não difere, em termos de composição petrográfica, grau de rolamento, imaturidade textural e estruturas sedimentares dos corpos conglomeráticos da base dos Cgl. RM, sugerindo que o novo "ciclo" de sedimentação grosseira pode ter sido desencadeado pelos mesmos mecanismos que levaram à deposição dos Cgl. RM. No entanto, ao nível das estruturas sedimentares é notória a ocorrência de algumas litofácies com fraca estruturação interna, depositadas por mecanismos fluviais mais viscosos, podendo ocorrer processos de transporte em massa do tipo *debris flow*. Esta característica é visível sobretudo em cortes situados mais a norte, sendo também referida por BARBOSA (1995), a propósito dos Cgl. SA do lado norte do Tejo, o que levou este autor a subdividir esta unidade em distintas "associações de fácies".

A recorrência conglomerática do topo dos perfis pode representar a resposta a novo impulso tectónico, a seguir a um período de erosão de importância regional, materializado pela descontinuidade da base da referida recorrência conglomerática. O novo impulso parece ter actuado nas

mesmas áreas, "rejuvenescendo" o sistema fluvial, pois repetem-se, na bacia, as mesmas litologias e o mesmo ambiente deposicional. Recorrências deste tipo são frequentes em margens de bacia, sujeitas a falhamento com actividade não permanente (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983; HEWARD, 1978; CROWEL, 1973; COLOMBO, 1992).

O topo do enchimento da segunda recorrência conglomerática veio a definir a superfície culminante da bacia, a norte do Tejo. A espessura deste evento deposicional parece ter sido inferior à dos Cgl. RM. Tal como estes, o último derrame parece ter sido depositado por mecanismos do tipo leque aluvial. Designamos o último derrame de materiais grosseiros, do topo dos perfis, por *Cgl. SA com fácies de leque aluvial*, cujas características sedimentológicas diferem dos Cgl. SA a sul do Tejo, francamente fluviais (de rio entrançado cascalhento).

## 4.7-CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

### 4.7.1-Correlação dos Cgl. RM com as unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo e de outras bacias terciárias (Quadro IV-13).

Impõe-se, nesta altura, proceder ao enquadramento estratigráfico dos Cgl. RM com as unidades litostratigráficas da Bacia Sedimentar do Baixo Tejo e equacionar melhor o modelo deposicional em que se terão depositado os Cgl. SA que culminam o enchimento da bacia a norte do troço E-W do Tejo.

Embora persistam dúvidas sobre a importância das descontinuidades a 115 e 140 m do perfil de Abrançalha, da rotura a 155 m no perfil da estrada de Amoreira para a Medroa e sobre o significado das argilas avermelhadas, intercaladas entre os dois empilhamentos conglomeráticos do perfil de Milreu, tenta-se uma correlação dos Cgl. RM com unidades litostratigráficas da bacia do Tejo. Temos consciência que só um estudo deta-

lhado da litostratigrafia e sedimentologia, juntamente com a observação e estudo sedimentológico de outros afloramentos da região, poderá indicar se a macrossequência principal, correspondente aos Cgl. RM, se subdivide verticalmente noutra unidade com valor regional, como parecem indicar as descontinuidades atrás referidas e as tonalidades avermelhadas dos sedimentos do topo da macrossequência principal.

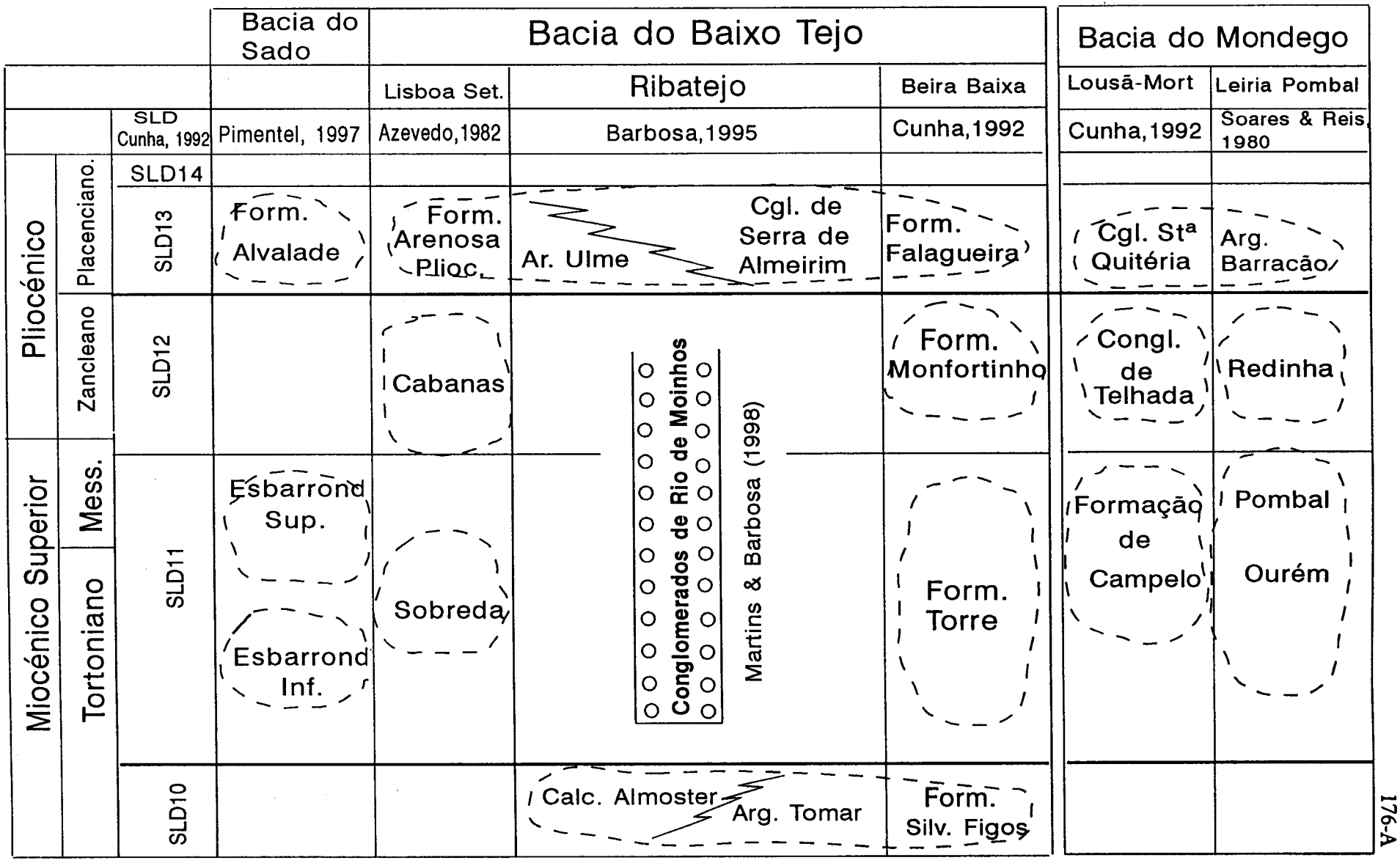
A tentativa de correlação dos Cgl. RM com as unidades litostratigráficas da Bacia do Baixo Tejo, definidas por BARBOSA (1995), apoia-se, fundamentalmente, no enquadramento destes conglomerados em relação às unidades reconhecidas na área estudada por este autor, as quais parecem ter equivalência com unidades de outras bacias, contíguas da bacia do Tejo (Sado, Sarzedas e Castelo Branco), ou de bacias próximas, como a do Mondego. Sublinhamos, no entanto, que a correlação estratigráfica dos Cgl. RM com as unidades litostratigráficas da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo não passa de uma tentativa, por falta de referências mais seguras em depósitos continentais de bordo de bacia, sujeitos a actividade tectónica.

De acordo com a estratigrafia actualmente estabelecida (BARBOSA, 1995), até agora, não foi reconhecida, na bacia do Tejo, relação espacial entre os Cgl. SA e os "Arenitos de Ourém" (Miocénico superior).

Como vimos, os Cgl. RM encontram-se subjacentes à descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA, na área compreendida entre a ribeira de Codes e o Tejo. Esta descontinuidade foi atribuída à rotura Messiniana (-5,5 Ma) (BARBOSA, 1995), mas segundo a estratigrafia de CUNHA (1992 e 1996) toda a unidade dos Cgl. SA seria, um pouco mais recente: do Placenciano.

Considerando a descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA, como "baliza" a topo da macrossequência principal correspondente aos Cgl. RM, podem considerar-se estes, ou parte desta macrossequência, com forte probabilidade, um episódio sedimentar Miocénico a Zancleano.

No que respeita aos depósitos subjacentes aos Cgl. RM e separados destes por rotura estratigráfica de importância regional, verificámos, nas fundações dos pilares da nova ponte sobre a ribeira de Rio de Moinhos,




Quadro IV-13. Proposta de correlação dos Cgl RM com unidades litostratigráficas de bacias terciárias de Portugal

que as litofácies daqueles depósitos são semelhantes às litofácies das Argilas de Tomar (Miocénico ante-Tortoniano médio), enquanto, no perfil de Milreu e na pedreira de Amoreira, as litofácies dos depósitos subjacentes aos conglomerados da base do perfil são muito semelhantes às dos sedimentos mais antigos da bacia, com paralelismo genérico a parte do "Complexo de Benfica" (CHOFFAT, 1950) e com a formação mais antiga do "Grupo da Beira Baixa", ou seja, com a "Formação de Cabeço do Infante" (CUNHA, 1992,1996). No perfil da pedreira de Amoreira, as concreções carbonatadas, constituídas essencialmente por proporções idênticas de calcite e dolomite, denunciam situações de epigenia carbonatada, sob drenagem deficiente e condições climáticas quentes com estações contrastadas e estação seca prolongada. Cimentações dolomíticas semelhantes foram também encontradas na unidade litostratigráfica da base da série sedimentar da Beira Baixa ("Formação de Cabeço do Infante"), tendo-se-lhes atribuído o mesmo significado paleoclimático (CUNHA, 1992, 1996).

Não se possuem outras referências para o exercício de correlação, a uma escala mais ampla, a não ser as descontinuidades sedimentares superior e inferior e o enquadramento estratigráfico dos Cgl. RM em relação às unidades reconhecidas na bacia do Baixo Tejo, o que deixa dúvidas, principalmente sobre a idade das argilas subjacentes aos Cgl RM, cuja identificação assenta no critério das litofácies, naturalmente falível. Também fica por determinar, se o empilhamento sedimentar dos Conglomerados de Rio de Moinhos, se subdivide em mais do que uma unidade, como sugerem as roturas sedimentares, que atrás fizemos referência, nos perfis de Abrançalha e estrada de Amoreira .

A descontinuidade estratigráfica à cota de 269 m, no perfil de Milreu, corresponderá à descontinuidade do nível de manganês, no corte de Abrançalha-Srª da Luz? O empilhamento sedimentar, compreendido entre a descontinuidade com nível de manganês e a descontinuidade a 150 m do perfil de Abrançalha - Srª da Luz será equivalente às duas sequências básicas, compreendidas entre os 155 e 162 m de cota do perfil da estrada de Amoreira para Medroa (Fig. IV-9)? E, no perfil de Milreu (Fig. IV-12) considerou-se, por semelhança e evolução sequencial de facies,

todo empilhamento sedimentar, superior aos Grés de Monsanto, equivalente aos Cgl. de Rio de Moinhos da região de Abrantes, desconhecendo-se, por enquanto, o significado da rotura a 273 m de cota.

Apesar desta incertezas, no sector norte da Bacia Terciária do Baixo Tejo, a macrossequência que definimos por Cgl. RM parece constituir a primeira manifestação de depósitos do tipo leque aluvial, a seguir a um período de certa uniformidade sedimentar (depósitos essencialmente areno-lutíticos), que caracterizaram grande parte do enchimento Miocénico inferior e médio. Esta sedimentação, própria de ambientes deposicionais relativamente calmos, é interrompida com a entrada impetuosa de leques aluviais, provavelmente resultantes de desnivelamentos tectónicos significativos no bordo norte da bacia.

Os depósitos do tipo leque aluvial sucedem, por descontinuidade estratigráfica com valor regional, a depósitos que, no perfil de Rio de Moinhos, parecem corresponder às litofácies das "Argilas de Tomar", com significado paleogeográfico diferente dos Cgl. RM. No sector intermédio da Bacia Terciária do Baixo Tejo, as "Argilas de Tomar" parecem ter-se depositado nas áreas mais distais de uma planície aluvial, formada por um sistema fluvial de canais entrançados e arenosos, drenando desde a Beira Baixa, para sudoeste (BARBOSA, 1995; CUNHA, 1992, 1996). Este sistema fluvial, correlativo de um relevo pouco desnivelado, teria depositado a "Formação de Silveirinha dos Figos", na Beira Baixa e as "Argilas de Tomar", no Ribatejo. Relativamente à Beira Baixa, esta região corresponderia à área mais distal e central da mesma bacia sedimentar (*op. cit.*, 1996 p. 101).

Num quadro paleogeográfico deste tipo, as "Argilas de Tomar" corresponderão a litofácies de áreas centrais e distais de bacia, não se estranhando, por isso, que os leques aluviais dos Cgl. RM, posteriores, possam assentar em unidades mais antigas, no bordo da bacia, como parece suceder no bloco levantado da falha de Rio de Moinhos (perfil da pedreira de Amoreira) e na área de Milreu, junto ao limite norte da bacia. As "Argilas de Tomar" poderão não se ter depositado nessas áreas marginais de bacia,

ou terem sido erodidas antes do derrame dos Cgl. RM. Lembramos que a descontinuidade estratigráfica do topo da "Aloformação de Almoster", onde se incluem as Argilas de Tomar (BARBOSA, 1995), materializa um episódio erosivo de importância regional, coincidente com a oscilação eustática negativa Valesiana ou Tortoniana, dos 10, 5 Ma (HAQ *et al.*, 1987 e 1988).

Com os dados actualmente disponíveis, não é ainda possível enquadrar, de forma segura, os Cgl. RM nas unidades litostratigráficas da bacia do Tejo e estabelecer uma correlação com unidades litostratigráfivas de outras bacias terciárias. As maiores dúvidas prende-se com os sedimentos subjacentes aos Cgl. RM, separados destes por uma descontinuidade de valor regional, mas cuja identificação com as "Argilas de Tomar" assenta no critério das litofácies (falível).

Apesar das dúvidas existentes, tenta-se enquadrar os Cgl. RM nas unidades litostratigráficas reconhecidas na Bacia do Tejo. As características sedimentológicas e estruturais dos Cgl. RM (apontando para depósitos originados por sistemas fluviais do tipo leque aluvial) e o seu posicionamento (inferior) aos Cgl. SA, sugerem que o evento responsável pela deposição dos Cgl. RM possa ter ocorrido depois da deposição das "Argilas de Tomar" e da fase erosiva regional, que se seguiu, mas antes da deposição dos Cgl. SA, correspondendo, portanto, a um episódio sedimentar intercalado entre estas unidades e separados das mesmas por descontinuidades estratigráficas. Neste caso, a descontinuidade da base dos Cgl. RM poderá corresponder à rotura Tortoniana (-10,5 Ma), que separa a SLD 10 da SLD 11 (BARBOSA, 1995; CUNHA, 1992 ,1996) e a do topo da macrossequência poderá ter duas soluções: corresponder à rotura Messiniana (-5,5 Ma), na eventualidade dos Cgl. RM representarem apenas uma única unidade alostratigráfica, ou seja, terem equivalência com a sequência deposicional 11 (SLD11); ou corresponder à rotura que separa a sequência limitada por discordâncias 12 (SLD 12) da SLD 13, caso se confirme a subdivisão dos Cgl. RM em duas unidades litostratigráficas. A confirmar-se a segunda hipótese, a parte superior dos Cgl. RM, poderá englobar sedimentos correlativos da "Formação de Monfortinho", na Beira Baixa e

dos "Conglomerados de Telhada", na região de Lousã-Mortágua, ou seja, sedimentos do Pliocénico inferior (Zancleano). Estamos a considerar, nesta correlação, o corte esquemático, segundo SW-NE, com as principais unidades alostratigráficas da Bacia Terciária do Baixo Tejo de CUNHA (1996).

A confirmar-se a proposta de correlação apresentada, os Cgl. RM poderão ser equivalentes, pelo menos em parte, aos "Arenitos de Ourém", que não são considerados da Bacia Terciária do Baixo Tejo, mas da bacia do Mondego (BARBOSA, 1995). Segundo este autor, esta unidade litostratigráfica parece ser equivalente aos "Grés e Argilas de Pombal-Redinha" (Miocénico Superior a Zancleano) da Bacia do Mondego (SOARES & REIS, 1980; REIS & CUNHA, 1989-b; CUNHA, 1992), que por sua vez, parecem ser equivalentes aos depósitos mais antigos do "Grupo da Murracha", conhecidos pela "Formação de Torre e Formação de Monfortinho" (CUNHA, 1992, 1996). Na Beira Baixa, estas unidades parecem representar, em termos sedimentares, as respostas iniciais ao soerguimento finiterciário da Cordilheira Central e são também formadas por depósitos de leque aluvial, localizados no sopé de escarpas tectónicas (CUNHA, 1996, p. 104).

Na bacia sedimentar do Sado, há igualmente depósitos grosseiros, construídos por leques aluviais, reveladores de desnivelamentos tectónicos ocorridos no final do Miocénico. Os sedimentos correlativos desses desnivelamentos estarão representados pelo membro inferior da "Formação de Esbarrondadoiro" (PIMENTEL, 1997), depositados principalmente no sector meridional daquela bacia.

Reconhecido o significado tectonosedimentar dos Cgl. RM, estes parecem representar, um episódio com desenvolvimento longitudinal considerável. Observações noutros pontos da bacia, nomeadamente a sul de Abrantes (barreiro da fábrica de Salvadorinho), no planalto de Chamusca (perfis da fonte de Ladeirão, Vale de Arrezima, Pai Poldro, Cabeça Alta) e na serra de Almeirim, apontam nesse sentido. Naqueles locais, verificámos a ocorrência de duas roturas sedimentares: uma, subjacente aos Cgl.

SA e outra, cerca de 15-20 m abaixo daquela[13]. Nos sítios que referimos, as sequências de depósitos entre estas duas roturas são formadas por arenitos grosseiros, com leitos conglomeráticos subangulosos e sub-rolados, muito mal calibrados, intercalados com leitos argilosos em evolução sequencial positiva, terminando em argilas. Nos leitos conglomeráticos daqueles cortes (Figs. III-4 e III-5) determinámos uma composição petrográfica semelhante à dos Cgl. RM, (50% de quartzo ou superior) e a presença de elementos de rochas brandas (xistos). Nos cortes de Vale de Arrezima, Pai Poldro e Cabeça Alta, os depósitos compreendidos entre a descontinuidade da base dos Cgl. SA e a descontinuidade do topo das Argilas de Tomar, julgamos que sejam as equivalente fácies distais dos Cgl. RM, identificados, a montante, na região de Abrantes. Vejam-se, sobre este assunto, as Est. III-5 e III-6. Esta hipótese precisa de ser confirmada em trabalhos futuros. Apesar disso, julgamos importante referi-la, uma vez que poderá vir a revelar mais uma referência estratigráfica na identificação de deformações tectónicas, no interior da bacia. Recordemos que a base dos Cgl. RM se encontra a 50-55 m, nos cortes de Rio de Moinhos e Abrançalha, situados no bloco abatido da falha de rio de Moinhos, enquanto a descontinuidade da base dos depósitos, que admitimos equivalentes aos Cgl. RM, situa-se a 120 m, no corte de Pai Poldro e a 150 e 155 m, nos cortes de Cabeça Alta e Vale de Arrezima. (Veja Fig. III-5 do capítulo anterior). A confirmar-se a identidade destas descontinuidades estratigráficas, teríamos deslocamentos, no interior da bacia, da ordem dos 100 m, desde o final do Miocénico.

A posição estratigráfica e a evolução sequencial dos Cgl. RM parecem indicar que estes constituirão uma unidade tectonosedimentar, possivelmente relacionada com os primeiros levantamentos no bordo norte da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, devidos à intensificação do campo de tensão compressivo regional, no final do Miocénico. Esta interpretação esta-

[13] Vejam-se, no capítulo III, as colunas estratigráficas a sul da ribª de Ulme (Fig. III-4 ), do vale de Arrezima, de Pai Poldro e de Cabeça Alta (Fig. III-5 ) e, no mesmo capítulo, as Est. III-5 e Est. III-6. No barreiro da fábrica de Salvadorinho, a sul de Abrantes, a rotura da base dos Cgl RM situa-se a 86 m de cota e a rotura da base dos Cgl. SA a 160 m.

ria de acordo com o enquadramento cronostratigráfico que propusemos para os Cgl. RM, ou seja, Miocénico final. Salientamos o facto dos Cgl RM evidenciarem, no topo, rubefacção intensa a par do aumento do cortejo argiloso, observado nos perfis e na área de Descampado a oeste do Quartel Militar de Abrantes. É possivel que a toponímia, Bairro Vermelho e Fonte Vermelha, deste local, tenha a ver com a cor dos depósitos do topo dos Cgl. RM. A forte rubefacção parece ser característica do tecto das fácies areníticas e lutíticas dos "Arenitos de Ourém" (BARBOSA, 1995) e de unidades continentais de outras bacias, que poderão ser temporalmente equivalentes do tecto dos Cgl. RM, como sejam os Conglomerados de Telhada, na região da Lousã, e a "Formação de Monfortinho", na Beira Baixa (CUNHA, 1992, 1996).

A estratigrafia dos cortes geomorfológicos de Montalvo e Tramagal (Figs. III-24, VI-12 e VIII-3) foi desenhada de acordo com a proposta de interpretação das unidades litostratigráficas, que se acaba de descrever. Apesar da posição no interior do vale do Tejo se prestar, à primeira vista, a confusão com os terraços do Tejo, parece-nos clara a eliminação dos Cgl. RM do Quaternário. A confusão dos Cgl. RM com os terraços seria fácil, nesta área do médio Tejo, onde os escavamentos que precederam os enchimentos de terraço e as superfícies erosivas quaternárias do tipo *glacis* truncam os Cgl. RM. Estas superfícies foram talhadas nas litofácies mais grosseiras destes conglomerados que, naturalmente, se prestam a confusão com os enchimentos de terraços, também formados por depósitos conglomeráticos. Contudo, para além do diferente contexto morfológico, os terraços apresentam, como se viu, diferenças importantes ao nível da composição e rolamento, em relação aos Cgl. RM.

Embora nos Cgl. RM apareçam calhaus sub-rolados a rolados, de grandes dimensões (blocos de superfície polida e lisa), a sua presença é ocasional e não permanente como acontece nos terraços, onde a maioria dos calhaus são sub-rolados a rolados; uma característica que se compreende, uma vez que os terraços são posteriores aos Cgl. SA e retomam os elementos siliciclásticos desta unidade, o que não acontece com os Cgl. RM, anteriores a ela.

Ao nível da composição petrográfica, os terraços apresentam percentagem de quartzo com valor superior à dos Cgl. SA ao sul do Tejo, mas inferior à dos Cgl. RM.

### 4.7.2-Modelo deposicional proposto para os Cgl. SA a norte do Tejo.

Nos parágrafos anteriores, tentou-se estabelecer o posicionamento estratigráfico dos Cgl. RM relativamente às unidades litostratigráficas do sector central da Bacia Terciária do Baixo Tejo, definidas por BARBOSA (1995). Vejamos, a seguir, o episódio conglomerático do topo dos perfis, que culmina o enchimento da bacia.

De acordo com a estratigrafia estabelecida por BARBOSA (1995), os Cgl. SA ("Associação A") constituem o último derrame de materiais conglomeráticos, definindo, em termos morfológicos, a superfície culminante da bacia a norte do Tejo, excepto numa área restrita, junto às cristas de quartzito, onde se teriam derramado leques aluviais mais recentes, correspondentes à unidade dos "Conglomerados de Vila de Rei". Segundo o autor, a "Associação A" dos Cgl. SA corresponde às fácies mais proximais da Aloformação de Almeirim, sendo as fácies dominantes desta associação próprias de situações de transição de fluxos de tipo misto para aquoso, características de sistemas fluviais entrançados, compatíveis com os modelos 1 e 2 de Miall (1985).

Na realidade, o empilhamento conglomerático do topo dos perfis parece ter sido depositado por sistemas fluviais do mesmo tipo daqueles que depositaram os Cgl. RM, ou seja, do tipo leque aluvial. Estes leques representariam, então, a resposta a novos impulsos tectónicos, posteriores aos Cgl. RM, mas alimentados a partir das mesmas áreas, a julgar pelo composição dos materiais constituintes. O empilhamento conglomerático sobrejacente aos Cgl. RM designámo-lo por *Cgl. SA com fácies de leque aluvial*, dadas as diferenças, a nível sedimentológico, comparativamente aos Cgl. SA a sul do Tejo, que revelam um transporte fluvial mais prolonga-

do, conforme ficou demonstrado pelos índices de rolamento e melhor organização arquitectural das litofácies, característica que também é referida por BARBOSA (1995). No entanto, na área de Abrantes, as diferenças, quer dos índices de rolamento, quer em termos de composição, não sugerem uma evolução gradual de litofácies proximais para litofácies distais, entre os Cgl. SA a norte e a sul do Tejo, uma vez que as variações nos parâmetros sedimentológicos estudados (rolamento e composição) se passam de forma brusca.

Dado que se verifica grande disparidade na composição petrográfica e no rolamento dos clastos entre as áreas a norte e a sul do Tejo e essa diferença não evolui de forma gradual, entre as referidas áreas, o modelo deposicional em que se terão depositado os Cgl. SA teria, do nosso ponto de vista, a seguinte variante: existiria um sistema fluvial com canais entrançados e cascalhentos de NE para SW, provenientes de áreas mais distantes (Beira Baixa e Espanha), que percorreriam o corredor mais central da bacia, onde formariam uma grande planície aluvial cascalhenta (*braidplain*), mas, na área de Abrantes, esse sistema fluvial teria contribuintes laterais, do tipo leque aluvial, à semelhança do que parece ter acontecido na área de Monfortinho com a Formação de Falagueira (CUNHA, 1992, 1996).

A jusante de Gavião, não se encontram, no compartimento levantado pelo degrau E-W, que soergueu a margem norte do Tejo, calhaus com o rolamento dos *Cgl. SA com fácies fluvial*, nem com a composição que esta unidade apresenta a sul do Tejo. Os calhaus sub-rolados a rolados desta unidade só se encontram, a norte do Tejo, para montante de Gavião, onde não existem desníveis tectónicos significativos entre a superfície culminante dos dois lados do Tejo. Destas observações, pode-se concluir que, a área a norte de Abrantes estaria já ligeiramente individualizada, por soerguimento tectónico, em relação à área central da bacia, na altura em que se depositaram, a sul do Tejo, os *Cgl. SA com fácies fluvial* (de calhaus sub-rolados a rolados). Estes acarreios detríticos não chegaram a depositar-se, por isso, naquela área do bordo norte da bacia.

Os depósitos culminantes, compreendidos entre a ribeira do Codes e o Tejo, corresponderiam, então, a alimentações laterais de bordo de bacia, do tipo leque aluvial «húmido»[14], correlativos dos *Cgl. SA com fácies fluvial*, depositados a sul do Tejo. Estas alimentações laterais, do tipo leque aluvial, podiam interdigitar-se, ou mesmo sobrepor-se aos acarreios detríticos transportados segundo o eixo da bacia, que relativamente àqueles leques corresponderiam a depósitos de planície aluvial cascalhenta. Este modelo explicaria a sobreposição dos *Cgl. SA com fácies fluvial* pelas alimentações laterais do bordo norte, que se verifica no v.g. Atalaia (190 m), a sul do Tramagal (Fig. IV-13). Vejam-se também nos capítulos III, VI e VIII as Figs. III-24, VI-12 e VIII-3, respectivamente).

A presença de depósitos do tipo leque aluvial, no relevo residual Atalaia, mostra que os leques se interdigitavam com os acarreios de material mais rolado (*Cgl. SA com fácies fluvial*), transportados segundo o eixo longitudinal da bacia, podendo sobrepor-se-lhes localmente. Por outro lado, confirmam que o pré-Tejo, nesta altura, corria mais a sul, pois os leques, que tiveram um sentido de escoamento geral N-S, situam-se, no relevo Atalaia, a sul da posição actual do Tejo. Aqueles derrames não poderiam ter chegado àquele sítio, se o Tejo já tivesse definido o vale quaternário, ou se as correntes que transportavam os *Cgl. SA com fácies fluvial* percorressem essa posição de bordo. Por outro lado, a presença de leques aluviais, no relevo residual Atalaia, mostra que o derrame destes é anterior à formação do nível embutido mais antigo da bacia (nível do Campo Militar de Santa Margarida), pois os leques não recobrem esta superfície erosiva, mas é o nível do Campo Militar que trunca os Cgl. SA e os leques aluviais.

### 4.7.3- O enquadramento tectónico

[14] Neste caso não vemos inconveniente em utilizar o termo «húmido» para os Cgl. SA com fácies de leque aluvial, uma vez que parece haver grande concordância, na literatura científica, sobre a prevalência de condições climáticas quentes e húmidas no Pliocénico superior (Placenciano).

O modelo deposicional dos Cgl. SA, assim como as diferentes associações de fácies sedimentares que esta unidade apresenta, na área de Abrantes, devem ter sido determinadas pela paleogeografia existente na altura da deposição desta unidade litostratigráfica, em grande medida, relacionadas com o quadro tectónico da área nordeste da bacia (Fig. IV-14).

Naquele bordo da bacia, o quadro de grandes acidentes é formado pelas falhas do vale inferior do Tejo e de Sor, com orientação geral NNE-SSW, funcionando essencialmente como desligamentos esquerdos (CABRAL & RIBEIRO, 1988; SEQUEIRA *et al.*, 1997). Outra "família" de falhas tem direcção NE-SW, como as que limitam a Cordilheira Central (falha de Sobreira Formosa, Seia-Lousã) e, mais a sueste, a falha do Ponsul. São ainda visíveis falhas meridianas (acidente Porto-Tomar) e falhas com direcção WNW-ESE, ou próximo da direcção E-W.

No troço E-W do Tejo, sensivelmente entre Gavião e Entroncamento, foi referido um desnível entre a superfície culminante a norte e a sul do Tejo, sendo o bloco norte aquele que se encontra levantado. Falhas ramificadas nesse acidente E-W, responsável pelo soerguimento do compartimento ao norte do Tejo, são visíveis na localidade de Amoreira, com o soco granítico do compartimento norte a cavalgar o bloco sul[15]; a norte da base militar de Tancos, coincidindo com o degrau WNW-ESE de Roda Grande (ver capítulo seguinte Figs. V-10 e V-14). Pertencerá à mesma família de acidentes WNW-ESE, a falha no contacto dos granitos com depósitos miocénicos (GONÇALVES *et al.*, 1979), que se observa na curva de estrada, imediatamente a sul de Arripiado.

Julgamos que o grande acidente, com traçado geral E-W, responsável pelo soerguimento do compartimento ao norte do Tejo se ramifica, para ocidente, em acidentes WNW-ESE, mudando de comportamento à medida que vai curvando para aquela direcção, funcionando como falha normal na escarpa de Minde e a sul de Tomar (Fig. IV-14).

---

[15]Veja-se, no capítulo VIII dos alvéolos, a falha de Amoreira

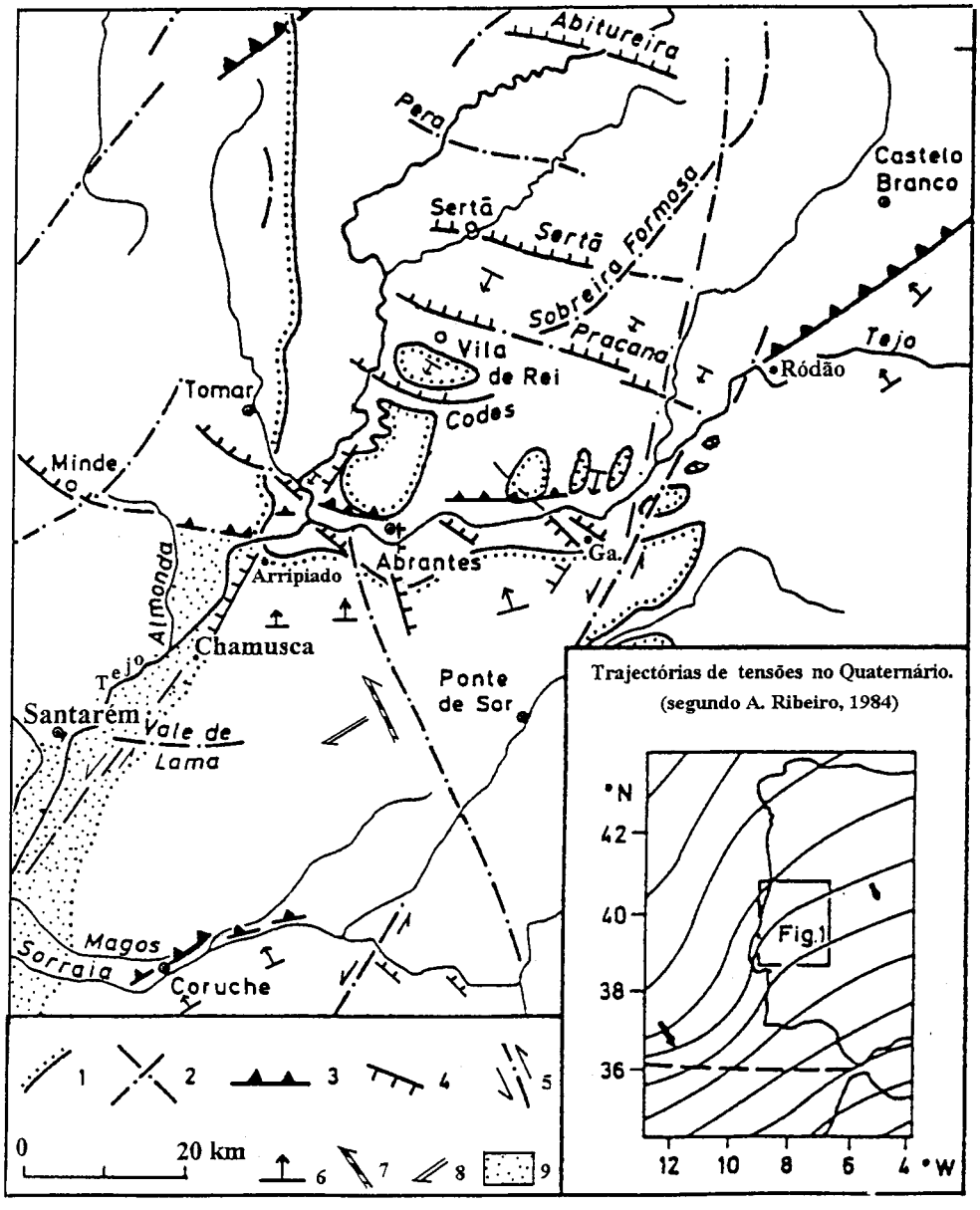



Fig. IV-14. Mapa com os principais acidentes a SE da Cordilheira Central e Ribatejo. (adaptado e modificado de Daveau, 1985).

Legenda: 1-limite entre o Maciço Antigo e as bacias sedimentares; 2-principais falhas e fracturas; 3-falhas com componente de movimento vertical de tipo inverso (marcas no bloco superior); 4- escarpas de falha associadas ao esforço de compressão mínimo (tracção); 5-desligamentos; 6-superfície balançada; 7-direcção da tensão de compressão máxima regional; 8-direcção da tensão de compressão mínima regional; 9-planície aluvial do Tejo; Ga: Gavião.

No troço NNE-SSW do Tejo, entre Vila Velha de Ródão e Gavião, não se observam desníveis dignos de registo na superfície culminante da bacia, entre os dois lados do Tejo, sugerindo que o prolongamento para sudoeste da falha de Ponsul, a jusante de Ródão, é retomado pelo lineamento NNE-SSW (DAVEAU, 1985; CABRAL & RIBEIRO, 1988), com ligação ao acidente de Ponte de Sor. No sector acima referido deverá existir, essencialmente, movimento de desligamento.

Julgamos que o comportamento dos dois acidentes referidos e os compartimentos tectónicos que originam, poderá explicar o modelo deposicional dos Cgl. SA a jusante de Vila Velha de Ródão e as diferenças nas litofácies desta unidade verificadas na região de Abrantes, entre os compartimentos a norte e a sul do Tejo. Na extremidade nordeste da bacia, o movimento de desligamento da falha de Sor, sem grande componente vertical, terá permitido a deposição dos Cgl. SA dos dois lados do Tejo, no troço entre Gavião e Vila Velha de Ródão, enquanto a jusante do pequeno *horst* de Gavião, o movimento de balança, com abatimento para noroeste do compartimento a sul do Tejo, contra o degrau E-W (falha inversa), terá impedido a deposição, no compartimento norte, dos *Cgl. SA com fácies fluvial*. Deste compartimento, ter-se-ão derramado, para sul, leques aluviais.

Os *Cgl. SA com fácies de leque aluvial* apresentam uma espessura inferior à dos Cgl. RM. No entanto, estes acabariam por ser fossilizados pelos Cgl. SA, principalmente pelas fácies fluviais desta unidade, facto que poderá estar relacionado com as condições de exorreísmo generalizado e condições climáticas quentes e húmidas, que poderão ter conferido aos Cgl. SA (sentido lato) uma alta eficácia de transporte e, por conseguinte um caracter mais expansivo desta unidade.

Por sua vez, a instalação do traçado geral E-W do Tejo, entre Gavião e Arripiado, parece ter sido determinada pela deformação de grande raio de curvatura, resultante do cavalgamento E-W do compartimento a norte do Tejo sobre o bloco sul. Uma deformação parecida com esta, observa-se do lado sueste da falha de Ponsul (DIAS & CABRAL, 1989). Idêntico

comportamento poderá explicar a escarpa de Coruche e o balançamento da margem sueste deste curso de água (Fig. IV-14).

No troço do Tejo, entre Gavião e Arripiado, são visíveis pequenas inflexões para o quadrante WNW, como as que ocorrem no Gavião, Alvega e Stª. Margarida. Estas inflexões são controladas por escarpas que parecem resultar da abertura de acidentes WNW-ESE, possivelmente resultantes do esforço de tracção secundária, induzida pelo esforço compressivo regional NNW-SSE, que tende a abrir os acidentes com aquela direcção. Acidentes como estes, mas em maior escala, são comuns na área meridional da Cordilheira Central (DAVEAU, 1985). Parece confirmar-se a hipótese referida por esta autora de que, actualmente, seriam sobretudo os acidentes WNW-ESE, que, na parte meridional da Cordilheira Central e Ribatejo, mostrariam maior mobilidade e que marcariam de forma mais clara a topografia, em parte por serem oblíquos às principais linhas do relevo (*op. cit.*, p. 235). O tema das fracturas será tratado mais adiante no capítulo IX.

### 4.7.4- Os leques aluviais de Vila de Rei.

Resta fazer o enquadramento dos Conglomerados de Vila de Rei (Cgl. VR.) que, em parte, correspondem a algumas das amostras colhidas junto às cristas de quartzito e com baixa percentagem de quartzo. A maior área destes leques situa-se entre a ribeira de Codes e o Maciço de Vila de Rei (Fig. IV-14). Segundo BARBOSA (1995) estes leques aluviais constituem uma unidade tectonosedimentar, que se sucede aos Cgl. SA, mas anterior ao encaixe da rede fluvial quaternária. As estruturas sedimentares e litofácies destes leques reflectem igualmente uma rotura climática, no sentido da aridez (*op. cit.*, p. 216).

Na verdade, os depósitos dos (Cgl. VR) revelam processos de transporte em massa, efectuados por fluxos viscosos de alta densidade, do tipo *dos debris flow* e *mud flow* (BARBOSA, 1995; BARBOSA & REIS 1995).

Nos leques aluviais, os fluxos viscosos normalmente originam derrames sedimentares com extensão reduzida no sentido longitudinal (GALLOAWAY & HOBDAY, 1983). Cremos terem sido, essencialmente, as diferenças nas litofácies e estruturas sedimentares e diferentes direcções das paleocorrentes a base de individualização e distinção litostratigráfica entre Cgl. VR e os Cgl. SA.

De facto, as associações de litofácies e estruturas sedimentares exibidas pelos Conglomerados de Vila de Rei contrastam com as do empilhamento conglomerático do perfil de Milreu e dos leques aluviais da superfície culminante entre a ribeira de Codes e o Tejo, que exibem estruturas sedimentares compatíveis com fluxos mais aquosos, mas, em alguns casos, ainda com fraca estruturação interna, o que também é referido por BARBOSA (1995).

Apesar destas diferenças, não excluímos, contudo, a possibilidade dos Cgl. VR integrarem o mesmo modelo deposicional dos *Cgl. SA com fácies de leque aluvial*, reflectindo o arranjo arquitectural das suas litofácies, essencialmente constituídas por fluxos gravíticos (SG) variação nas proporções (água/sedimento) correspondentes a depósitos acumulados por correntes com bastante água, ou por fluxos mais viscosos, durante a história de construção dos leques aluviais da superfície culminante ao norte do Tejo. As diferenças entre as litofácies dos *Cgl. SA, com fácies de leque aluvial* «húmido» e alta eficácia de transporte e as dos Cgl. VR, edificadas por fluxos mais viscosos, poderão não traduzir, necessariamente, condições paleoambientais de períodos geológicos diferentes, mas condições particulares das bacias de drenagem que alimentaram os respectivos leques. As condições paleogeográficas, tais como, tamanho e topografia das bacias de drenagem, podem influenciar fortemente a distribuição das precipitações e os modos de escorrência. Por exemplo, sistemas de leques alimentados por extensas bacias hidrográficas podem mostrar características dos leques das regiões húmidas, mesmo em áreas com quedas pluviométricas bastante baixas, do mesmo modo que quedas pluviométricas elevadas em pequenas bacias de recepção, podem originar leques com características que lembram os das regiões áridas (STEEL, 1976 in GALLOAW & HOBDAY,

1983). São actualmente conhecidos casos em que a maioria dos materiais foram depositados por correntes aquosas, mas as dimensões dos leques aluviais são mais pequenas do que seria de esperar em leques de alta eficácia de transporte. É o caso de leques situados entre as localidades de Bot e Horta de Sant Joan (Tarragona), em que se supõe uma segmentação dos leques à medida que estes são levantados pelo bordo tectónicamente activo da bacia a uma velocidade maior do que a do encaixe do canhão fornecedor dos materiais terrígenos do leque aluvial (COLOMBO, 1992). Nestes casos, a resposta a um levantamento repetitivo do bordo tectonicamente activo da bacia e em que a velocidade do levantamento é superior ao encaixe do canhão principal formam-se pequenos leques sobreimpostos nas zonas do tronco e cabeceiras do leque aluvial (BULL, 1968; HEWARD, 1978; COLOMBO, 1992).

Assim a diferente organização arquitectural das litofácies dos Cgl. VR relativamente aos Cgl. SA pode traduzir, apenas, uma distribuição diferente de cada tipo de litofácies, no interior dos leques aluviais, em conformidade com as características das áreas de alimentação, ou representarem a evolução natural de fácies, entre depósitos mais mal estruturados, nas áreas proximais e com melhor organização nas áreas mais distais (BULL, 1977, WALKER, 1979; COLOMBO, 1992).

Estas situações poderão aplicar-se à área a norte de Abrantes, onde os depósitos são mais mal estruturados junto das cristas de quartzito e com melhor organização com o afastamento dos relevos. Na área de Mação, esse facto surge particularmente notório na rampa do Telégrafo, a sul de Mação. Ali, os sedimentos parecem ter sido depositados por fluxos viscosos na extremidade norte, enquanto, na extremidade oposta, exibem notável organização arquitectural, com estratificações bem definidas e formas canalizadas.

Recuando à paleogeografia finineogénica, entre o rio Zêzere, a oeste, e o Tejo, a leste, nenhum curso de água daquelas dimensões corta, por antecedência, ou epigenia, a área interfluvial que vai da extremidade oriental do sinclinório de Amêndoa à extremidade ocidental do maciço de Vila

de Rei. Aquela área está limitada, do lado norte, pelo acidente WNW-ESE da ribeira da Pracana, que se prolonga para ocidente, separando o maciço de Vila de Rei do compartimento abatido da Sertã (Fig. IV-14). Uma observação da repartição dos Cgl. VR revela que estes se distribuem, precisamente, nessa área interfluvial, confinada do lado norte pelo acidente da ribeira da Pracana, enquanto os Cgl. SA estão cartografados (BARBOSA, 1995 mapa anexo) nas áreas adjacentes aos actuais traçados do Tejo e do Zêzere. Ou seja, os Cgl. VR parecem corresponder a derrames locais, cujas bacias de alimentação estariam confinadas, do lado norte, pelo acidente da ribeira da Pracana, comparativamente aos Cgl. SA, cuja extensão regional parece estar à escala do pré-Zêzere e do pré-Tejo. Em que medida, as diferenças nas estruturas sedimentares e litofácies entre os Cgl. VR e os Cgl. SA representam o reflexo desse confinamento das bacias hidrográficas, ou episódios de épocas diferentes, é uma questão que deixamos em aberto.

Face à complexidade de factores que influenciam a construção dos leques aluviais, que vão desde a litologia, à superfície e declives das bacias de drenagem, gradiente do canal principal, tipo e qualidade das descargas aquosas, passando pelo regime climático e incidência de movimentos tectónicos (GALLOWAY & HOBDAY, 1983; COLOMBO, 1992), poder-se-ão considerar as duas hipóteses de modelo deposicional e enquadramento estratigráfico dos Cgl. VR acima referidas.

Por último, uma referência aos blocos rolados, com marcas de choque, mas de superfície polida, que se encontram em grande concentração nos amontoados de "conheiras". Estes blocos, presentes nos Cgl. RM e nos *Cgl SA com fácies de leque aluvial*, foram retomados de uma formação anterior. Actualmente, pertencem às unidades que os incorporaram e terão a idade destas. Podendo existir "conheiras" em depósitos miocénicos (Cgl RM); pliocénicos (*Cgl. SA com fácies de leque aluvial*); ou mesmo em terraços do Tejo. No entanto, o grau de rolamento destes blocos não tem paralelo com o rolamento da maior parte dos calhaus dos leques aluviais, tanto dos Cgl. RM, como dos *Cgl. SA com fácies de leque aluvial*. Estes blocos ro-

lados fariam parte de uma drenagem mais antiga, hoje difícil de reconstituir.

Uma referência ao termo leque aluvial que se utilizou para as várias acumulações conglomeráticas do bordo norte da bacia do Tejo. Os dois derrames conglomeráticos, abordados neste capítulo, (Cgl. RM e *Cgl. SA com fácies de leque aluvial*) são formados por materiais dos mais grosseiros e mais mal calibrados, com imaturidade textural muito grande. Estes derrames ocupam uma posição de bordo de bacia, controlada por falhas, onde é frequente a ocorrência deste tipo de sistemas fluviais.

# CAPÍTULO V

## O NÍVEL EMBUTIDO MAIS ANTIGO DA BACIA SEDIMENTAR DO TEJO

Consideram-se níveis embutidos, os níveis desenvolvidos abaixo da superfície culminante da bacia, pela rede de drenagem actual, nomeadamente do rio Tejo, ou dos seus afluentes e cuja idade é considerada quaternária, na bibliografia sobre este tema. Estes níveis podem assumir formas de superfícies erosivas e terraços de acumulação.

Devido à extensão da área de trabalho, reconheceram-se os níveis embutidos por áreas parcelares da bacia, sendo estas limitadas pelos degraus tectónicos da ribeira de Ulme e de Gavião-Mte. do Penedo. Aqueles degraus individualizam, no interior da bacia, áreas com diferente subsidência e evolução morfotectónica própria, que se manifesta na organização da rede de drenagem.

O nível embutido mais antigo da bacia, tal como os restantes, em posição inferior, foram estudados e cartografados em três áreas distintas: a sul do paralelo de Chamusca; a norte deste paralelo, abrangendo a área da bacia contígua ao troço E-W do rio Tejo e a nordeste da falha de Gavião.

Na área a sul do paralelo de Chamusca, cujo limite norte se pode estabelecer pelo traçado da ribeira de Ulme, registam-se as maiores subsidências da bacia e, consequentemente, as maiores espessuras de sedimentos. Nesta área, com drenagem para o quadrante sudoeste, a superfície culminante encontra-se muito degradada e dela restam apenas alguns retalhos, conservados em posição de interflúvio (Fig. V-1).

Entre a ribeira de Ulme e a falha de Gavião, a subsidência da bacia é consideravelmente inferior à que se verifica a sul do paralelo de Chamusca. Em termos médios, a espessura de sedimentos acumulados varia entre 100 e 160 m, nesta área, enquanto a sul do paralelo de Chamusca, os sedimentos chegam a ultrapassar 1000 m de espessura (ANTUNES & PAIS,

1993; GONÇALVES *et al.*, 1979). Ao sul do Tejo, na área contígua ao troço E-W deste rio, a rede hidrográfica dirige-se para noroeste, determinada pelo movimento de balança de grande raio de curvatura, referido no capítulo III.

Na área a nordeste da falha de Gavião, próxima do contacto da bacia com o Maciço Hespérico, as coberturas sedimentares são pouco espessas, quase peliculares e muito retalhadas pela incisão dos cursos de água, que põem a descoberto o soco. Nesta área, a drenagem dirige-se para o quadrante sudoeste, consequente com a inclinação da superfície culminante da bacia.

Neste capítulo analisa-se o nível embutido mais antigo da bacia do Tejo, em cada uma das áreas anteriormente definidas. Utiliza-se este nível como referência geomorfológica, na identificação de deformações tectónicas no interior da bacia. No final do capítulo, procura-se estabelecer correlação entre o nível embutido mais antigo da bacia do Tejo com outros níveis fora da mesma, particularmente com níveis geomorfológicos, reconhecidos na região de Lisboa e Península de Setúbal, situada no prolongamento para jusante da área de trabalho.

## 5.1-ÁREA A JUSANTE DE CHAMUSCA

### 5.1.1-O nível de Mora-Lamarosa (NML 100-130 m)

A jusante de Chamusca, nomeadamente a sul da ribeira de Ulme, a superfície culminante encontra-se quase totalmente dissecada pela drenagem, tendo-se formado um nível embutido, que erodiu parcialmente os Cgl. SA (Fig.V-1). Este nível tem altitudes de 100 m a leste de Glória do Ribatejo, 160-170 m a ocidente de Ponte de Sor, podendo atingir 250 m na extremidade nordeste da bacia. Na área de Mora-Lamarosa, onde este nível foi referenciado pela primeira vez (MARTINS & BARBOSA, 1992), as altitudes não ultrapassam 125-130 m.

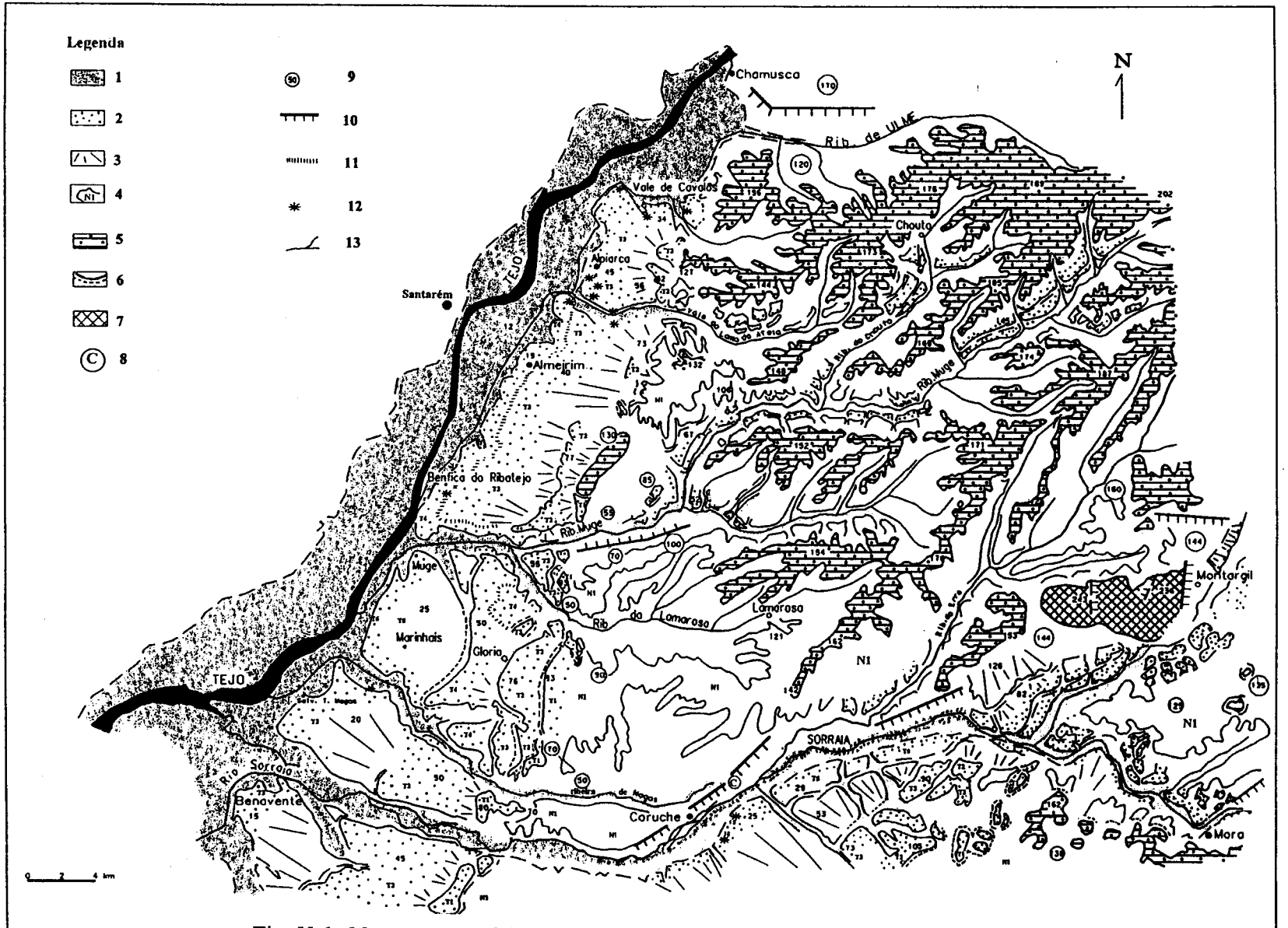



Fig. V-1. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo a jusante de Chamusca. Legenda: 1-planície aluvial; 2-terraços quaternários; 3-*glacis* de erosão; 4-nível de Mora-Lamarosa (superfície de erosão); 5- superfície culminante da bacia; 6-alto e base de vertente ou rebordo exterior e interior de terraço; 7- maciço de Montargil; 8-captura; 9- cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim, ou das fácies areníticas desta unidade;10-escarpa de falha; 11- rebordo de erosão suave; 12-locais de indústrias paleolíticas; 13- cursos de água.

O NML desenvolve-se ao longo da rede de drenagem e liga-se à superfície culminante através de um rebordo erosivo com 25 m de altura, que não deixa grandes dúvidas sobre a natureza deste nível. Interpretado como uma superfície de erosão (*op. cit.*, 1992, p. 21), este nível ocupa grandes áreas a jusante de Montargil e S. José da Lamarosa, onde forma um relevo ondulado e monótono, constituindo já uma superfície degradada pelas incisões posteriores da drenagem.

Para montante, ao longo do rio Sorraia, das ribeiras de Muge, de Sor e do Chouto, os níveis embutidos mais recentes e concorrentes com NML tendem a confundir-se com ele. Nos troços daqueles cursos de água, as formas de embutimento estão representadas por *glacis*, que se ligam a terraços para o interior dos vales. Estes níveis, mais recentes, são particularmente desenvolvidos na vertente mais suave de vales dissimétricos. Na vertente oposta, a estrutura dos sedimentos, associada às diferenças de litologia, particularmente entre os Cgl. SA e as unidades litostratigráficas subjacentes, definem, por erosão diferencial, um rebordo de erosão nítido, limitando pequenas rechãs abaixo da superfície culminante (Fig. V-1).

Para o lado ocidental, o NML liga-se aos terraços mais antigos do Tejo, que se situam a 90 m de altitude, na área de Glória do Ribatejo. Apontam-se, a título de exemplo, os terraços de Franciscão e Ferrarias, a norte e a sul da serra de Almeirim e os de Caniçais e Cocharro, a leste de Glória do Ribatejo.

A leste de Coruche (Fig. V-2), verifica-se uma situação semelhante. Nesta área, o NML vem ligar-se a terraços de acumulação do Sorraia, dispostos num alinhamento de colinas residuais desde o Couço a S. Torcato (Fig. V-2). Estes terraços são constituídos pelas cascalheiras que coroam as colinas de Serra da Burra (131 m), Terrafeiro (117 m), Medronheira (96 m), Marmelos (103 m ) e Calvo (109 m), assentando em sedimentos terciários, constituídos essencialmente por materiais greso-argilosos. As características sedimentológicas destes terraços serão apresentadas no capítulo VI.

### 5.1.1.1-Posição do NML em relação às unidades litostratigráficas

Na bacia do Tejo, grande parte das formações geológicas estão cartografadas com a rubrica MP (Miocénico e Pliocénico indiferenciados), enquanto os afloramentos pliocénicos estão representado com a rúbrica (P3) (ZBYSZEWSKI, 1953; ZBYSZEWSKI & FERREIRA 1979; CARVALHO & CARVALHOSA, 1982; ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1984).

Segundo a estratigrafia recentemente estabelecida (BARBOSA, 1995), o complexo MP é separado na unidade das "Argilas de Tomar" (Miocénico Inferior e Médio) e na unidade dos "Arenitos de Ulme" (Pliocénico). Esta unidade oferece os afloramentos mais extensos a sul de Mora, Montargil e S. José da Lamarosa (*op. cit.*, 1995, mapa anexo). Do lado do Tejo, os Cgl. SA e suas equivalentes fácies areníticas distais (Arenitos de Ulme) parecem ter larga representação até cotas bastante baixas, situando-se a base dos Arenitos de Ulme entre as curvas de nível de 50 e 80 m, nos interflúvios das ribeiras de Magos e Lamarosa, onde o escavamento dos vales descobre as Argilas de Tomar, junto ao leito destes cursos de água (BARBOSA, *op. cit.*, mapa anexo).

O nível de Mora-Lamarosa adquire grande desenvolvimento a sul das referidas localidades, onde trunca parcialmente os Arenitos de Ulme, ou o complexo MP da cartografia geológica.

Do lado oriental da ribeira de Sor, mais precisamente entre Mora e Montargil, as fácies areníticas distais dos Cgl. SA (Arenitos de Ulme), correspondem aos últimos 15-20 m dos depósitos do topo dos relevos residuais Vaca (153 m), Albardeira (155 m) e Raivozinho (162 m). Estes relevos elevam-se 25-30 m acima do nível de Mora-Lamarosa. Quer isto dizer que, naquela área, as formações do complexo MP da cartografia geológica, truncadas pelo nível de Mora-Lamarosa, pertencem a unidades subjacentes aos Arenitos de Ulme e muito provavelmente ao Miocénico.

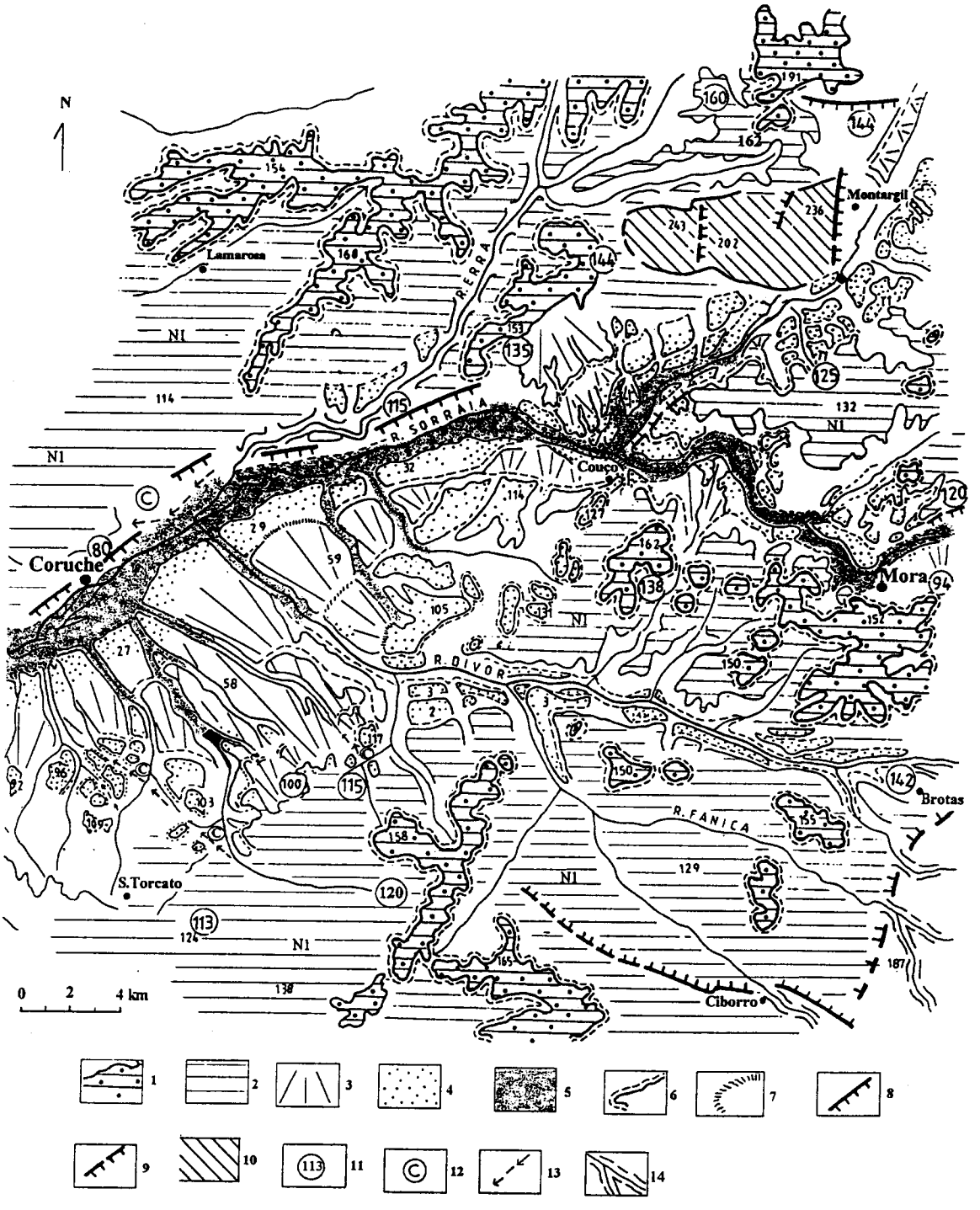
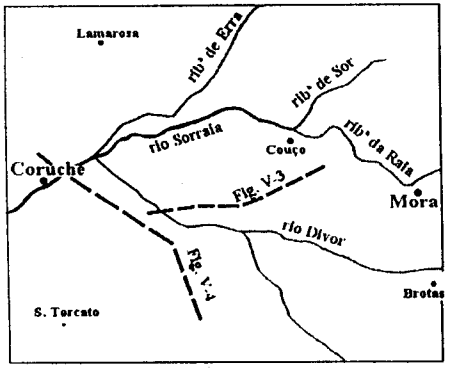



Fig. V-2. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo a Este de Coruche.

Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2- nível de Mora-Lamarosa; 3- *glacis;* 4- terraços; 5- planície aluvial; 6- alto e base de vertente; 7-rebordo de erosão suave; 8- escarpa de falha; 9- escarpa de falha provável; 10- maciço de Montargil; 11-cota do limite inferior dos Cgl. SA, fácies areníticas; 12- captura; 13- direcções de antigos traçados da drenagem, vales abandonados; 14- cursos de água muito encaixados.



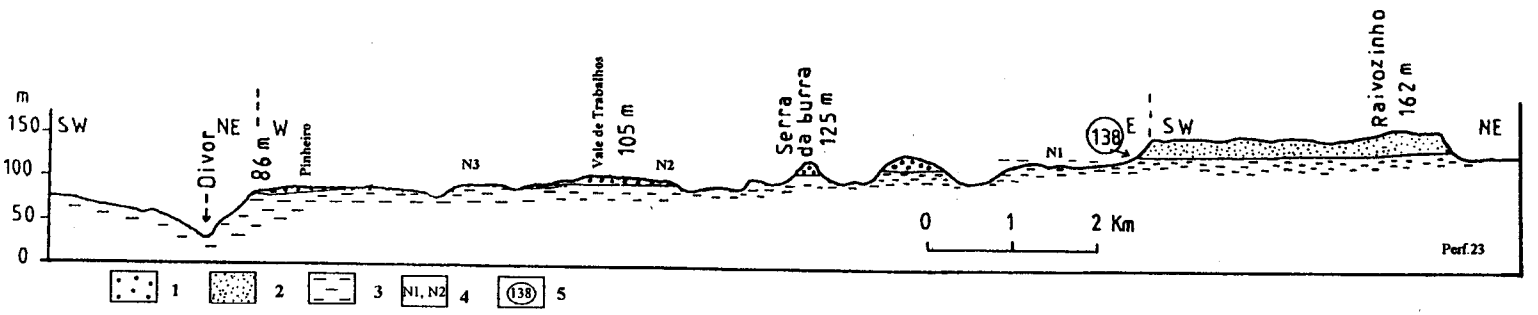




Fig. V-3. Corte da superficie culminante de Raivozinho para o rio Divor, mostrando dois níveis de terraço (Serra da Burra e Vale de Trabalhos) e um *glacis*-terraço (N3) de Pinheiro.

Legenda: 1- terraços (Pleistocénico); 2- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar (Miocénico); 4- níveis embutidos; 5- cota da base da unidade dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

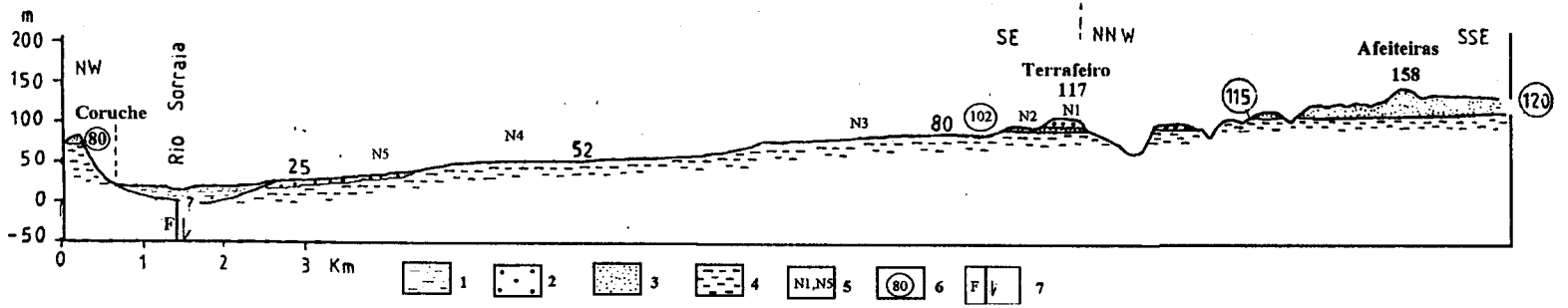



Fig. V-4. Corte geomorfológico mostrando o vale dissimétrico do rio Sorraia a Este de Coruche. Na vertente suave desenvolveram-se extensos *glacis* de erosão, N3 e N4.

Legenda: 1- aluviões (Holocénico); 2-terraços (Pleistocénico); 3- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 4- Argilas de Tomar (Miocénico); 5- níveis embutidos; 6- cota da base da unidade dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 7-falha.

O NML desce para sudoeste, ou seja, no mesmo sentido das unidades litostratigráficas, de modo que esta superfície erosiva intersecta a estratificação com um ângulo muito baixo, mantendo-se próximo do contacto dos Arenitos de Ulme com as Argilas de Tomar subjacentes.

Os perfis geomorfológicos na direcção do Sorraia e do Divor (Figs. V-3 e V-4) mostram a superfície culminante nos planaltos de Raivozinho e Afeiteiras. Abaixo desta superfície, desenvolve-se o nível de Mora-Lamarosa, que se nivela com os cimos dos relevos de Terrafeiro (117 m) e Serra da Burra (125 m), coroados por depósitos conglomeráticos dos primeiros terraços do Sorraia e Divor. Defendidos da erosão pelas litofácies grosseiras, os terraços de Serra da Burra e Terrafeiro chegam a salientar-se do NML[1], que foi rebaixado nas formações greso-argilosas subjacentes, pelos embutimentos posteriores. Na Serra da Burra, as cascalheiras de terraço assentam directamente nas Argilas de Tomar e o NML encontra-se talhado nesta unidade, mas muito próximo do contacto com os arenitos pliocénicos, cujo limite inferior se encontra a 138 m, ligeiramente acima da superfície erosiva (veja-se a cota do nível de referência estratigráfico, no relevo residual de Raivozinho). O mesmo parece não acontecer ao sul do Divor (Fig. V-4), onde o NML trunca parcialmente arenitos com fácies idênticas às da unidade de Ulme, sugerindo uma ligeira subsidência da área a sul do rio Divor. Os perfis mostram algumas acumulações cascalhentas de terraços inferiores, em Vale de Trabalhos (105 m) e no planalto de Pinheiro (86 m) mas, como se pode ver (Fig. V-3), alguns dos níveis mais desenvolvidos abaixo do NML correspondem a superfícies erosivas do tipo *glacis*, que truncam o substrato miocénico[2].

---

[1] A posição ligeiramente destacada justifica o atributo de "serra" a estes relevos. "Serra" Galega, "Serra" do Valão, "Serra" da Folga, "Serra" do Pessegueiro são designativos utilizados na região de Coruche a elevações que se destacam 15 a 20 m da aplanação envolvente.

[2] Os terraços de acumulação surgem próximo da planície aluvial. Estes terraços estão embutidos na superfície do *glacis* como se pode verificar na estrada de Coruche para Foros do Rebocho. Ali, a descida da superfície do *glacis* para o nível de terraço inferior verifica-se 250 m a sueste da nova fábrica de açucar de beterrada, onde ocorre um rebordo de erosão suave, entre o rebordo inferior do *glacis*, a 45 m e o nível de terraço com 25 m de cota média.

Do lado do Tejo (Fig. V-1), além dos terraços referidos, ao norte e ao sul da serra de Almeirim e a leste de Glória do Ribatejo (Caniçais, Cocharro e Serra da Folga), pertencem ao nível de terraços mais antigos do Tejo (T1), acumulações conglomeráticas cartografadas com Q1 e Q2 na cartografia geológica, entre Glória do Ribatejo e Santo Estevão (manchas de Serra Galega, Peso e Cascalho) (ZBYSZEWSKY & VEIGA FERREIRA,1968, 1969).

### 5.1.1.2-Deformações neotectónicas referenciadas pelo NML na área de Montargil e Maranhão.

O NML constitui uma superfície erosiva extensa, que pode ser utilizada, como referência geomorfológica, para identificar deformações tectónicas no interior da bacia. A identificação destas deformações requer alguns cuidados, pois o NML não apresenta um nivelamento tão perfeito como a superfície culminante da bacia. Os pequenos desníveis, resultantes das imperfeições do aplanamento, tornam mais difícil a averiguação dos deslocamentos estruturais, quase sempre com fraca expressão topográfica. Na identificação destas deformações, utiliza-se a superfície culminante, o nível de Mora-Lamarosa e, sempre que possível, a descontinuidade estratigráfica da base dos Cgl. SA.

No sector oriental da bacia, encontra-se uma área deprimida, limitada por dois degraus topográficos com direcção WNW-ESE (Fig.V-5). Um degrau coincide com a falha de Maranhão (visível próximo da barragem) e o outro corresponde a uma escarpa situada do lado sul da ribeira da Raia, próximo de Cabeção. Estes degraus apresentam traçados rectilíneos, que não se ajustam a contactos litológicos.

Os perfis gemorfológicos transversais aos degraus de Maranhão e de Cabeção (Figs. V-6 e V-7) revelam deslocações tectónicas da ordem de 20 a 25 m, associadas aos degraus morfológicos referidos. Estas deslocações podem referenciar-se pela superfície culminante e pelo NML, sendo

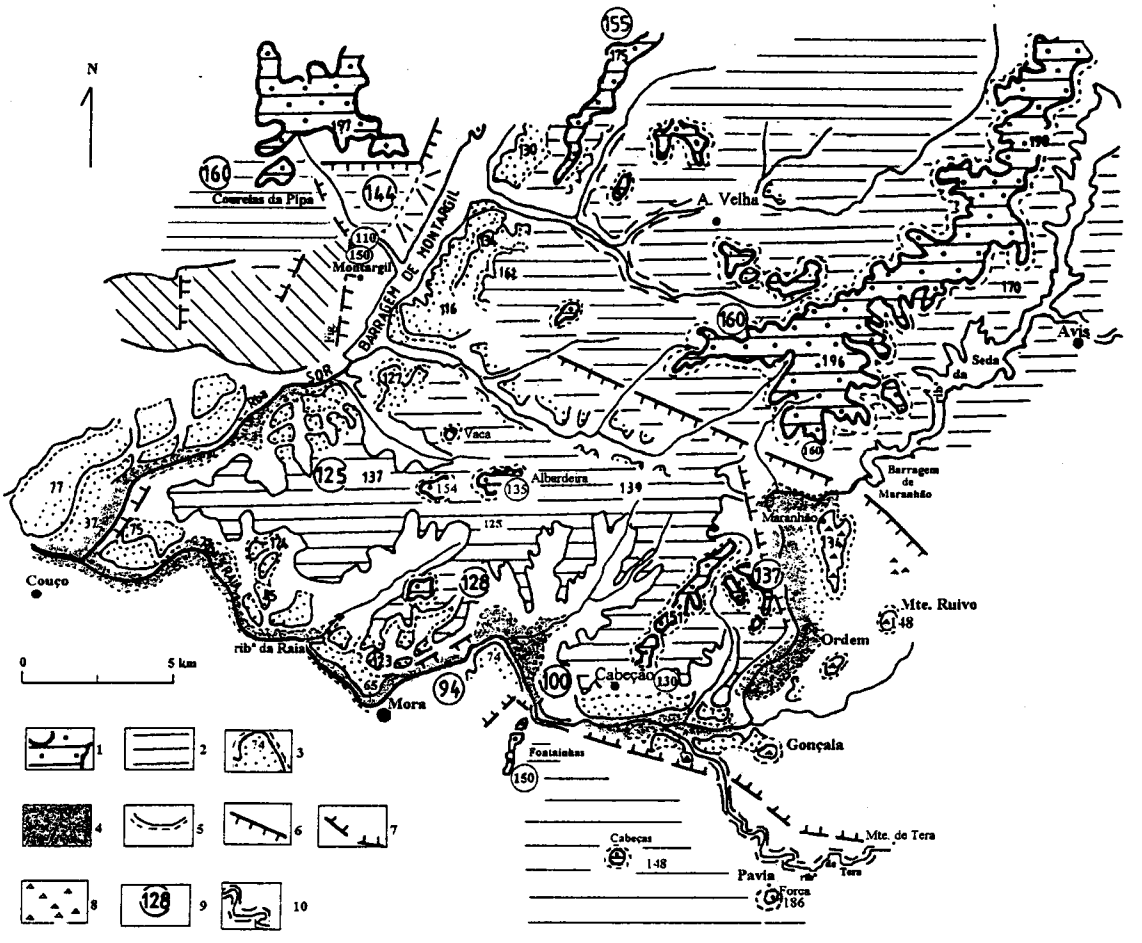



Fig. V-5. Mapa geomorfológico da área de Maranhão. Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível de Mora-Lamarosa; 3-terraços; 4-aluviões; 5-alto e base de vertente; 6-escarpa de falha; 7-escarpa de falha provável; 8-depósito de leque aluvial; 9-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim (facies areníticas); 11-curso de água encaixado.

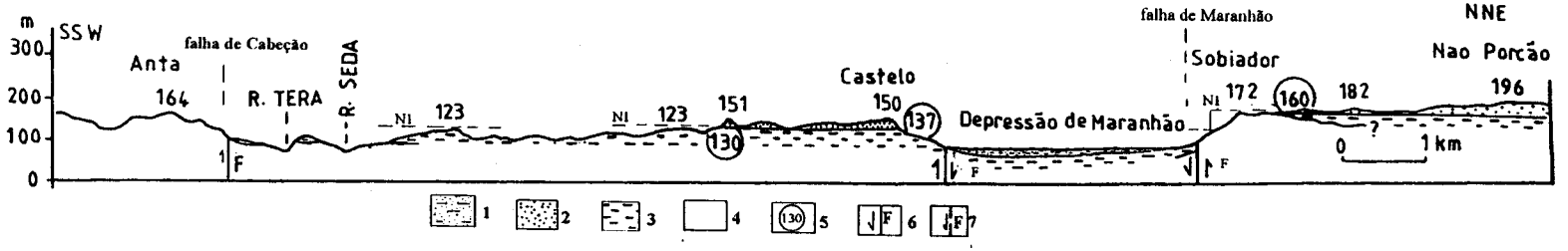
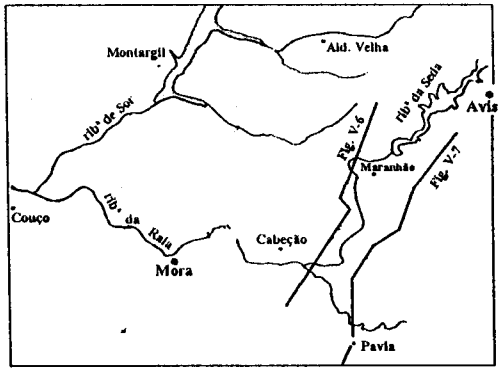



Fig. V-6 Perfil geomorfológico cruzando a depressão de Maranhão do lado ocidental da ribeira da Seda. O perfil mostra a superfície culminante e o nível de Mora-Lamarosa deslocados junto à falha de Maranhão. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e unidades litostratigráficas subjacentes (Miocénico); 4-soco hercínico; 5-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 6-falha; 7-falha provável.



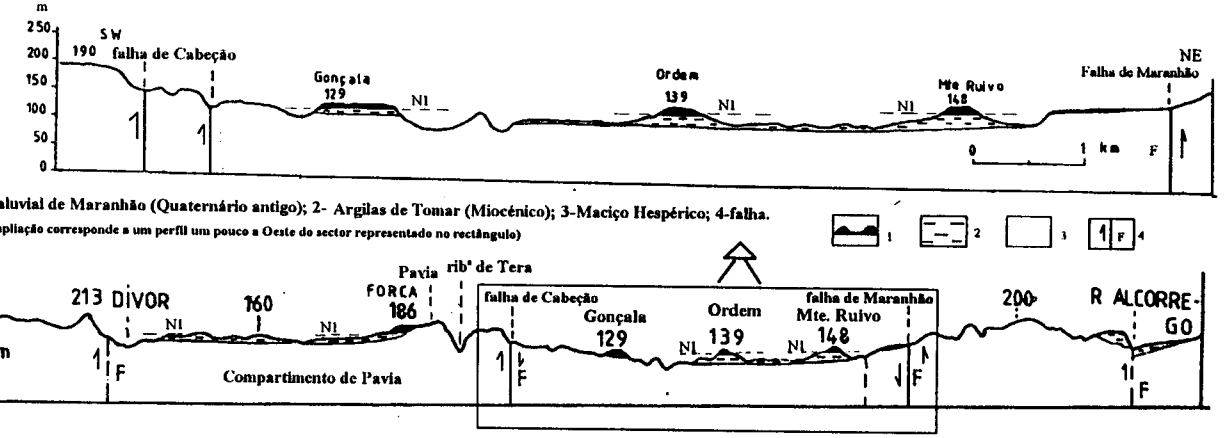




Fig. V-7 Perfil geomorfológico do lado oriental da ribeira da Seda, desde o vale dissimétrico de Alcôrrego até ao v.g. Porfias ao sul do rio Divor. O corte cruza os acidentes de Maranhão, Cabeção e Divor, com actividade neotectónica referenciada pelo NML (N1). Legenda: 1-leque aluvial de Maranhão (Quaternário antigo ?); 2-Argilas de Tomar (Miocénico); 3-soco hercínico; 4-falha.

igualmente confirmados por rejeito das unidades litostratigráficas da bacia.

No corte do v.g. Não Porcão (196 m) Anta (164 m) (Fig. V-6), a superfície culminante encontra-se a 196 m, a norte da falha de Maranhão e a 150 m, no v.g. Castelo, a sul deste acidente. Neste local, podem ter sido erodidos 10 a 15 m de enchimento sedimentar, uma vez que a superfície culminante está um pouco degradada[3]. A projecção da superfície culminante do v.g. Castelo, para nordeste, não coincide com a superfície culminante a norte da falha do Maranhão, verificando-se um desnível de 46 m. O deslocamento estrutural deve ser ligeiramente inferior ao desnível topográfico actual, atendendo à degradação da superfície culminante no v.g. Castelo e ao facto das altitudes de referência serem tomadas em locais com certo afastamento. No entanto, estima-se um deslocamento da ordem dos 23 m, atendendo à posição do limite superior das Argilas de Tomar dos dois lados da falha. Esta referência estratigráfica encontra-se a 137 m, no v.g. Castelo e a 160 m, na área de Sobiador.

Aquele deslocamento compromete o NML, que se desenvolve abaixo da superfície culminante. No compartimento abatido, o NML, com 123 m de altitude, trunca as Argilas de Tomar e, no compartimento levantado, corta parcialmente os arenitos pliocénicos, na área de Sobiador. Aqui, o rebaixamento erosivo do NML encontra-se acima da superfície culminante do v.g. Castelo, mostrando actividade da falha após a formação do NML. O facto do NML truncar as Argilas de Tomar no compartimento abatido e os arenitos pliocénicos no compartimento levantado, mostra que o movimento da falha é posterior à formação da superfície erosiva. Um deslocamento anterior à formação do NML não explica a posição deste nível acima da superfície culminante do v.g. Castelo, nem a truncatura da formação mais recente, no compartimento levantado.

O perfil a leste de Maranhão (Fig.V-7), também confirma movimentação da falha do Maranhão, após a formação do nível de Mora-Lamarosa.

---

[3] A estimativa dos sedimentos erodidos baseia-se no conhecimento da espessura dos "Arenitos de Ulme", que, nesta área, é de 35 m.

Na área deprimida a sudoeste da falha do Maranhão, encontram-se depósitos miocénicos da bacia do Tejo[4], coroados por materiais conglomeráticos sub-angulosos, com 10 a 15 m de espessura, cuja origem se associa a um pequeno leque aluvial, derramado a partir dos degraus de Maranhão e de Cabeção (Figs. V-5 e V-7). A área deprimida está confinada, do lado sul, pelo degrau de Cabeção (FEIO & MARTINS, 1993), que corresponde ao terceiro degrau deste perfil a contar do lado nordeste. Analisemos, a seguir, a posição do NML nos perfis geomorfológicos a oeste e a leste de Maranhão, em posição lateral um do outro.

No perfil a oeste de Maranhão (Fig. V-6), o NML, a 123 m, desmantelou os arenitos pliocénicos entrando nas Argilas de Tomar ao sudoeste do v.g. Castelo (150 m). Não se encontram vestígios do leque aluvial a oeste da ribeira da Seda.

No perfil a leste deste curso de água (Fig. V-7), o plano que se nivela com o NML, do lado oeste, é o da base dos leques aluviais dos relevos de Gonçala (129 m), Ordem (139 m) e Mte.Ruivo (148 m). Ao descontar-se a espessura de 10 a 12 m do leque aluvial, verifica-se que a superfície fossilizada pelos depósitos do referido leque coincide com o nível de erosão, a 123 m (N1), do lado oeste da ribeira da Seda. Os cimos daqueles relevos residuais ultrapassam a altitude da descontinuidade estratigráfica, que separa as Argilas de Tomar dos arenitos pliocénicos, sugerindo que o nível de Mora-Lamarosa truncou primeiro aqueles arenitos dos dois lados da ribeira da Seda, tendo-se posteriormente derramado os depósitos grosseiros do leque aluvial, fossilizando a superfície de erosão. Admitindo a hipótese do leque aluvial ser anterior ao nível de Mora-Lamarosa, os leques deveriam fossilizar a superfície culminante, mas, neste caso, subjacente ao leque aluvial deveriam encontrar-se os arenitos pliocénicos, o que não se verifica, pois os depósitos do leque aluvial assentam directamente nas Argilas de Tomar. A hipótese dos depósitos conglomeráticos corresponderem a terraços da ribeira da Seda é posta de parte pelo facto do rolamento dos

[4]Na carta 36-A (Pavia) (ZBYSZEWSKI *et al.*,1980) estes depósitos são considerados do Paleogénico, mas, na estratigrafia recentemente proposta, os depósitos argilosos desta área foram considerados miocénicos (BARBOSA, 1995).

calhaus variar rapidamente na direcção dos degraus de Maranhão e de Cabeção e do rolamento ser inferior ao dos calhaus de terraços da ribeira da Seda a montante da falha. Os calhaus mais rolados correspondem a Monte da Ordem (0,21), na posição central da área deprimida e os mais mal rolados, aos de Monte Ruivo (0,16) e Gonçala (0,18), junto aos degraus de Maranhão e de Cabeção. Vejam-se os valores do rolamento do Quadro VI-3 do capítulo VI. Além das diferenças no rolamento, os depósitos que coroam os relevos Gonçala (129 m), Ordem 139 m) e Monte Ruivo (148 m), apresentam uma composição diferente dos terraços da ribeira da Seda, nomeadamente, um forte enriquecimento em quartzo. Este aumento de quartzo acaba por contaminar os terraços a jusante da falha de Maranhão, que registam aumento brusco da percentagem daquele elemento, relativamente aos terraços a montante da falha.

Os depósitos do leque aluvial fossilizam parcialmente o *pediment* da escarpa de falha do Maranhão. Derrames deste tipo estão, muitas vezes, associados a degraus tectónicos. Admitindo que o leque se relaciona com algum impulso da falha do Maranhão, hipótese provável, pois este acidente desloca a superfície culminante da bacia, o movimento correlativo do derrame do leque aluvial seria posterior ao NML e, muito provavelmente, de idade quaternária.

No compartimento de Pavia, encontram-se outras evidências de ajustamentos da drenagem aos deslocamentos tectónicos nesta área. A ribeira de Tera apresenta traçado inadaptado em relação aos dispositivos tectónicos, pois penetra no compartimento soerguido de Pavia, próximo do Monte de Tera e deixa este compartimento junto da confluência com a ribeira da Raia (Fig. V-5). No compartimento de Pavia, a ribeira de Tera corre encaixada, num vale com declive longitudinal superior ao do sector a montante do Monte de Tera, onde se verificam troços com forte aluvionamento (RAMOS, 1994). Embora pequenos troços da ribeira de Tera se encontrem controlados pela fracturação, nota-se aumento da sinuosidade do vale, no interior do compartimento de Pavia, ou seja, no sector com maior declive e sujeito a soerguimento. É possível que o aumento da sinuosidade, neste sector, represente uma forma de ajustamento do canal, de

maneira a compensar o aumento do declive, resultante do levantamento do compartimento de Pavia (*horst* de Pavia) (Fig. V-5). Do mesmo modo, o aluvionamento dos troços, a montante do Monte de Tera e na área de Cabeção, pode explicar-se por diminuição do declive, devida à subsidência que se verifica a jusante e a montante do *horst* de Pavia. Os ajustamentos em termos de erosão, deposição e variação de sinuosidade, nos troços da ribeira de Tera, concordam com ajustamentos do mesmo tipo verificados em experiências laboratoriais levadas a cabo por OUCHI (1983) in SCHUMM *et al.* (1987).

Não se pode concluir se a inadaptação da ribeira de Tera em relação ao compartimento soerguido de Pavia corresponde a uma situação de epigenia, ou antecedência. Há manchas de depósitos, atribuídos ao Paleogénico, no compartimento de Pavia (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1980), que indiciam uma situação de sobreimposição, mas o deslocamento do NML, nesta área, parece indicar alguma antecedência da ribeira de Tera em relação aos impulsos tectónicos mais recentes.

No compartimento de Pavia, o cimo do enchimento da bacia (superfície culminante) está representado pelo depósito conglomerático da Forca (186 m) e pelos relevos residuais de Fontainhas e v.g. Cabeças 166 m, a oeste (Figs. V-5 e V-7). A sul-sudoeste da Forca, o nível embutido de Mora-Lamarosa encontra-se a 150 m, ou seja, à mesma altitude da superfície culminante na área de Cabeção (Figs. V-5 e V-7). O desnível de 30 m, que separa a superfície culminante e o nível embutido, corresponde ao comando da escarpa de Cabeção. A conservação dos sedimentos miocénicos, no compartimento de Pavia, implica que o deslocamento responsável pela escarpa de Cabeção seja posterior à formação do NML. Um deslocamento anterior do compartimento de Pavia, seguido do desenvolvimento do NML, é incompreensível com a presença dos depósitos neste compartimento, pois o desenvolvimento do NML, ao alcançar em primeiro lugar[5] o compartimento de Pavia, teria erodido os depósitos, uma vez que estes se encontram acima do NML, na área de Cabeção.

---

[5] O compartimento de Pavia encontra-se ao sul do compartimento de Cabeção.

No compartimento de Pavia, a posição da superfície culminante, a 186 m e do nível de erosão, a 150 m, não se explicam pelo declínio altimétrico da superfície culminante da bacia e do nível embutido, cujas cotas diminuem de nordeste para sudoeste. Atendendo a este factor, a superfície culminante e o NML deveriam ter cotas inferiores às que se observam na área de Cabeção.

A sul do rio Divor (fora do mapa), observa-se outro degrau com 50 m de comando e traçado rectilíneo. Este degrau não coincide com contactos litológicos, nem com níveis homótipos que se sigam lateralmente de uns vales para outros. Trata-se provavelmente de um acidente tectónico com início 1 km a norte do relevo de Aldeia da Serra e que se prolonga para oeste, sempre nos granitos. Este degrau origina um compartimento levantado a sul do Divor (compartimento de Porfias), onde se encontram vestígios de depósitos da base da série estratigráfica, mais altos que a superfície culminante de Forca. O compartimento de Porfias sobe gradualmente até à escarpa de falha de Santana do Campo, situada a norte de Arraiolos, fora do perfil e do mapa. Esta escarpa estabelece a passagem à superfície fundamental, ou peneplanície do Alentejo da região de Évora (FEIO & MARTINS, 1993).

Voltando às falhas de Maranhão e de Cabeção, elas prolongam-se para o interior da bacia, onde parecem deslocar o NML, cerca de 20-25 m.

No corte geomorfológico (Fig. V-8), o nível de Mora-Lamarosa corresponde à superfície ondulada, a 150 m, em torno do v.g. Marmelos e ao nível com 130 m de altitude, embutido no relevo residual Albardeira. Acima deste nível, destacam-se os relevos residuais de Cabecinhos (171 m) Albardeira (155 m) e Fontainhas (161 m), testemunhos da superfície culminante da bacia. Como se pode observar, a sul da ribeira da Margem, o nível de Mora-Lamarosa encontra-se abatido, cerca de 20 m, em relação ao NML do compartimento de Cabecinhos. O ressalto de 20 m é da mesma ordem de grandeza do desnível que se verifica entre a superfície culminante em Cabecinhos e Albardeira. A origem tectónica deste ressalto é confirmada por rejeito das unidades litostratigráficas. No relevo de Cabe-

cinhos, as Argilas de Tomar sobem a 158 m, enquanto no relevo Albardeira, o topo daquela unidade litostratigráfica está a 135 m, subjacente às fácies areníticas dos Cgl. SA (Arenitos de Ulme).

A sul da ribeira da Raia, o NML encontra-se levantado, cerca de 20 m, em relação ao mesmo nível, a norte deste curso de água. O soerguimento do compartimento a sul da ribeira da Raia é igualmente confirmado pelo rejeito das unidades litostratigráficas da bacia. Nas Fontainhas, a base dos arenitos pliocénicos encontra-se a 150 m, ou seja, 15 m acima da mesma referência do lado norte do degrau de Cabeção. Noutro local, (junto ao açude de Gameiro, a oeste de Cabeção) o rejeito entre a cota da base dos Arenitos de Ulme dos dois lados da ribeira da Raia ronda 50 m (Fig. V-5). A subsidência parece acentuar-se na área de Cabeção, onde o limite superior das Argilas de Tomar se encontra bastante baixo, a 100 m no açude de Gameiro, junto à ribeira da Raia. Aqui, o NML trunca os arenitos pliocénicos, enquanto a oeste, na área dos relevos residuais Albardeira, Vaca e S. Martinho, o mesmo nível entra nas Argilas de Tomar, sucedendo o mesmo a leste de Cabeção (Fig. V-5). Estas observações levam-nos a considerar outro acidente, cerca de 2 km a oeste de Maranhão, coincidente com a escarpa NNW-SSE da ribeira da Seda (Fig. V-5). Na base desta escarpa, afloram os sedimentos mais antigos da bacia (atribuídos ao Paleogénico-Oligocénico indiferenciados). Esta escarpa coincide com o lineamento de Coimbra-Tomar-Évora, assinalado na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988). Aquele abrupto limita, conjuntamente com a falha de Maranhão, um alvéolo coincidente com a área de maior aluvionamento da ribeira da Seda: a várzea de Maranhão.

A jusante de Cabeção, o troço NE-SW da ribeira da Raia apresenta um vale dissimétrico com vertente abrupta do lado ocidental (Fig. V-9). Uma sondagem hidrogeológica, com 63 m de profundidade, na vertente oriental da ribeira, atingiu o soco gnaissico aos 43 m de altitude absoluta. A referida sondagem revelou mudança brusca de litologia aos 16 m de profundidade (94 m de altitude absoluta) entre arenitos e argilas. A análise da fracção argilosa dos arenitos do topo desta sondagem deu 63% de ilite e 35 % de caulinite e 2 % de feldspato potássico, ou seja, uma composi-

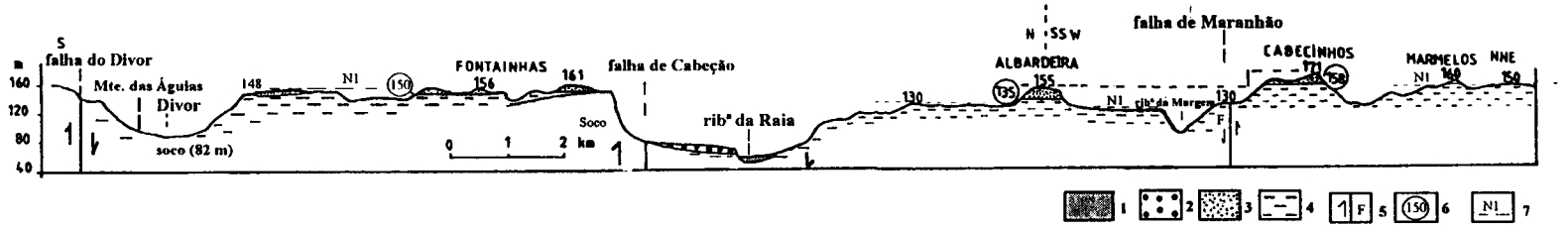
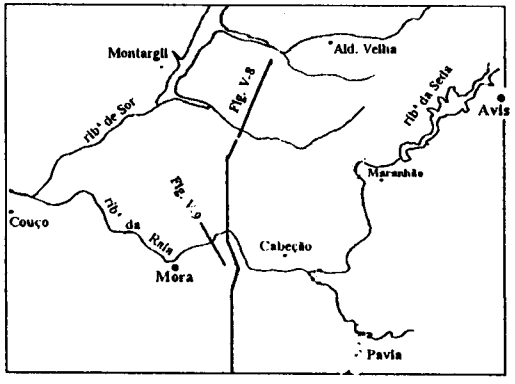



Fig. V-8. Perfil geomorfológico transversal à ribeira da Raia, a norte de Mora, mostrando deformações da superfície culminante e do nível de Mora-Lamarosa (N1) pelas falhas do Divor, Cabeção e Maranhão. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 4-Argilas de Tomar e unidades subjacentes (Miocénico); 5-falha; 6-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim (facies areníticas); 7-nível de Mora-Lamarosa.



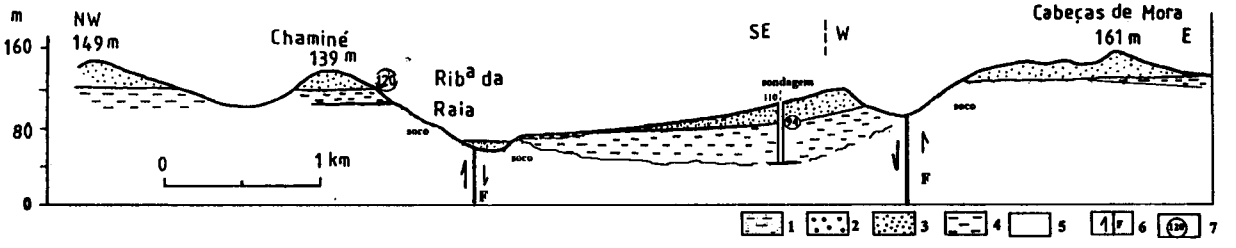




Fig. V-9. Dissimetria tectónica do vale da ribeira da Raia, junto ao Monte da Chaminé (Mora). Legenda: 1- aluviões (Holocénico); 2- terraços (Plistocénico); 3- Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies areníticas (Pliocénico); 4- Argilas de Tomar e unidades litostratigráficas subjacentes (Miocénico); 5- soco hercínico; 6- falha; 7-cota da base da unidade dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

ção que nos leva a correlacionar estes arenitos com o "Complexo Ilito-caulinítico" de CARVALHO (1968) e com os "Arenitos de Ulme" de BARBOSA (1995). A base desta unidade litostratigráfica encontra-se, na vertente ocidental, à cota de 120 m. A posição da estratificação, nos dois lados da ribeira da Raia, indicia a existência um acidente NE-SW, responsável pela dissimetria do vale e pelo soerguimento relativo da vertente ocidental da ribeira da Raia. O referido soerguimento explicaria a truncatura das Argilas de Tomar pelo NML, na área dos relevos residuais Vaca, Albardeira e a brusca inflexão, para sudoeste, da ribeira da Raia a jusante de Cabeção, aproveitando o "corredor" deprimido entre a escarpa ocidental da ribeira da Raia e o compartimento de Pavia, do lado oriental (Fig. V-5 e V-9).

A jusante de Mora, parece haver igualmente um controle estrutural sobre o traçado da ribeira da Raia até à sua confluência com a ribeira de Sor, no Couço. Naquele percurso, ribeira da Raia sofre inflexões bruscas e alternadas, ora para o quadrante WNW, ora para o quadrante SW, ou seja, para orientações paralelas à falha de Cabeção e ao troço NE-SW da ribeira da Raia, a montante de Mora. A inflexão para WNW da ribeira da Raia parece determinada por soerguimento relativo do compartimento situado no quadrante sul. Esta hipótese confirma-se em Mora. Aqui, a base dos arenitos pliocénicos desce gradualmente para sul, encontrando-se a 120 m no Monte de Chaminé, do lado direito da ribeira da Raia, enquanto a sul de Mora, esta referência estratigráfica sobe a 138 m, no Raivozinho. Vejam-se as cotas desta referência na Fig. V-2.

## 5.2-ENTRE AS LOCALIDADES DE CHAMUSCA E GAVIÃO

### 5.2.1-O Nível do Campo Militar de Santa Margarida (NCM 140-170 m)

Este nível corresponde ao primeiro embutimento na superfície culminante, que se observa na área contígua ao troço E-W do rio Tejo entre Gavião e Vila Nova da Barquinha, próximo do Entroncamento(Figs. V-10, V-16 e V-19). As melhores referências do NCM correspondem aos planaltos do Campo Militar de Santa Margarida, de S. Miguel de Rio Torto e de Barrada-Lampreia. Ao sul de Abrantes, o NCM tem altitude de 140-150 m, nas imediações do Tejo e 160-170 m, junto ao rebordo de erosão que estabelece a passagem à superfície culminante.

O NCM corresponde a uma superfície erosiva embutida superfície culminante, da qual permanece extensa área a sul do Campo Militar de Santa Margarida e Bemposta (Figs. V-10 e V-16). Próximo do Tejo, restam dois relevos residuais daquela superfície, nos cabeços de Atalaia (190 m) e Ameixioso (154 m) a leste e a ocidente do referido Campo Militar (Fig. V-10). Em termos de enquadramento morfológico e estratigráfico, o NCM conserva a mesma posição do nível de Mora-Lamarosa e, tal como este, desenvolveu-se por truncatura parcial dos Conglomerados de Serra de Almeirim[6].

Ao sul do Tejo, o NCM inclina para noroeste, ou seja, no mesmo sentido da deformação de grande raio de curvatura da superfície culminante da bacia, referida no capítulo III. Esta deformação parece explicar o grande desenvolvimento do NCM e a conservação parcial dos Cgl SA, na área contígua ao troço E-W do Tejo. O mesmo não se passa do lado norte do Tejo, onde o NCM penetra nas unidades litostratigráficas miocénicas. A sul do Tejo, apenas nos compartimentos sujeitos a soerguimento tectónico é que o NCM trunca as unidades litostratigráficas miocénicas, como acontece no compartimento a ocidente da ribeira de Pai Poldro, soerguido, relativamente ao compartimento a leste do referido curso de água (Fig. V-10).

A posição morfológica do NCM relativamente à superfície culminante da bacia e a identidade genética, deste nível, com o nível de Mora-

6 Exceptuam-se os locais sujeitos a soerguimento tectónico, onde o nível penetra nas "Argilas de Tomar".

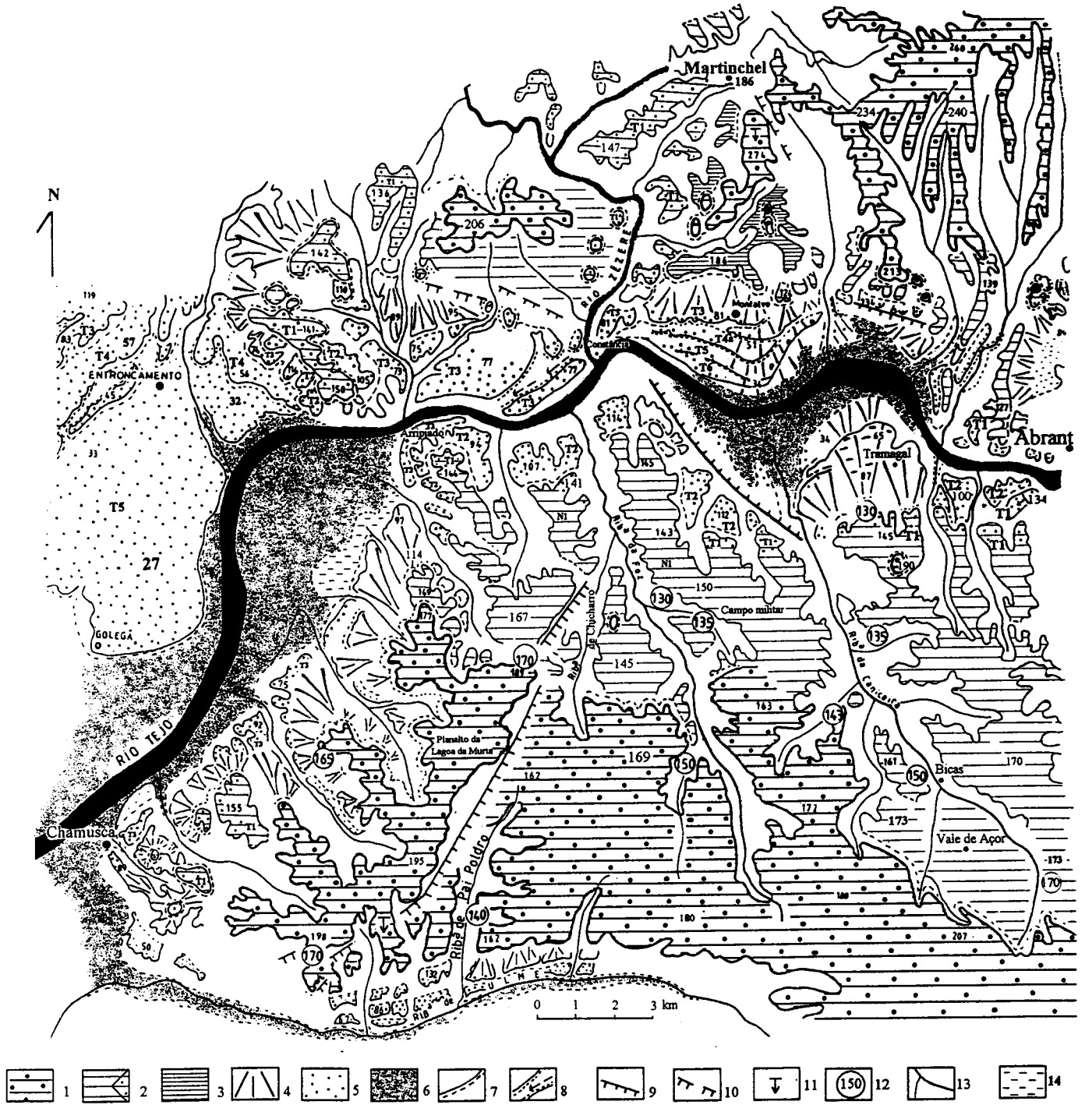



Fig. V-10. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo entre Abrantes e Chamusca. Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível do Campo Militar de Stª Margarida, sem ou com depósitos de terraço; 3-nível de 180-200 m de Medroa; 4-*glacis*; 5-terraços; 6-aluviões; 7-alto e base de vertente; 8-vale abandonado do rio Zêzere; 9-escarpa de falha; 10-escarpa de falha provavel; 11-superfície balançada do *horst* de Medroa; 12-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 13-curso de água; 14-areias de Carregueira.

Lamarosa (NML), levam-nos a considerá-los o mesmo nível embutido, embora se utilizem designações diferentes consoante áreas da bacia. Tal como o nível de Mora-Lamarosa, o NCM corresponde a uma superfície de erosão. Este facto não invalida a ocorrência de deposições locais de materiais cascalhentos, arrastados da superfície culminante e em trânsito à superfície, ou arrancados ao substrato da superfície de erosão, principalmente quando aquele é formado pelos Conglomerados de Serra de Almeirim. Nos planaltos a 150-160 m, a sul do Tejo, são frequentes depósitos conglomeráticos resultantes da remoção daquela unidade litostratigráfica. Os referidos depósitos correspondem a coberturas peliculares correlativas do funcionamento destas superfícies, principalmente quando estas assumem a forma de *glacis*, o que se verifica junto ao rebordo que estabelece a passagem à superfície culminante. No entanto, nas extremidades dos planaltos, próximo do Tejo, surgem acumulações um pouco mais espessas[7] e melhor estruturadas, como sucede na área dos v.g. de Arripiado (135 m), Gonçalo (141 m), Boi (141 m) e nos patamares de Martim Pais (155 m) a leste de Chamusca (Fig. V-10). Estes depósitos, que relacionamos com um transporte no sentido longitudinal do rio Tejo, correspondem aos primeiros terraços deste rio[8], tal como os de Franciscão, Ferrarias e Cocharro, do troço do Tejo a jusante da Chamusca. Ao norte do Tejo, a Chã de Martinchel e os planaltos dos v.g. Leiria (139 m) e Barreiro (155 m) constituem, igualmente terraços de acumulação do rio Zêzere. Os depósitos destes terraços foram objecto de estudo sedimentológico e petrográfico. Os resultados desse estudo serão apresentados no capítulo VI.

#### 5.2.2.1-Deformações neotectónicas referenciadas pelo NCM.

Este nível foi utilizado como referência geomorfológica para identificar deformações tectónicas no interior da bacia.

---

[7] Os depósitos destes terraços, geralmente, não ultrapassam 5 m de espessura.

[8] Vejam-se, no capítulo seguinte, as análises granulométricas e a composição petrográfica dos depósitos de Arripiado, Gonçala, Boi e Martim Pais.

Como se verificou, a propósito do nível de Mora-Lamarosa, a truncatura de diferentes unidades litostratigráficas anda, quase sempre, associada a deformações tectónicas no interior da bacia. A mesma situação parece ocorrer na área entre Abrantes e Chamusca, onde a truncatura de diferentes unidades litostratigráficas pelo NCM parece estar em estreita relação com blocos desigualmente movidos que, nos casos de subsidência, potenciam a conservação dos Cgl. SA e nas situações de soerguimento ou de deformações com balançamento mais acentuado, a penetração do NCM nas formações geológicas mais antigas, chegando, em determinadas áreas, a verificar-se erosão total das coberturas sedimentares.

É, segundo este ponto de vista, que se interpreta a truncatura parcial dos Cgl. SA pelo NCM, na área central da bacia ao sul do Tejo e a penetração da mesma superfície erosiva nas unidades miocénicas subjacentes, ou a exumação do substrato paleozóico em grande parte das áreas ao norte do Tejo. Como se viu, a propósito das deformações de grande raio de curvatura (capítulo III), as áreas da bacia a norte e a sul do Tejo revelam deformações que se traduzem numa subsidência dirigida para a posição actual do Tejo, mas o bordo norte da bacia, está claramente levantado em relação à área ao sul do mesmo rio.

A actividade neotectónica destas deformações deverá comprometer o NCM, ou depósitos quaternários, pois movimentos anteriores também originariam a truncatura de diferentes unidades litostratigráficas pela superfície de erosão quaternária, que se limitaria, neste caso, a decapitar a estratificação anteriormente deformada. É o que se tenta averiguar, a seguir, com os acidentes já referidos a propósito de alguns degraus da superfície culminante e que procuraremos acompanhar através do mapa (Fig. V-10) e de perfis geomorfológicos.

### 5.2.2.2-Deslocamentos quaternários nos acidentes das ribeiras de Ulme e de Pai Poldro.

As falhas das ribeiras de Ulme e de Pai Poldro individualizam um compartimento a leste de Chamusca, conhecido por planalto de Lagoa da Murta, onde a superfície culminante está ligeiramente levantada em relação à mesma superfície a sul da ribeira de Ulme e a leste da ribeira de Pai Poldro (Fig. V-10).

Ao referirmos estes acidentes, no capítulo III, verificamos que a maior parte da componente do deslocamento, responsável pela deformação da superfície culminante é posterior à deposição dos Cgl. SA. No entanto, tendo em consideração a idade pliocénica daquela unidade litostratigráfica, a confirmação de movimentação neotectónica no acidente da ribeira de Ulme deve considerar-se, por comprometimento dos terraços do Tejo daquela área, ou do NCM, que são superfícies geradas pela rede quaternária.

Ao sul da ribeira de Ulme, no sector entre Vale de Cavalos e aquele curso de água, a superfície culminante da bacia forma um planalto a 145-150 m de altitude, mas não se observa o embutimento do NCM. Ao contrário, no compartimento a norte da ribeira de Ulme, o embutimento na superfície culminante é nítido, principalmente dos lados norte e ocidental do planalto da Lagoa da Murta (Fig. V-10 e Est. III-1). Do lado ocidental deste planalto, o NCM está representado por patamares com depósitos de terraços, a 150-160 m, em Martim Pais (150 m) e no relevo residual Cabeça Alta 2ª (159 m). Estes patamares estão à mesma altitude, ou ligeiramente acima da superfície culminante a sul da ribeira de Ulme, indicando que, pelo menos parte do abatimento do compartimento a sul daquele curso de água é posterior à formação do NCM e dos terraços situados do lado ocidental do planalto de Lagoa da Murta, na extremidade do NCM (Fig. V-10). A presença destes terraços concorda com o levantamento do bloco a norte da ribeira de Ulme e com o esquema clássico de formação de maior número de níveis embutidos nas áreas sujeitas a levantamento.

A leste do planalto da Lagoa da Murta, a falha da ribeira de Pai Poldro revela também movimentação posterior ao desenvolvimento do NCM. Como atrás se referiu, a sul do Tejo, este nível desenvolve-se, quase sem-

pre, nos Cgl. SA. É o que acontece em toda a área do Campo Militar de Stª. Margarida, onde o NCM está talhado naquela unidade litostratigráfica. Ali, a base dos Cgl.SA encontra-se a 135 m e a superfície de erosão a 150 m. Mas, a oeste do alinhamento dos cursos de água de Pai Poldro e Chicharro, o NCM encontra-se embutido nas unidades litostratigráficas subjacentes aos Cgl. SA. A base destes situa-se a 170 m, na extremidade norte do planalto da Lagoa da Murta, ou seja, 10 a 15 m acima da superfície de erosão (Fig. V-10).

A propósito, compare-se o perfil geomorfológico de Praia do Ribatejo-Rodeio (Fig. V-13), feito a oeste da falha de Pai Poldro, com os perfis do v.g. Atalaia-Sanheira (Fig. V-12) e Stª Margarida da Coutada-Lagoa Grande (Fig. V-11), do lado oriental daquele planalto. Nos perfis a leste da ribeira de Pai Poldro (Figs. V-11 e V-12), o NCM trunca os Cgl. SA, 10 a 15 m acima do seu limite estratigráfico inferior, constituindo aquela unidade litostratigráfica o substrato geológico da superfície de erosão[9], enquanto, no corte do v.g. Rodeio para o Tejo (Fig. V-13), situado a oeste da falha do Pai Poldro, toda a superfície erosiva, abaixo do planalto da Lagoa da Murta entra nas unidades litostratigráficas miocénicas. Ali, os depósitos cascalhentos de recobrimento superficial e o terraço do v.g. Gonçalo (141 m) assentam directamente nas unidades miocénicas.

No perfil de Rodeio, o NCM subdivide-se em dois patamares: o mais alto, a 160 m e o inferior, mais extenso, a 140-150 m. Junto do rebordo de erosão que estabelece a passagem do NCM à superfície culminante, o patamar, a 160 m, do perfil de Rodeio encontra-se 20 m acima do NCM do perfil de Stª. Margarida da Coutada-Lagoa Grande (Veja-se a altitude do NCM imediatamente a sul do v.g. Ameixioso) (Fig. V-11 ).

Critérios geomorfológicos indicam que o soerguimento do planalto da Lagoa da Murta poderá ser coetâneo, ou posterior ao desenvolvimento do nível do NCM.

---

[9]A actual espessura dos Cgl. SA é cerca de 16 m junto ao depósito de água do Campo Militar, como demonstra uma sondagem hidrogeológica nesse local. A espessura dos Cgl. SA, indicada na sondagem, coincide com observações de cortes de estrada, próximos do Campo Militar.

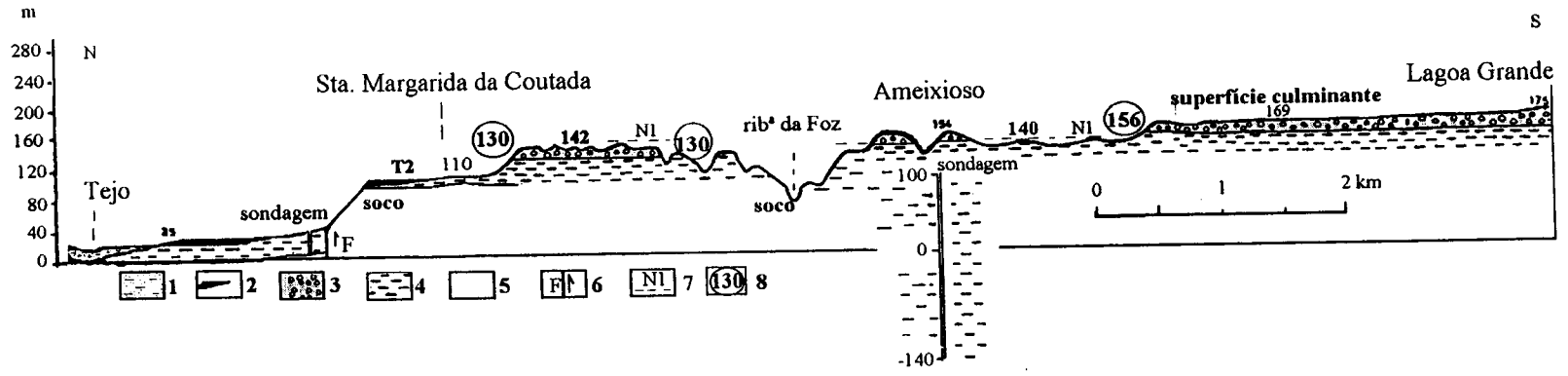
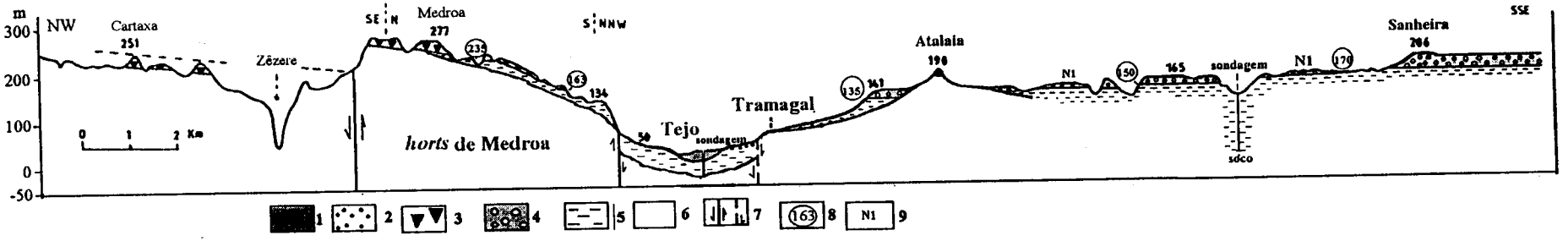



Fig. V-11. Corte geomorfológico mostrando os níveis embutidos na superfície culminante ao sul de St.ª Margarida da Coutada. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 4-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 5-soco hercínico; 6-falha; 7-nível do Campo Militar de St.ª Margarida; 8-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.



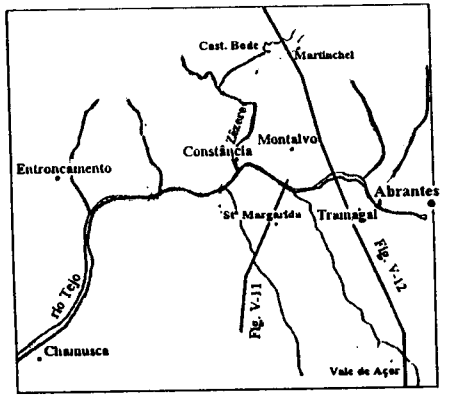




Fig. V-12. Corte geomorfológico desde o bordo norte da bacia do Tejo até ao v.g. Sanheira a Sul de Bemposta. O corte mostra o balançamento da superfície culminante na área do v.g. Cartaxa, o *horst* de Medroa e o fosso tectónico de Tramagal onde se instalou o Tejo. Ao Sul do Tejo, vê-se o v.g. Atalaia com depósitos de leque aluvial. Abaixo deste relevo desenvolve-se o nível do Campo Militar de St.ª Margarida embutido na superfície culminante da bacia. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Pleistocénico); 3-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies de leque aluvial (Pliocénico); 4-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies fluvial (Pliocénico); 5-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 6-soco hercínico; 7-falha, ou falha provável; 8-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 9-nível do Campo Militar de St.ª Margarida.

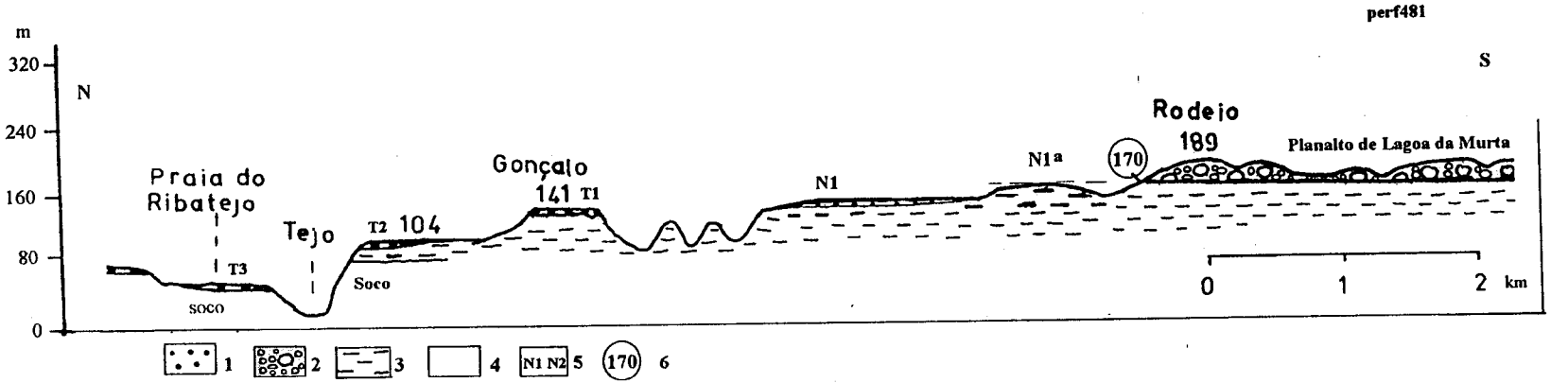
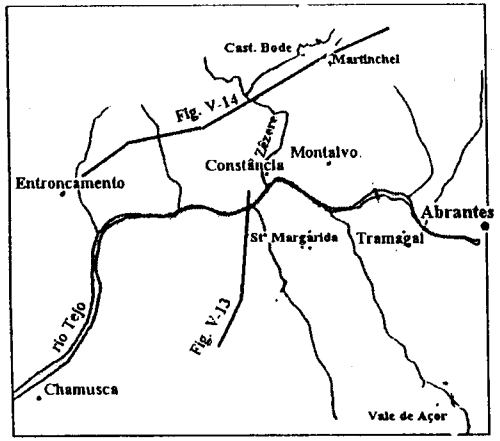



Fig. V-13. Perfil geomorfológico de Praia do Ribatejo para o planalto de Lagoa da Murta. Veja-se a subdivisão de nível do Campo Militar de Stª Margarida nos patamares de 140-150 m (N1) e de 160 m (N1a). Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2 Conglomerados de Serra de Almeirim (fácies fluvial); 3-Argilas de Tomar e Conglomerado de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-soco hercínico; 5-nível do Campo Militar de Stª Margarida; 6-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

croql8.tif



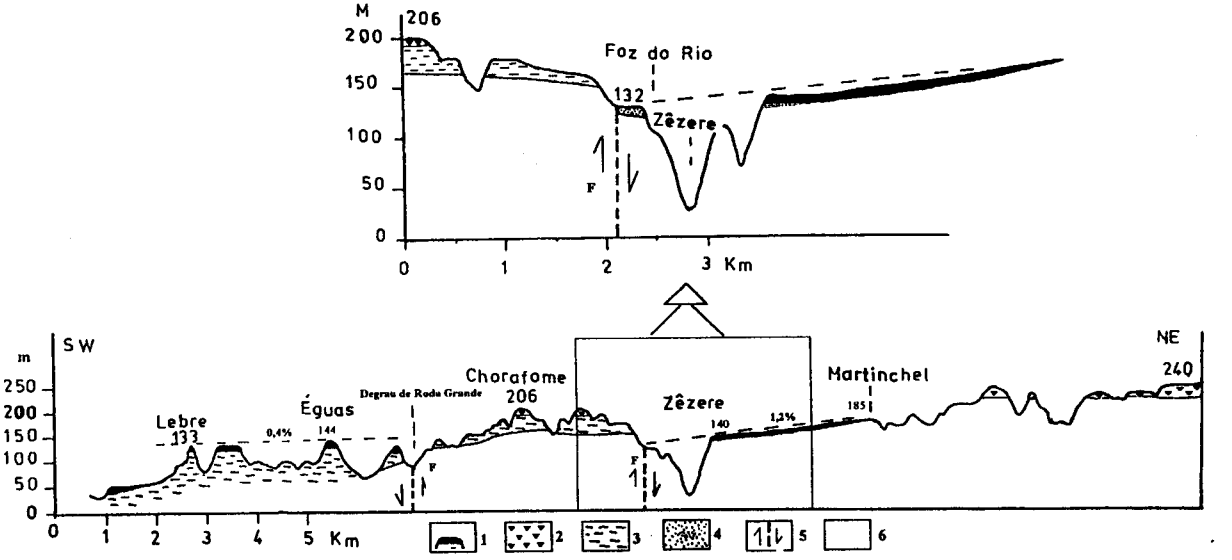




Fig. V-14. Perfil geomorfológico da área de Chorafome e Martinchel, mostrando o balançamento para Sudoeste do terraço de Martinchel. Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies de leque aluvial (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-grés arcósico (Miocénico Inferior, Paleogénico); 5-falha provável; 6-soco hercínico.

A primeira evidência do referido deslocamento é a subdivisão do NCM em dois patamares, no compartimento a oeste das ribeiras de Pai Poldro e Chicharro. Os patamares estão separados por um degrau de 10 a 15 m que a escala do perfil (Fig V-13) mal consegue mostrar, mas observável no terreno, a meio caminho entre o v.g. Arripiado e a superfície culminante do planalto da Lagoa da Lagoa da Murta (Fig. V-10). Esta subdivisão também se encontra a leste de Chamusca, nas rechãs de Martim Pais. Nestas rechãs, observam-se dois patamares escalonados: um a 155 m e outro a 140 m (Est. V-1). A referida subdivisão pode corresponder a deslocamento do NCM por falhamento directo deste nível, ou resultar do soerguimento do planalto da Lagoa da Murta, na altura da formação do NCM. O levantamento daquele planalto durante o desenvolvimento do NCM, origina, no compartimento em soerguimento, novo nível embutido nivelado com o compartimento a leste da falha de Pai Poldro, que não regista soerguimento. Ao mesmo tempo, o nível erosivo, já desenvolvido, é levantado para 160 m, ficando sensivelmente à altitude da superfície culminante do compartimento abatido a leste da falha de Pai Poldro, situação que actualmente se observa. Refira-se que, no compartimento a leste da ribeira do Chicharo, o relevo residual de Ameixioso 155 m (testemunho da superfície culminante), está ligeiramente abaixo do patamar de 160 m (subdivisão do NCM) a oeste da falha, uma situação que só se compreende por abatimento do compartimento do lado oriental posterior ao desenvolvimento do NCM. Quer a subdivisão deste nível resulte de uma falha local, ou de um novo embutimento, gerado pela drenagem, devido a movimentação na falha de Pai Poldro, as deslocações comprometem uma superfície erosiva cuja idade, se deve situar na transição do Pliocénico para o Quaternário, conforme discutiremos no final deste capítulo. A interdependência entre a formação dos níveis embutidos e o movimento das falhas da ribeira de Ulme e de Pai Poldro constitui testemunho da actividade tectónica recente destes acidentes. A expressão geomorfológica desta actividade é modesta (15 a 20 m, na falha de Pai Poldro e máximo de 50 m, na falha da ribeira de Ulme), mas estes movimentos estão em confor-

midade com o curto período do tempo geológico e com a actividade tectónica moderada a baixa de Portugal (CABRAL, 1993).

### 5.2.2.3-Subdivisão do NCM na área do *Horst* de Medroa

Voltamos a este empolamento da superfície culminante, situado a noroeste de Abrantes (Fig. III-24 e Fig. V-12), mas para verificar os efeitos dessa deformação no NCM.

Na área do *horst* de Medroa, o nível embutido mais antigo da bacia subdivide-se em dois patamares: um, a 140-150 m, correspondente ao NCM, representado pela Chã de Martinchel e patamares homótipos e outro, mais alto, correspondente às rechãs de 200 m, do lado ocidental do *horst* e aos planaltos a 180 m, sobranceiros à depressão de Montalvo (Fig. V-10). Do lado ocidental do *horst* de Medroa, o ressalto que estabelece a passagem do NCM, a 140-150 m, para as rechãs de 200 m tem as características de uma escarpa de falha, por ser abrupto e rectilíneo, enquanto o rebordo interior das rechãs de 200 m, que estabelece a ligação à superfície culminante do planalto de Medroa é recortado em função da drenagem actual, característico de um rebordo erosivo. Nos planaltos, a 180 m, sobranceiros à depressão de Montalvo salientam-se pequenos relevos residuais que corroboram a última interpretação.

A subdivisão mais alta (a 180-200 m) não corresponde a um aplanamento generalizado, identificado noutras áreas da bacia, como o NCM, mas a um nível localizado à área do *horst* de Medroa. Por isso, admitimos que este patamar resulte do levantamento do *horst* de Medroa que, neste caso, por deslocar o NCM, ou por gerar uma subdivisão deste nível, seria posterior ao NCM, à semelhança do que acontece no planalto da Lagoa da Murta, ao sul do Tejo. Curiosamente, a escarpa que limita o *horst* do lado ocidental (falha de Tomar-Constância) (BARBOSA, 1995) encontra-se no alinhamento N-S da falha de Pai Poldro (Fig. V-10), onde se verifica actividade tectónica posterior ao desenvolvimento do NCM. O movimento

das falhas que limitam o *horst* de Medroa, observa-se nas deformações que imprimem aos depósitos da superfície culminante (leques aluviais), sobretudo entre os depósitos que coroam o planalto de Medroa e os que se situam do lado noroeste do Zêzere (Fig. V-12). Conforme se pode observar, a superfície dos leques aluviais (Cgl. SA com fácies de leque aluvial), que se reconstitui desde Cartaxa (251 m), do lado NW do Zêzere, até ao v.g. Atalaia, ao sul do Tejo, encontra-se sobrelevada no sector intermédio, correspondente ao *horst* de Medroa. Julgamos que este soerguimento tectónico, cuja evidência aparece no ressalto da superfície culminante entre as duas margens do rio Zêzere, poderá explicar a subdivisão do NCM que se observa nesta área.

### 5.2.2.4-A Chã de Martinchel

Do lado norte do Tejo, as aplanações mais extensas do nível do NCM observam-se ao longo do Zêzere, até às imediações da barragem de Castelo do Bode. Nesta área, o NCM trunca as Argilas de Tomar, facto que se atribui ao soerguimento do bordo norte da bacia em relação à área ao sul do Tejo e ao balançamento para sul da superfície culminante, que é superior à deformação da mesma superfície do lado sul do Tejo[10]. Este nível chega a truncar o substrato paleozóico, do lado ocidental do rio Zêzere, a sul da elevação de Chorafome (206 m).

Das superfícies que integram o NCM, destaca-se a Chã de Martinchel, situada a leste da barragem de Castelo do Bode, na margem esquerda do Zêzere e os planaltos de Barquinha, Éguas e Lebre, a 140-150 m, a nordeste do Entroncamento (Fig. V-10).

A Chã de Martinchel está limitada pelo *horst* da Medroa, do lado oriental e pela elevação de Chorafome, do lado sul. Do lado ocidental, a Chã

[10] Veja-se, por exemplo que, ao sul do Tejo, entre a superfície culminante na Bemposta (200 m) e o relevo residual Atalaia 190 m, verifica-se um desnível de 10 m em 13 km, ao passo que, ao Norte do Tejo, entre a superfície culminante de Carvalhal (260 m) e o v.g. Baçal 213 m ocorre um desnível de 60 m em 6 km.

de Martinchel tem continuidade com os terraços do Zêzere dos v.g. Leiria (139 m) e Barreiro (155 m).

A Chã de Martinchel é formada por um depósito conglomerático, com 12 m de espessura, ravinando argilas e grés argilosos com menos de 3 m de espessura. As argilas e o grés argiloso, subjacentes aos conglomerados do topo, apresentam fácies idênticas às dos sedimentos mais antigos da bacia. O depósito conglomerático do topo, em deriva sequencial positiva, apresenta figuras de canal e estratificação entrecruzada (Gt e St) nos últimos 4 m de registo sedimentar. As paleocorrente, medidas nas figuras de canal, indicam direcções WNW-ESE e NW-SE, concordantes com a direcção do troço do Zêzere, a jusante da confluência do Nabão. O enquadramento morfológico da Chã de Martinchel, juntamente com as direcções das paleocorrentes do depósito conglomerático, levam-nos a considerar este depósito, um terraço do Zêzere.

Na rechã da Foz do Rio (lado oposto do Zêzere), encontra-se um arenito arcósico, composto por calhaus de quartzo (90%) e liditos subangulosos, assentes no soco. A espessura deste depósito não vai além de 8 m. O carácter imaturo do arenito é idêntico a outros depósitos com as mesmas características, observados sob as Argilas de Tomar e que têm sido atribuídos à unidade dos "Grés de Monsanto" do Paleogénico-Oligocénico indiferenciados (BARBOSA, 1995).

O perfil geomorfológico desde a superfície culminante, a norte do Tejo, até ao v.g. Lebre, próximo do Entroncamento (Fig. V-14), mostra o NCM, na Chã de Martinchel e os terraços de Lebre e Éguas, embutidos na superfície culminante, no cimo da elevação de Chorafome, a 206 m. Esta elevação está limitada, do lado sul, por um degrau tectónico WNE-ESE (degrau de Roda Grande), na base do qual se observou uma falha, junto à capela de localidade de Madeiras.

Do lado norte da elevação de Chorafome, na rechã de Foz do Rio, encontra-se um arenito arcósico imaturo, que julgamos ser equivalente aos grés argilosos subjacentes aos conglomerados do terraço de Martinchel.

A presença de depósitos da base da série sedimentar, geralmente conservados em áreas tectónicamente deprimidas, sugere que a rechã da Foz do Rio e outras à mesma altitude, na margem direita do Zêzere, correspondem ao prolongamento para sudoeste da aplanação de Martinchel, como sugere a projecção da superfície deste terraço para a margem oposta do rio Zêzere (Fig. V-14). Pequenos retalhos de arenitos arcósicos, da base da série sedimentar, com o mesmo litotipo e atribuídos, por correlação estratigráfica, ao Paleogénico-Oligocénico, estão conservados em rechãs, na base de degraus tectónicos como este. Isso acontece porque o entalhe do curso de água se deu a alguns metros da base do degrau e os depósitos mergulham em sentido oposto ao das vertentes do vale. Depósitos em situações idênticas, ou seja, em ângulos de falha, foram referidos na margem esquerda da ribeira de Codes.

No degrau de Foz do Rio, a base dos sedimentos terciários encontra-se a 150 m, do lado do relevo de Chorafome e a 125 m, na rechã. Apesar das dificuldades de observação da falha geológica, julgamos que o degrau de Foz do Rio é de origem tectónica e que a Chã de Martinchel está ligeiramente balançada para sudoeste, como sugere o declive de 1,2% contra a elevação de Chorafome. Este declive é consideravelmente superior ao da superfície de enchimento dos terraços de Lebre e Éguas, pertencentes ao mesmo nível da Chã de Martinchel. Por outro lado, a extremidade sul do terraço de Martinchel situa-se à mesma altitude dos terraços de Éguas, Lebre e Barquinha, situados 8 km a jusante, os quais era suposto terem cotas inferiores às do terraço de Martinchel. Recorde-se que entre as extremidades norte e sul da Chã de Martinchel existe um desnível de 40 m, numa distância que é cerca de metade da que separa a Chã de Martinchel dos terraços de Éguas, Lebre e Barquinha.

O declive de 1,2% da Chã de Martinchel parece-nos exagerado para corresponder ao declive original da superfície de acumulação do terraço. Aquele declive sugere um movimento de balança, para sudoeste, da superfície do terraço, cuja projecção acerta com a rechã de Foz do Rio, na margem oposta do Zêzere.

A drenagem, em particular o traçado terminal do Zêzere, parece constituir um troço condicionado pelas deformações tectónicas, que individualizam as unidades do relevo desta área (Fig. V-10). O troço NE-SW do Zêzere, a jusante de Castelo do Bode, concorda com o movimento de balança para sudoeste da Chã de Martinchel, contra o relevo de Chorafome. Esta elevação condicionou o traçado do Zêzere e obrigou o rio a descrever cotovelo brusco, para nascente, desde a confluência do Nabão. A partir deste local, o rio corre W-E, num troço que teria sido definido, inicialmente, a partir de um vale de ângulo de falha, assinalado na rechã de Foz do Rio (Fig. V-14). Na base da elevação de Chorafome, conservam-se as rechãs que suportam os arenitos arcósicos numa depressão inicial de ângulo de falha, fortemente entalhada pelo encaixe do Zêzere. Do lado oriental, o *horst* da Medroa condicionou o último troço do Zêzere, obrigando este rio a descrever segundo cotovelo e a seguir um alinhamento N-S até à confluência com o Tejo, em Constância. Antes de ter sido capturado lateralmente pelo Tejo, o Zêzere tinha uma confluência um pouco a jusante da actual, conforme sugere um vale abandonado, no terraço de Tancos (Fig. V-10).

O movimento de balança da Chã de Martinchel em relação ao relevo de Chorafome parece ser a continuação, no Quaternário, das deformações que anteriormente prefiguraram as unidades do relevo desta área. Nesta interpretação, julgamos que o NCM retoca uma área onde o traçado inicial do rio Zêzere parece ter sido definido pelos dispositivos tectónicos acima referidos.

### 5.2.2.5-Deformações do NCM referenciadas pelas superfícies dos planaltos de Barquinha e Arripiado.

Os planaltos de Barquinha e Arripiado situam-se, respectivamente, na margem direita e esquerda do Tejo e fecham, a montante, o baixo vale do Tejo preenchido pelo enchimento holocénico. A superfície daqueles planaltos corresponde ao NCM que temos vindo a analisar. Do lado da loca-

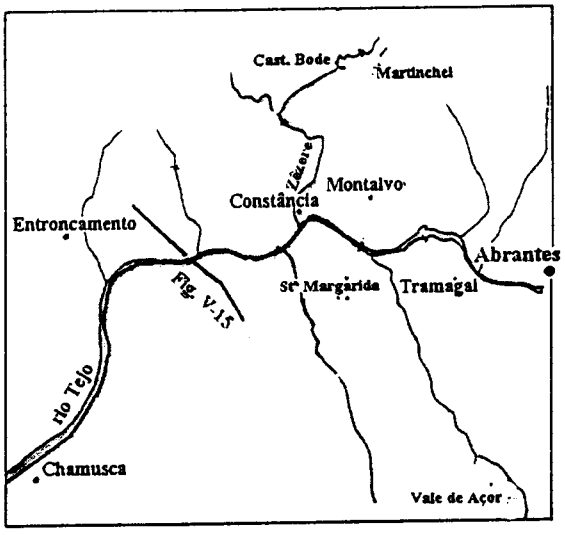
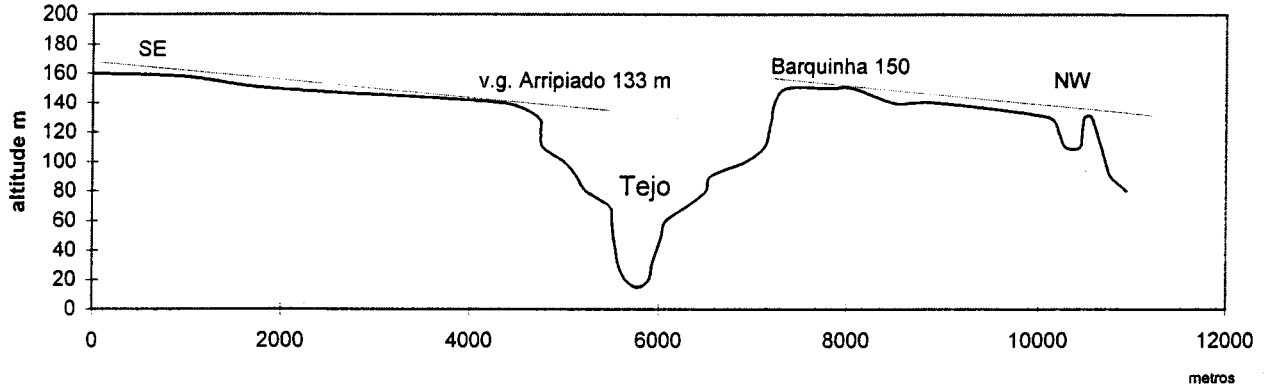



**Fig. V-15 perfil transversal ao vale do Tejo no Arripiado**



lidade de Arripiado, a superfície do NCM encontra-se cerca de 15 m mais baixa que a superfície do planalto de Barquinha da margem direita do Tejo (Fig. V-15), sugerindo um acidente coincidente com o vale do Tejo.

### 5.2.2.6-O nível do Campo Militar de Stª. Margarida (NCM) na área de Abrantes (150-170 m)

Ao sul de Abrantes, o NCM corresponde à superfície dos planaltos de S. Miguel de Rio Torto, S. Facundo e Barrada, situados dos dois lados do Rio Torto e a áreas exumadas de depósitos, a leste de Sardoal (Fig. V-16). Estas áreas constituem o prolongamento para montante do NCM, que se liga sem desníveis topográficos de maior. Ao sul do Tejo, a passagem do NCM à superfície culminante ocorre nas imediações de Bemposta, fazendo-se essa ligação por meio de um rebordo de erosivo com 25-30 m de altura (Fig. V-16). Do lado norte do Tejo, a ligação do NCM à superfície culminante verifica-se próximo da localidade de Paúl, em redor dos relevos residuais Srª da Luz (164 m), Alegrete (186 m) e Baçal (201 m). Aqui, passa-se de 140-150 m para 180-200 m através de um rebordo de erosão nítido. Mas, ao contrário do que sucede a sul do Tejo, do lado norte, o NCM é menos desenvolvido e os últimos retalhos da superfície culminante encontram-se relativamente próximos do Tejo. O rebordo de erosão é mais nítido do lado norte do Tejo, do que do lado sul, facto que se relaciona com o movimento de balança para sul da superfície culminante, mais acentuado naquele bordo da bacia. A leste da ribeira de Sentieiras, o referido movimento parece resultar de idêntica deformação do substrato paleozóico e que se acentua cada vez mais, à medida que nos acercamos do Tejo (Fig. V-16). No término deste movimento de balança, surge bruscamente a elevação do Maciço Hespérico que suporta a cidade de Abrantes. Devido a esta deformação, o NCM entra nas unidades litostratigráficas subjacentes aos Cgl. SA, conforme se pode ver pelo limite inferior desta unidade e pelos embutimentos dos primeiros terraços do Tejo, nesta área. A base dos Cgl. SA encontra-se a 150 m, no v.g. Srª da Luz (veja-se no ca-

pítulo IV, o perfil estratigráfico de Abrançalha), enquanto a superfície dos terraços mais antigos do Tejo fica pelos 140 m, neste local (Fig. V-17B).

### 5.2.2.7-Deformações tectónicas referenciadas pelo NCM na área de Abrantes ao sul do Tejo

Estas deformações são deduzidas por critérios geomorfológicos e estratigráficos.

Na área que está a ser objecto de análise (Fig. V-16), além da superfície culminante e do NCM, destacam-se os relevos graníticos de S. Facundo e Vale de Água, a leste de Bemposta, a elevação do soco, no sítio de Abrantes, a escarpa de S. Miguel de Rio Torto e formas modeladas pela erosão, como *glacis* e terraços quaternários, particularmente desenvolvidos nas depressões de Tramagal e Rossio ao sul do Tejo. Esta depressão encontra-se limitada do lado ocidental pela escarpa do Rio Torto, cortada pelo Tejo em vale epigénico. A escarpa prolonga-se para a margem norte do rio, limitando a elevação que suporta a cidade de Abrantes. Esta elevação sobressai do NCM e está coberta, na cumeada ocidental, com depósitos da unidade dos Cgl. SA. A superfície dos depósitos inclina 2,5% para poente, sugerindo um movimento de balança naquela direcção. As unidades do relevo que acabamos de descrever, ajudam-nos a compreender as deformações tectónicas na área de Abrantes.

A sul do Tejo, o NCM trunca os Cgl. SA, ligeiramente acima do seu limite estratigráfico inferior e só em casos pontuais entra nas unidades miocénicas, como acontece junto do empolamento de S. Facundo. A espessura actual dos Cgl. SA, subjacentes ao NCM, é variável nos planaltos de S. Miguel de Rio Torto, S. Facundo e Barrada. Nos planaltos de Barrada e S. Miguel de Rio Torto, a espessura dos Cgl. SA não vai além de 10 m, enquanto no planalto que se estende de S. Facundo para o lado do Tejo, conserva-se quase todo o corpo daquela unidade (cerca de 30 m). Na extremidade noroeste deste planalto, o terraço imediatamente abaixo do

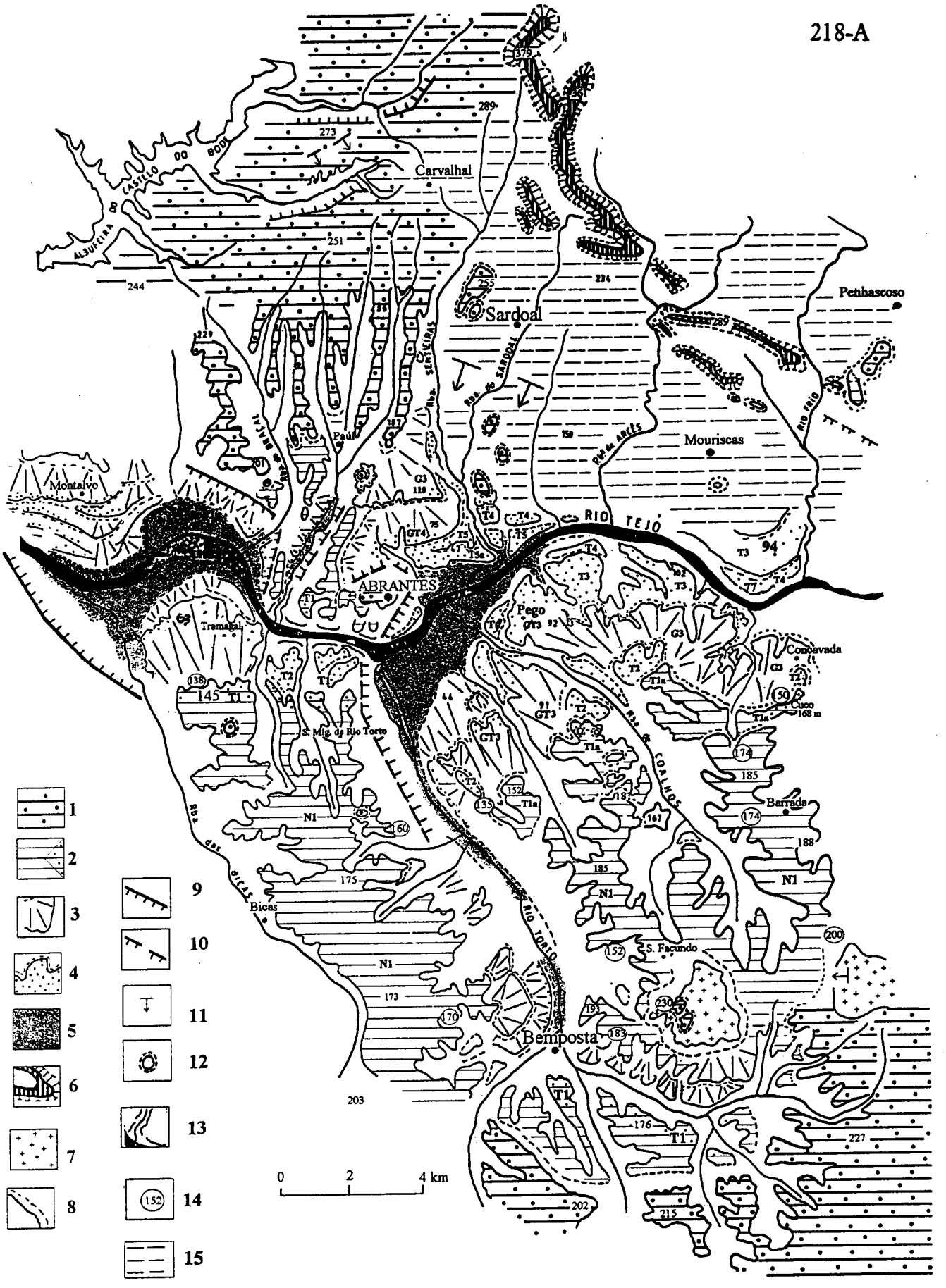
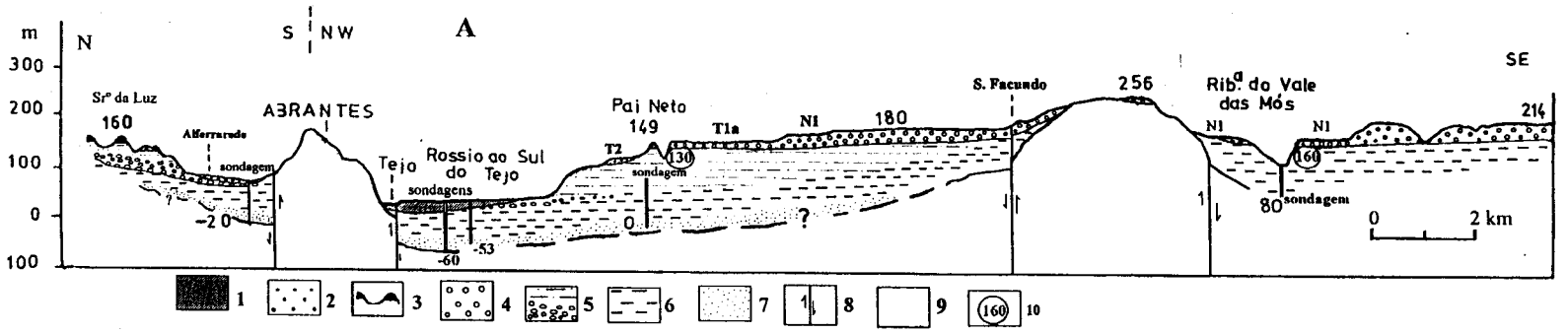
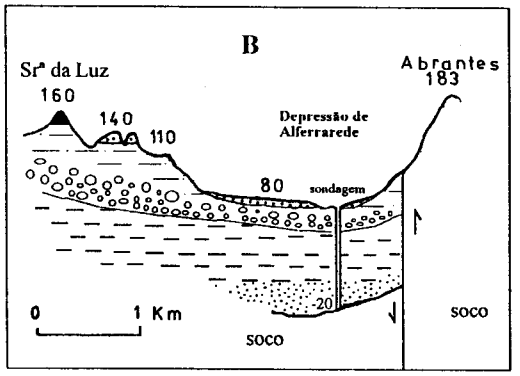
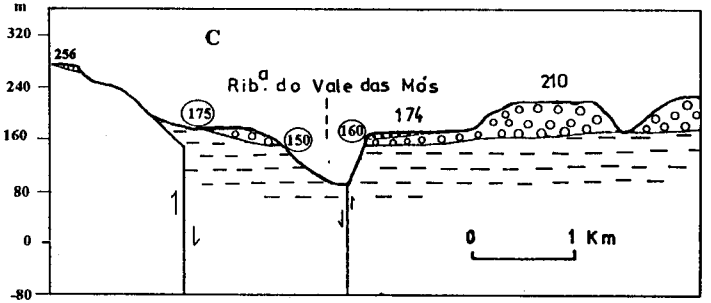



Fig. V-16 Mapa geomorfológico da área de Abrantes. Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível do Campo Militar de Stª Margarida, sem ou com depósitos de terraço; 3-*glacis*; 4-terraços; 5-aluviões; 6-cristas de quartzitos; 7-afloramentos graníticos de S. Facundo e Vale de Água; 8-alto e base de vertente; 9-escarpa de falha; 10-escarpa de falha provável; 11-superfície balançada; 12-relevos residuais; 13-curso de água; 14-cota da base dos Cgl. SA; 15-seperfícies degradadas do soco hercínico.



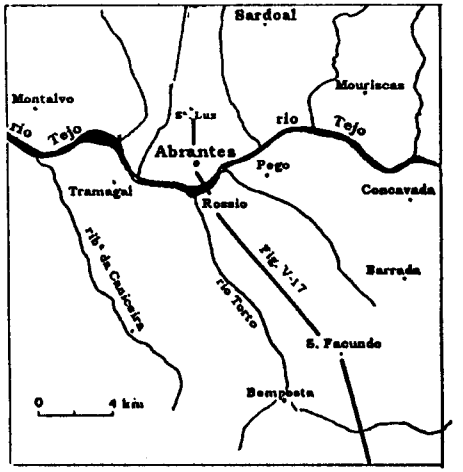




Fig. V-17. Perfil geomorfológico do v.g. Srª da Luz ao norte de Abrantes para a área de S. Facundo ao sul do Tejo. B e C, ampliações locais do corte, nas depressões de Alferrarede e ribª de Vale das Mós. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Cgl. SA, fácies de leque aluvial (Pliocénico); 4-Cgl. SA, fácies fluvial (Pliocénico); 5-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 6-Argilas de Tomar (Miocénico Médio); 7-Grés argilosos e arcoses (Miocénico Inferior, Paleogénico); 8-falha; 9-soco hercínico; 10-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

NCM (T1a) está embutido nos Cgl. SA, que conservam 20 m de espessura, na extremidade noroeste do referido planalto (Fig. V-16 e V-17A). Medições da cota da base dos Cgl. SA dos dois lados do Rio Torto confirmam certa subsidência, para noroeste, do planalto de S. Facundo em relação ao planalto de S. Miguel de Rio Torto. A descontinuidade da base dos Cgl. SA encontra-se a 160 m, no cimo da escarpa de Rio Torto e a 130 m, na margem direita deste curso de água.

O perfil de S. Facundo para Rossio ao sul do Tejo (Fig. V-17A) ilustra a situação do planalto S. Facundo-Pai Neto, onde quase toda a espessura dos Cgl. SA está conservada no sector intermédio deste planalto. Do lado sueste da elevação de S. Facundo, o NCM está representado pelos patamares, a 175 m, embutidos na superfície culminante, a 214 m (Fig. V-17A e C). O NCM trunca as Argilas de Tomar junto do maciço granítico de S. Facundo e os Cgl. SA no bordo exterior dos patamares. Nestas rechãs, a base dos Cgl. SA encontra-se a 150 m, no bordo exterior da vertente mais suave da ribeira de Vale das Mós e a 160 m, na vertente escarpada, mostrando deformação dos depósitos no contacto com o soco e dissimetria tectónica do vale da ribeira de Vale das Mós[11]. A dissimetria deste vale parece resultar de movimento distensivo, gerado pelo soerguimento relativo do maciço de S. Facundo[12]. Este maciço, ao "repuxar" e arrastar consigo os sedimentos, terá originado o acidente da vertente escarpada da ribeira de Vale das Mós.

O desnível entre a superfície dos patamares e a superfície culminante, conservada em dois retalhos no cimo do afloramento granítico, ultrapassa 70 m (Fig. V-17 A e C). Este desnível deve-se, em parte, ao embutimento, mas a outra componente do degrau (cerca de metade) tem de atribuir-se a levantamento tectónico do maciço granítico que, do lado noroeste de S. Facundo, arrasta os Cgl. SA deformando a superfície culminante.

---

[11] Conforme se referiu, a propósito dos empolamentos de S. Facundo, prolongando para sueste a deformação da estratificação originada pelo soerguimento do maciço granítico de S. Facundo, verifica-se um rejeito de cerca 25 - 30 m na referência estratigráfica, entre os dois lados do vale da ribeira de Vale das Mós.

[12] A superfície culminante encontra-se a 250 m, no cimo do maciço e a 210 m, ao sueste .da Ribeira de Vale das Mós.

Do lado sueste, o soerguimento do maciço granítico repuxa as Argilas de Tomar para níveis topográficos mais altos, de tal forma que aquela unidade litostratigráfica acaba por ser truncada pelo NCM.

Em relação aos planaltos de Barrada e S. Miguel de Rio Torto, o planalto de S. Facundo-Pai Neto parece constituir uma "tecla" com subsidência mais acentuada para o lado do Tejo do que os outros dois. Esta subsidência desigual terá permitido a conservação de maior espessura de Cgl. SA no planalto de S. Facundo-Pai Neto. A subsidência parece afectar o NCM, que no planalto de S. Miguel de Rio Torto tem cerca de 15-20 m de diferença de altitude relativamente ao planalto de S. Facundo[13].

A génese tectónica da escarpa de S. Miguel de Rio Torto confirma-se no corte de estrada que sobe da depressão do Rossio para S. Miguel de Rio Torto. Aqui, um terraço do rio Torto, a 90 m de altitude, está deslocado por uma falha N45W pendendo 75 para NE, tendo-se medido um refeito vertical nos depósitos do terraço de 12 m. A direcção da falha é paralela à escarpa do Rio Torto, mostrando abatimento do bloco nordeste, em concordância com o degrau morfológico.

A elevação de Abrantes e a escarpa de S. Miguel de Rio Torto parecem constituir o término da deformação, em "tecla de piano", do planalto de S. Facundo-Pai Neto. Admitimos que essa deformação tenha prefigurado o *graben* assimétrico do Rossio ao sul do Tejo, que descreveremos no capítulo VIII. Aquela subsidência concorda com os desníveis tectónicos do fundo da bacia sedimentar entre as elevações de S. Facundo e Abrantes, demonstrada nas sondagens hidrogeológicas, que vão de 0 (zero) metros de altitude absoluta, próximo de Pai Neto, a -60 m, no Rossio ao sul do Tejo (Fig. V-17). A deformação em tecla de piano coaduna-se com o desenvolvimento de extensos *glacis* ao sul do Tejo, onde estas formas erosivas adquirem maior desenvolvimento. Neste contexto, os *glacis* parecem des-

13 Numa faixa de terreno entre os mesmos paralelos da carta topográfica, a frequência de cotas do planalto do Pai Neto anda pelos 150 m, enquanto do lado da escarpa, a mesma faixa de terreno tem cotas de 165-170 m, diminuindo gradualmente, a partir da escarpa para o lado da ribeira das Bicas

envolver-se nos lados opostos a escarpas de falha, que limitam fossos tectónicos com abatimento desigual do fundo (Fig. V-16).

É possível que a área intermédia do planalto de S. Facundo, a 180 m, corresponda ainda a uma superfície muito próxima do enchimento da bacia, devido à tendência subsidente, em "tecla de piano", deste planalto, para o lado do Tejo.

### 5.2.2.8-Deformações tectónicas referenciadas pelo NCM na área de Abrantes ao norte do Tejo

Na estrada de Abrantes-Sardoal, observa-se o movimento de balança para sul do substrato paleozóico afectando depósitos da base da série sedimentar, formados por sedimentos detríticos com concreções carbonatadas, atribuídos ao Paleogénico (veja-se Est. VIII-7). O balançamento para sul chega a ser de 5° a leste de Casais de Revelhos. As coberturas sedimentares estão truncadas pelo NCM, aflorando as unidades litostratigráficas mais antigas à medida que se caminha para norte. Assim, o NCM corta depósitos neogénicos, próximo do Tejo, depósitos da base da série sedimentar a sul Sardoal e o substrato paleozóico, junto às cristas quartzíticas, a norte desta localidade. Na depressão de Alferrarede, próximo do Tejo, os depósitos neogénicos foram modelados em *glacis* e terraços quaternários, embutidos no NCM.

Entre as localidades de Sardoal e Mouriscas, o NCM e os embutimentos inferiores erodiram quase toda cobertura sedimentar, ao contrário do que se passa a oeste daquela localidade, onde se encontram retalhos da superfície culminante, próximos do Tejo (Fig. V-16). O limite da área exumada pode ser estabelecido pela ribeira de Sentieiras, a oeste da qual, parece dar-se uma subsidência mais marcada, a julgar pela espessura de sedimentos acumulados e pelas unidades litostratigráfica truncadas pelo NCM. Vejamos: na base da escarpa norte da elevação de Abrantes, a espessura de sedimentos acumulados atinge cerca de 100 m, encontrando-se

o soco a -20 m de altitude (Fig. V-17A e B). Apesar dos sedimentos terem sido parcialmente erodidos pelo NCM e pelos embutimentos inferiores, que modelaram a depressão de Alferrarede, a espessura de depósitos acumulados, nesta depressão, revela um desnível do soco, da ordem dos 200 m, entre o cimo da elevação de Abrantes e o fundo da depressão de Alferrarede (Fig. V-17B). Em comparação, a leste da ribeira de Sentieiras, os sedimentos da bacia estão quase totalmente erodidos pelo NCM, permanecendo algumas coberturas da base da série sedimentar (Paleogénico-Oligocénicos), a cotas mais altas que os sedimentos neogénicos na depressão de Alferrarede. Nesta depressão, o NCM e superfícies erosivas de tipo *glacis*, embutidas naquele nível, truncam os Conglomerados de Rio de Moinhos[14], que se situam, na coluna estratigráfica, em posição superior aos depósitos Paleogénicos, que cobrem de forma dispersa, algumas áreas a leste da ribeira de Sentieiras. Estas observações sugerem uma subsidência a oeste da ribeira de Sentieiras, em particular, da área correspondente à depressão de Alferrarede, que deverá corresponder ao prolongamento, para norte do fosso tectónico do Rossio de Abrantes (Fig. V-16).

O corte geomorfológico que passa pelo compartimento a oeste da ribeira de Sentieiras ilustra essa subsidência (Fig. V-18). Naquele corte, o Maciço Hespérico encontra-se a 290 m, no Carvalhal e a -20 m de altitude, na base da escarpa norte da elevação de Abrantes. Por sua vez, a superfície culminante desce de 290 m, no Carvalhal, para 160 m, no v.g. Srª da Luz. O prolongamento desta superfície com declive 1,5% para sul atinge uma altitude próxima de 125 m na base da escarpa de Abrantes, enquanto no cimo da mesma elevação, a superfície culminante está a 180 m[15]. Considerando esta projecção geométrica, estimamos um deslocamento da ordem dos 50 m, posterior à deposição dos Cgl. SA.

A escarpa norte da elevação de Abrantes parece corresponder ao término do movimento de balança para sul do soco e da superfície culmi-

---

14 Segundo a correlação estratigráfica que propomos no capítulo IV, os Conglomerados de Rio de Moinhos, deverão ser equivalentes aos "Arenitos de Ourém", ou seja, do Miocénico final.

15 Do lado poente, os Cgl. SA recobrem até ao topo a elevação de Abrantes.

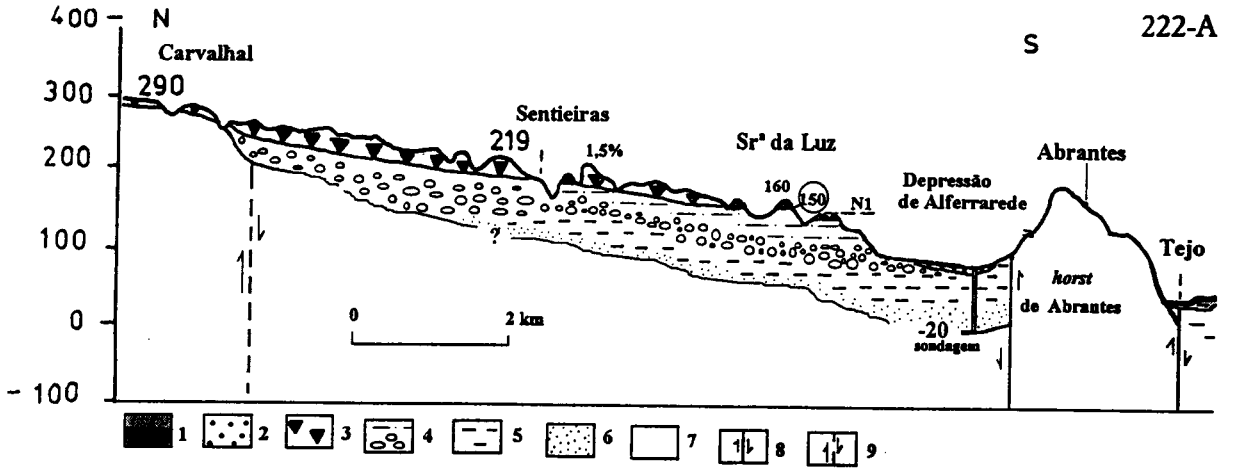



Fig. V-18. Corte geomorfológico mostrando a deformação da superfície culminante da bacia ao norte de Abrantes. No término do balançamento para sul, surge o *horst* de Abrantes. Legenda: 1-aluviões (Holocénico); 2-terraços (Plistocénico); 3-Cgl. SA fácies de leque aluvial (Pliocénico); 4-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico superior); 5-Argilas de Tomar (Miocénico médio); 6-grés argilosos e arcósicos (Miocénico inferior, Paleogénico); 7-soco; 8-falha; 9-falha provável.

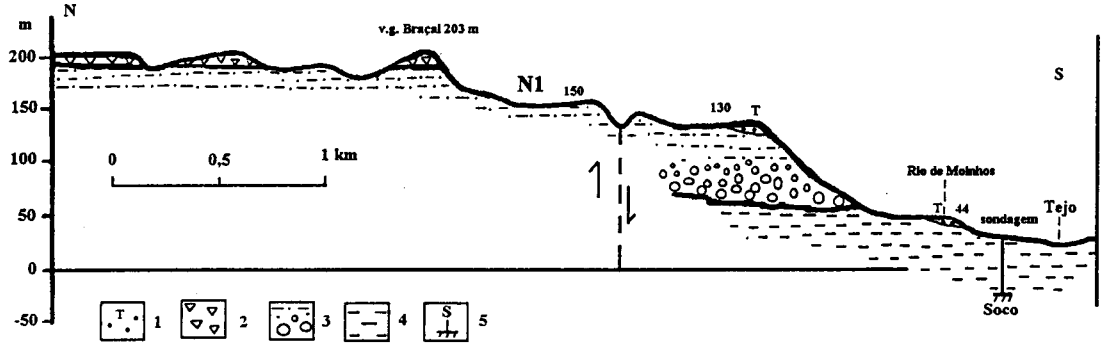
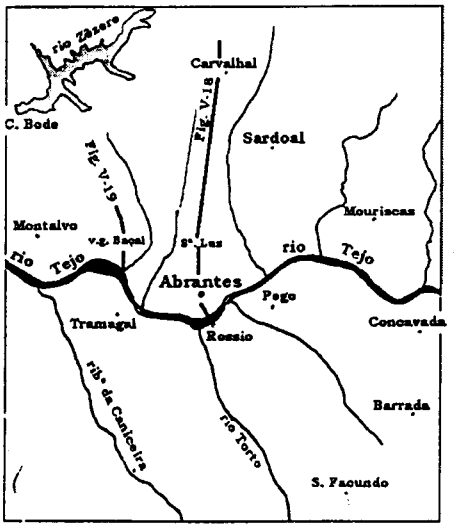



Fig. V-19. Perfil geomorfológico desde a superfície culminante do v.g. Braçal (203 m) para o Tejo, mostrando o nível do Campo Militar de Stª Margarida (N1) subdividido nos patamares de 150 e 130 m. No perfil estão igualmente representadas as principais unidades litostratigráficas do bordo norte da bacia. Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim, fácies de leque aluvial (Pliocénico); 3-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 4-Argilas de Tomar (Miocénico Médio); 5-sondagem hidrogeológica.



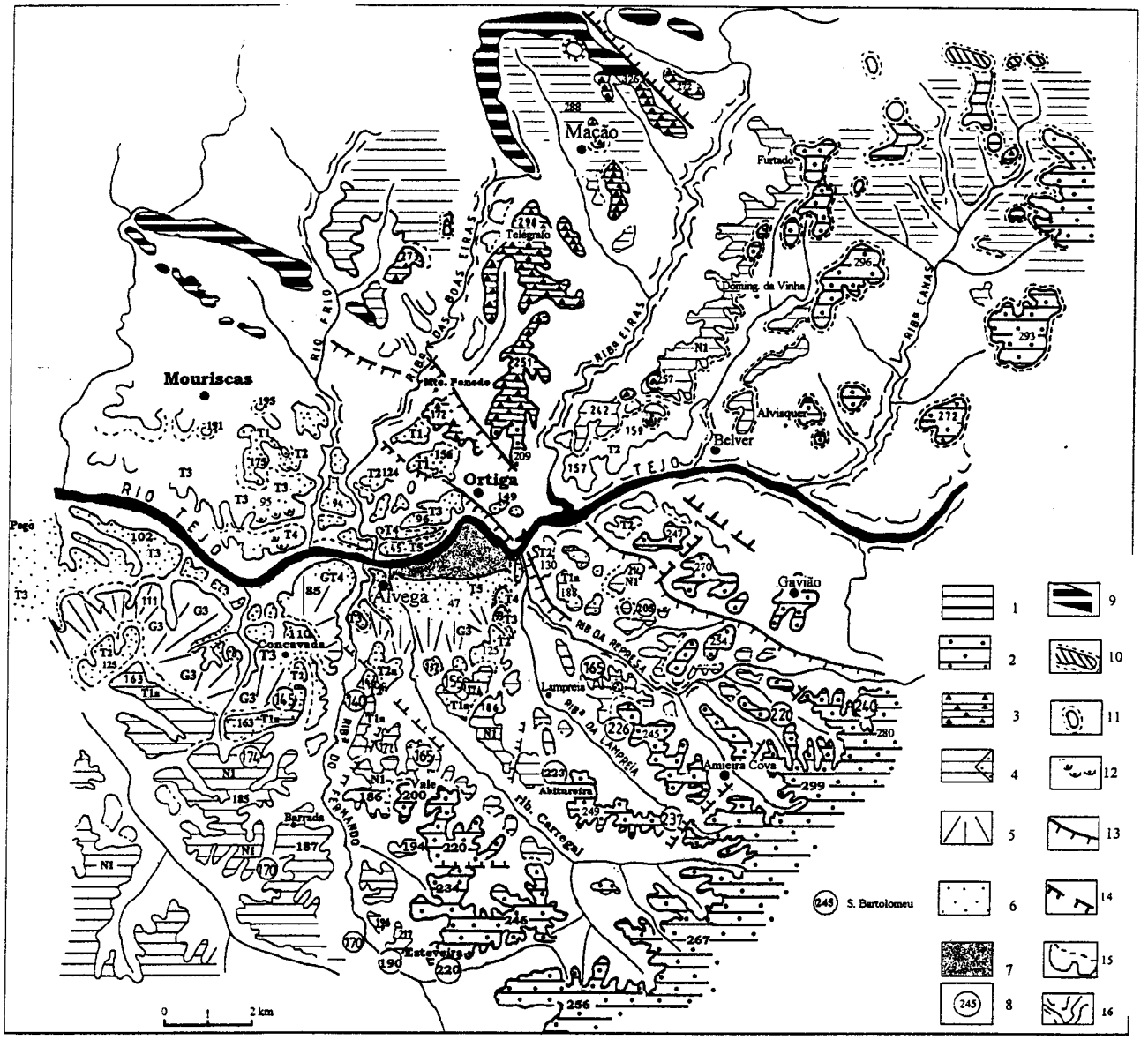



Fig. V-20. Mapa geomorfológico da bacia do Tejo na área de Gavião e Alvega.

1-superfície fundamental (*pediments* das cristas de quartzito); 2-superfície culminante da bacia; 3-leques aluviais; 4-nível do Campo Militar de Stª Margarida (N1), sem depósitos, ou com depósitos remobilizados; 5-*glacis* de erosão; 6-terraços; 7-aluviões; 8-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 9-cristas apalachianas; 10-Inselberge quartzíticos; 11-relevos residuais; 12-Explorações de conheiras; 13-escarpa de falha; 14-escarpa de falha provável; 15-rechãs e terraços erosivos; 16-cursos de água encaixados.

nante do lado norte do Tejo[16]. Esta subsidência do soco, que se agudiza, cada vez mais com a aproximação do Tejo é, como vimos, mais acentuada a oeste da ribeira de Sentieiras do que a leste deste curso de água. Na Fig. V-18 o NCM está representado pelos terraços, a 140 m, embutidos na superfície culminante de Srª da Luz. Estes terraços assentam na fracção lutítica da unidade dos Conglomerados de Rio de Moinhos, cujo limite superior se encontra a 150 m.

No mapa geomorfológico (Fig. V-16) representam-se três patamares escalonados na elevação de Abrantes: o mais alto, com 180-190 m referencia-se pela antena dos correios. Neste nível há vestígios dos Cgl. SA na extremidade ocidental. O patamar intermédio forma uma rampa com 5% de declive para oeste, até à rotunda do quartel militar de Abrantes. O declive da rampa sugere que esta se encontra ligeiramente deformada com movimento de balança para o lado ocidental, suspeitando-se que a mesma corresponda ao NCM ligeiramente soerguido pelo soco nesta área. O patamar mais baixo, com 120-130 m, referencia-se pelo planalto do v.g. Descampado (123 m) e pelo quartel militar, com 120-125 m de altitude. Este patamar está em continuidade com os terraços do Tejo (T1a), a 124 m de altitude e corresponde ao NCM, que trunca os Cgl. RM.

Do lado ocidental da ribeira de Braçal, o NCM também está subdividido em dois patamares: um a 150-160 m e outro a 130-135 m (Est. V-2). Provavelmente, trata-se de uma subdivisão local do NCM, devida a uma falha paralela à escarpa de Rio de Moinhos (Fig. V-16 e Fig. V-19).

### 5.2.2.9-Deslocamentos tectónicos na área de Alvega

Nesta área, o NCM corresponde aos planaltos de Barrada e Lampreia, ao sul de Alvega (Fig. V-20).

---

[16] Recorde-se que, o balançamento de 1,5% para sul da superfície culminante é superior ao declive da superfície deposicional de leques aluviais "húmidos" (GALLOWAY & HOBDAY, 1983), como os que terão depositado os depósitos da superfície culminante ao Norte do Tejo (*ibid*, BARBOSA, 1995).

Os perfis geomorfológicos das Figs. V-21, V-22 e V-23 ilustram a interpretação tectónica, com abatimento para o Tejo dos planaltos a sul de Alvega, referida a propósito das deformações da superfície culminante nesta área. Nestes perfis, os patamares de Carregal Fundeiro (177 m), Lampreia (186 m) e Alto do Termo (200 m), correspondem ao NCM e situam-se 60 m abaixo da superfície culminante. O desnível entre estes planaltos e a superfície culminante ultrapassa o dobro da espessura dos Cgl. SA que, embora parcialmente erodidos, permanecem como substrato do NCM.

O mesmo não se verifica no compartimento a nordeste da falha de Ortiga, soerguido em relação ao compartimento do lado sudoeste do referido acidente (Fig. V-20). Do lado nordeste da falha de Ortiga, NCM entra nas unidades miocénicas, subjacentes aos Cgl. SA, como se ilustra no perfil geomorfológico do planalto de Gavião para o Tejo (Fig. V-24). Neste perfil, o NCM encontra-se representado pelo terraço de Entrudo, embutido nas formações miocénicas. O limite superior destas formações encontra-se a 205 m, no compartimento entre as falhas de Ortiga e de Gavião. Ou seja: do lado nordeste da falha de Ortiga, a descontinuidade da base dos Cgl. SA encontra-se mais alta, cerca de 50 m, relativamente a idêntica referência, do lado sudoeste da falha de Ortiga (ver Figs. V-21, 22 e 23, onde esta referência se encontra a 155 –160 m).

Julgamos que o degrau de 60 m, entre o NCM e a superfície culminante, que se observa nos cortes geomorfológicos das Figs. V-21, 22 e 23 corresponde, não só, ao embutimento do NCM naquela superfície, mas tem também, associada uma componente tectónica, com abatimento para o Tejo, que permitiu a conservação dos Cgl. SA, nos patamares a 170-180 m. Manifestações desse abatimento observam-se no Alto do Termo, através de falhas normais N30°E, 60°W, entre os Cgl. SA e as Argilas de Tomar (Est. V-3). Estas falhas são subparalelas ao degrau topográfico de Abitureira e Amieira Cova, situados a do lado sueste (MARTINS & BARBOSA, 1992) (Figs. V-20 e V-23).

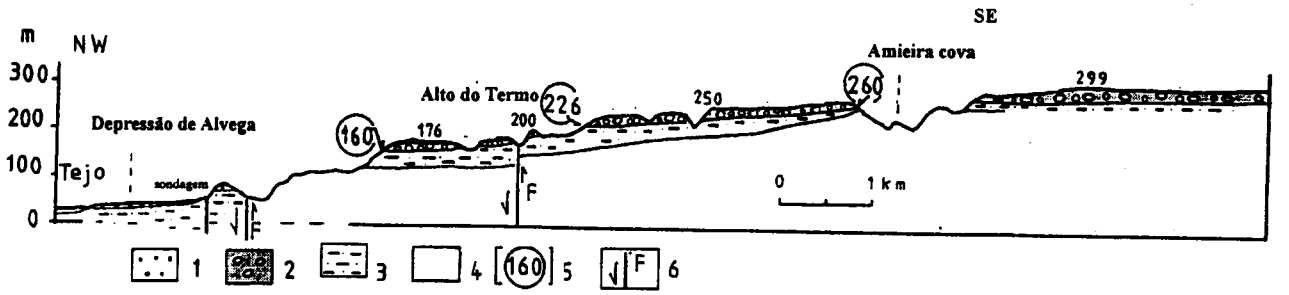



Fig. V-21. Perfil geomorfológico desde os planaltos de Amieira Cova para a depressão de Alvega. Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-soco; 5-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 6-falha.

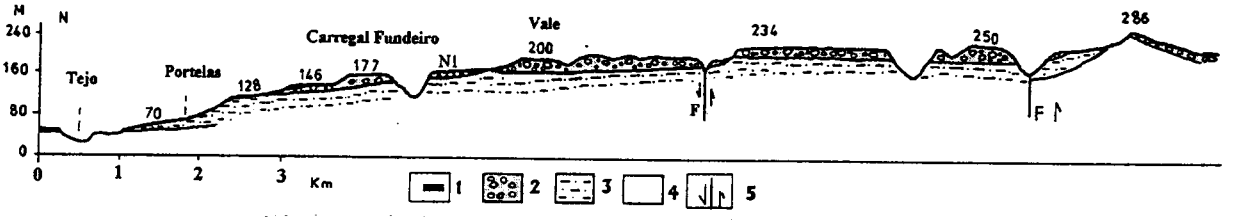
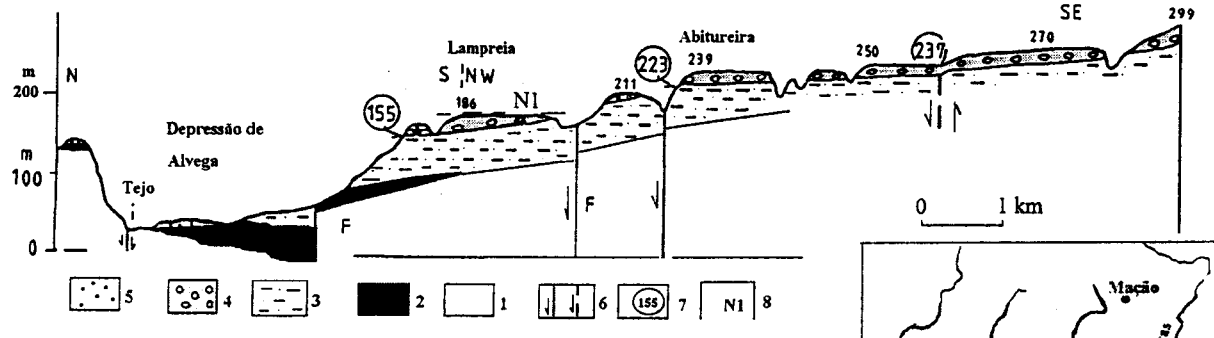



Fig. V-22 Perfil geomorfológico desde o empolamento de Vale de Água para o Tejo. Legenda: 1-terraços (Pleistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-soco hercínico; 5- falha.



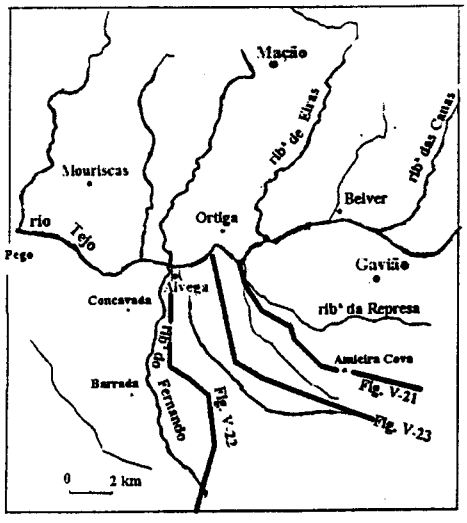




Fig. V-23. Perfil geomorfológico desde a depressão de Alvega para o planalto da superfície culminante de Abitureira ao sul do Tejo. Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-grés argilosos arcósicos (Paleogénico); 5-soco hercínico; 6-falha e falha provável; 7-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim; 8-nível do Campo Militar de Stª. Margarida.

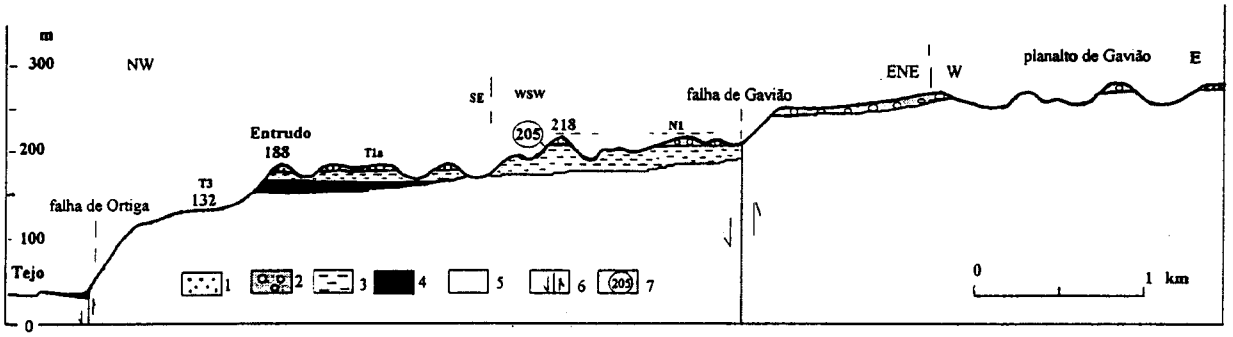



Fig. V-24. Perfil geomorfológico do planalto de Gavião para a depressão de Alvega. Legenda: 1-terraços (Plistocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 3-Argilas de Tomar e Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico); 4-grés argilosos arcósicos (Paleogénico); 5-soco hercínico; 6-falha e falhas prováveis; 7-cota da base dos Conglomerados de Serra de Almeirim.

N1: nível do Campo Militar de Santa Margarida.

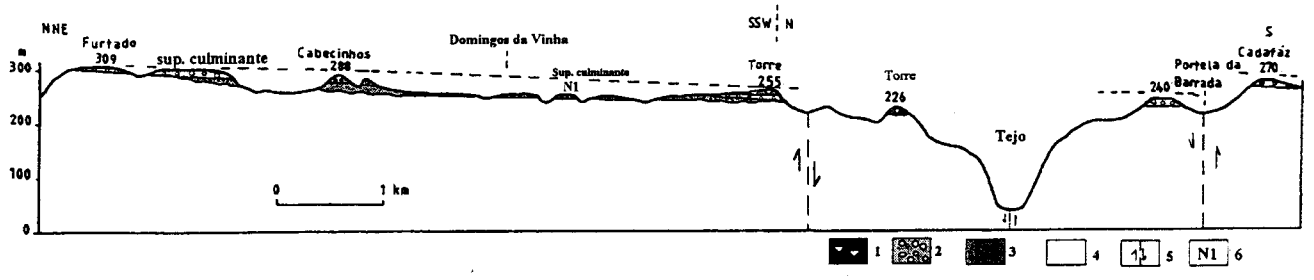
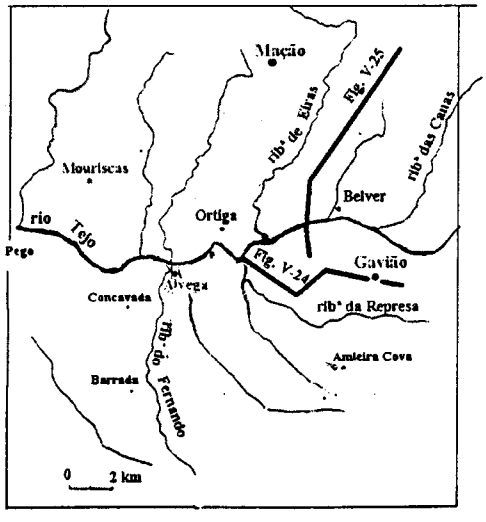



Fig.V-25. Corte geomorfológico desde a superfície culminante de Furtado para o planalto de Gavião (Cadafaz) ao sul do Tejo. Legenda: 1-Conglomerados de Serra de Almeirim, facies de leque aluvial (Pliocénico); 2-Conglomerados de Serra de Almeirim, facies fluvial (Pliocénico); 3-Arenitos arcósicos (Miocénico Inferior ?); 4-soco hercínico; 5-falha provável; 6-nível embutido de Mação-Penhascoso.



A conservação dos Cgl. SA nos patamares de Alto do Termo, Carregal Fundeiro e Lampreia (170-180 m), poderia explicar-se também por abarrancamento das formações miocénicas e irregularidades do paleorelevo, anterior à deposição dos Cgl. SA. Julgamos, no entanto, que esse abarrancamento, embora possa ter contribuído para a conservação dos Cgl. SA, nos patamares de Carregal Fundeiro, Lampreia e Alto do Termo não será a única razão para a presença daquela unidade litostratigráfica nos referidos patamares. Os desníveis, que actualmente se verificam na base dos Cgl. SA, pressupunham um enchimento desta unidade da ordem dos 70-80 m se considerássemos apenas a configuração do paleovale, definido pelas curvas de contorno estrutural da base da unidade. Uma espessura dessa ordem de grandeza nunca a encontrámos nos Cgl. SA, mesmo em áreas bastante a jusante desta. As maiores espessuras desta unidade não vão além de 30 m, com tendência para diminuir nas posições de bordo da bacia, conferindo, à escala regional, a referida configuração lenticular ao enchimento dos Cgl. SA. Em áreas mais restritas, no entanto, pode-se considerar o manto dos Cgl. SA com uma configuração praticamente tabular sobre as unidades inferiores e uma espessura da ordem de 20-25 m, nesta área.

Por exemplo, a sul de Bemposta, na localidade de Água Travessa, onde a superfície do enchimento da bacia está perfeitamente conservada, a 200 m de altitude, a base dos Cgl. SA encontra-se a 187 m e, a sul da ribeira de Ulme, próximo do Tejo, a superfície do enchimento encontra-se a 150 m e a base dos Cgl. SA a 120 m. Parece existir um ligeiro aumento da espessura dos Cgl. SA para o lado do Tejo, mas de forma alguma com os valores que acima se referiram. Ou seja, o Pliocénico entendido aqui apenas o P3 de ZBYSZEWSKI (1953), ou os Cgl. SA de BARBOSA (1995) parece ter uma espessura relativamente reduzida, da ordem de 30 m, ou inferior.

A truncatura de diferentes unidades litostratigráficas pelo NCM, nos compartimentos a nordeste e a sudoeste da falha da Ortiga, revela um levantamento do compartimento do lado nordeste em relação ao compartimento do lado sudoeste, mas não se pode considerar essa deformação neo-

tectónica, tendo em conta a idade das unidades litoestratigráficas envolvidas. No entanto, o abatimento do compartimento do lado sudoeste da falha de Ortiga é, pelo menos, posterior à deposição dos Cgl. SA.

### 5.2.2.10- O patamar intermédio de 200-210 m

A nordeste da ribeira de Carregal, o NCM (170-180 m) subdivide-se num patamar, com 200-210 m de altitude, situado numa posição intermédia entre a superfície culminante e o NCM (Figs. V-23 e V-24). O patamar de 200-210 m está limitado aos interflúvios a nordeste da ribeira de Carregal e tem um significado meramente local. O mesmo não se aplica ao NCM, que constitui um embutimento extenso e cujas causas se terão de procurar em factores muito mais gerais, como a variação do nível de base, alteração climática, ou levantamento regional da bacia.

A noroeste de Abitureira e a sudoeste da falha de Gavião, a superfície deste patamar intermédio é formada pelos Cgl. SA, parcialmente erodidos (Figs. V-23 e V-24). No Alto do Termo (200 m), o patamar é formado por um depósito de terraço[17] assente nas formações miocénicas. Veja-se a coluna estratigráfica do Alto do Termo (patamar de 200 m) (Fig. V-26) e o corte geomorfológico da Fig. V-21.

O facto do NCM, a 180 m, se desenvolver nos Cgl. SA e do depósito de terraço do patamar do Alto do Termo, a 200 m, assentar nas formações miocénicas, é incompreensível sem intervenção de deslocamentos tectónicos entre os dois níveis, pois o embutimento inferior, do NCM, corta uma unidade estratigráfica superior àquela onde assentam os depósitos do ter-

---

17 Alguns calhaus de quartzo do depósito que coroa o relevo residual são subangulosos e têm rolamento inferior aos de quartzito. O rolamento inferior de certos calhaus de quartzo, a par da elevada percentagem deste elemento siliciclástico comparativamente aos Cgl.SA, indicam, que o depósito do relevo residual do Alto do Termo (200 m), além da alimentação proveniente dos Cgl.SA teve contaminação local. Nos conglomerados desta unidade litostratigráfica, o quartzo tem rolamento superior ao quartzito. Este facto indica que os conglomerados do relevo residual do Alto do Termo (200 m) deverão corresponder a um depósito de terraço.

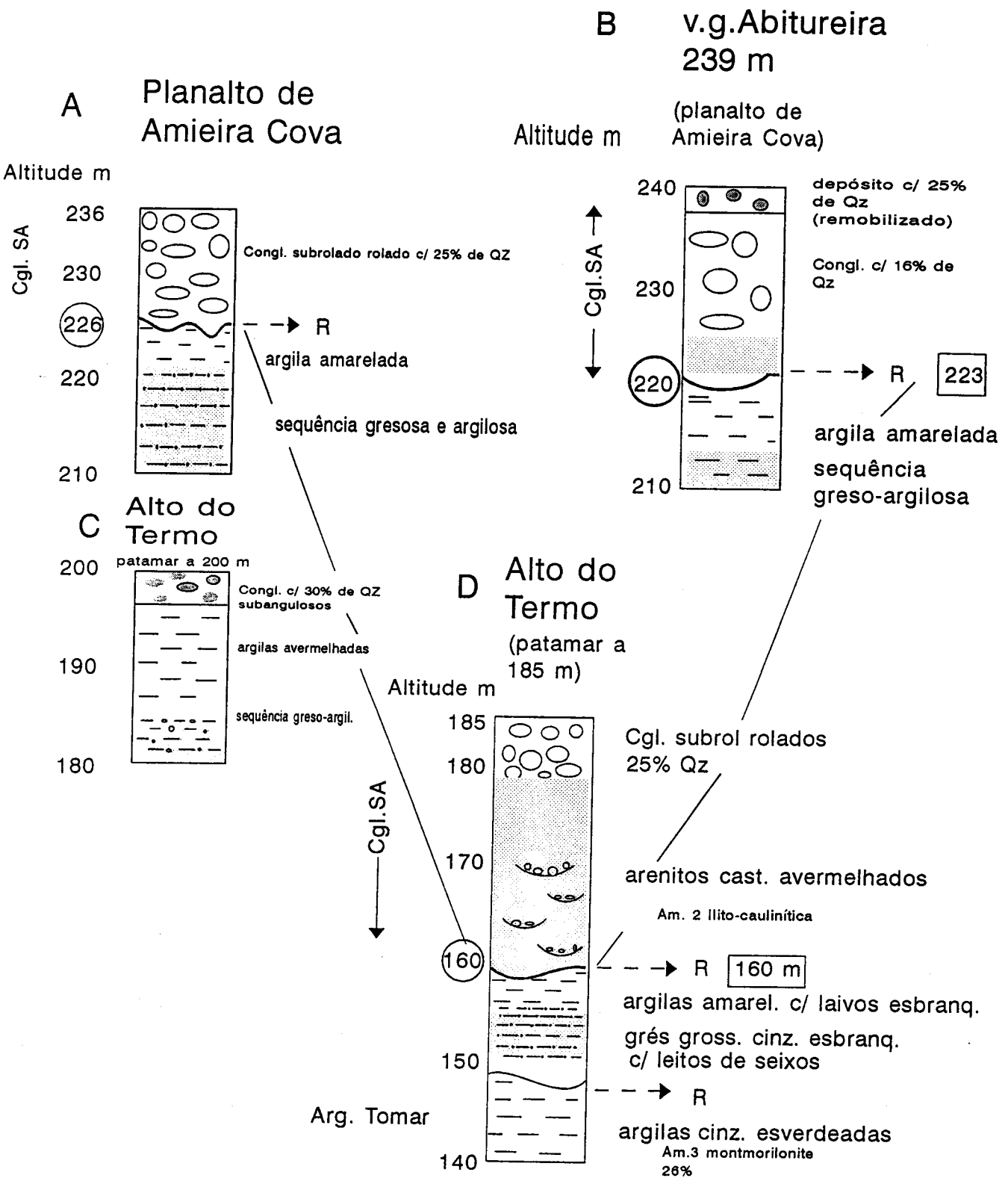



Fig. V-26 Colunas litostratigráficas de cortes situados no planalto do v.g. Abitureira, na extremidade NW do planalto de Amieira Cova e no compartimento abatido do Alto do Termo (ver mapa ).

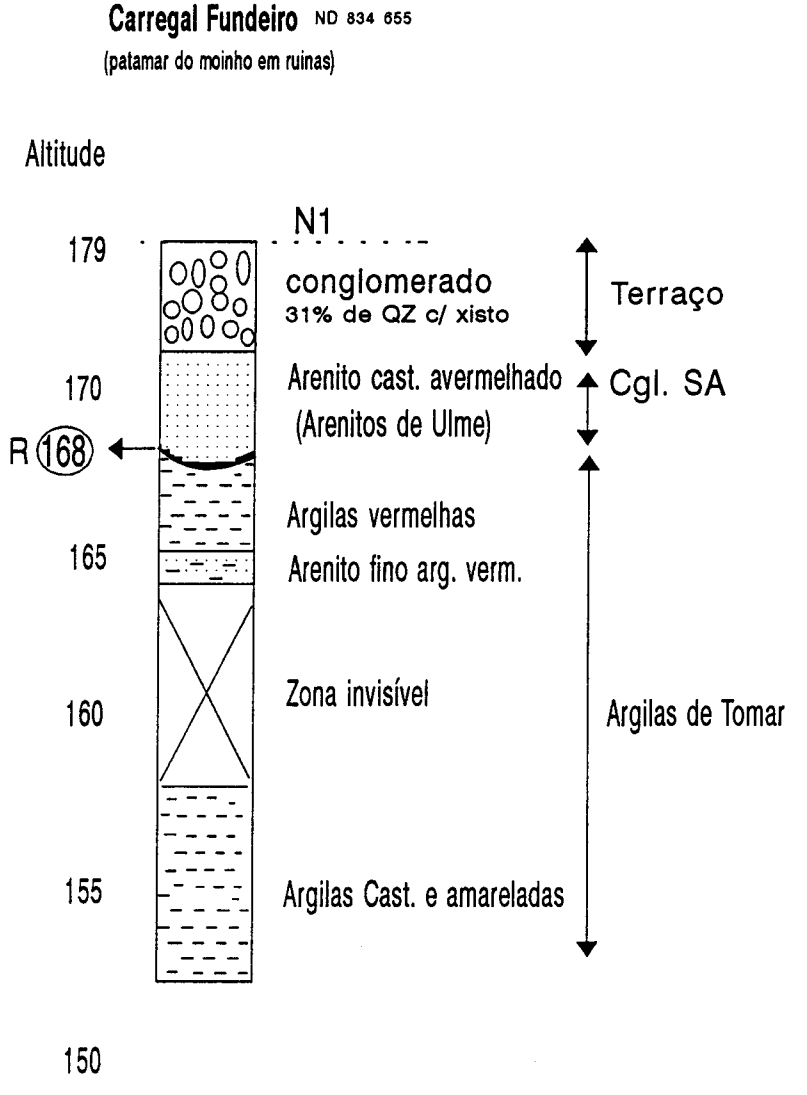



Fig. V-27 Coluna litostratigráfica de Carregal Fundeiro, na estrada que desce para para o Mte. de Carregal Fundeiro.

raço de 200 m. Entre o patamar do Alto do Termo, a 200 m e o NCM, a 180 m, é necessário colocar um acidente, sem o qual, não se entende a posição dos Cgl. SA como substrato do nível de 180 m. Julgamos que esse acidente poderá corresponder às falhas normais, observados no Alto do Termo, entre os Cgl. SA e as Argilas de Tomar (Est. V-3).

Admitindo que o patamar de 200-210 m fazia parte do NCM, então este nível foi deslocado. Mas, considerando a hipótese do patamar de 200-210 m constituir, nesta área, o primeiro embutimento e do NCM o segundo, que vem inserir-se no patamar de 200-210 m, anteriormente formado, então a formação de mais um nível embutido, nesta área, será uma evidência de actividade tectónica coetânea com o desenvolvimento do NCM.

### 5.2.2.11-As referências estratigráficas

A interpretação tectónica, com abatimento para o Tejo dos planaltos a sul de Alvega, é apoiada por uma pequena investigação sedimentológica e estratigráfica dos depósitos desta área e pela importância atribuída às descontinuidades que separam os depósitos.

Em termos sedimentológicos, os resultados das análises granulométricas, que se apresentam no capítulo seguinte não mostram diferenças entre os Cgl. SA dos planaltos de Gavião e Amieira Cova (superfície culminante) com os conglomerados que servem de substrato geológico ao NCM nos planaltos de Barrada, Alto do Termo e Carregal Fundeiro, excepto nas extremidades daqueles planaltos, onde surgem recobrimentos peliculares de materiais removidos, impossíveis de representar à escala dos perfis geomorfológicos. Também não se notam diferenças, ao nível do arranjo arquitectural das estruturas sedimentares, da composição petrográfica e rolamento dos elementos siliciclásticos maiores, os quais mostraram total identidade com os Cgl. SA da superfície culminante.

A difracção por raios X das argilas colhidas em diferentes unidades litostratigráficas parece confirmar a identidade litostratigráfica dos corpos

areno-conglomeráticos de Carregal Fundeiro e Alto do Termo com os Conglomerados de Serra de Almeirim dos planaltos de Amieira Cova e Abitureira (Quadro V-1).

Das cinco amostras, apenas a nº 3, do Alto do Termo, colhida nas argilas subjacentes à rotura sedimentar a 150 m da coluna estratigráfica do Alto do Termo (patamar a 185 m) (Fig. V-26), pertence ao "Complexo montmorilonítico" de CARVALHO (1968), onde se integra a unidade das "Argilas de Tomar" de BARBOSA (1995). As restantes revelam composição mineralógica à base de caulinite-ilite, com domínio da caulinite, ou seja, correspondência com o "Complexo ilito-caulinítico" da margem esquerda do Tejo, de CARVALHO (1968). Neste complexo integram-se, de acordo com a correlação estratigráfica, que propomos no capítulo IV a unidade dos Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico superior) e os "Conglomerados de Serra de Almeirim" (Pliocénico).

A amostra nº 2, do Alto do Termo, colheu-se nos arenitos castanho-avermelhados, por cima da rotura sedimentar, a 160 m, da coluna estratigráfica do Alto do Termo (patamar a 185 m) (Fig. V-26), as amostras números 1 e 5 colheram-se, respectivamente, nos arenitos castanho-avermelhados e conglomerados sobrejacentes à rotura a 168 m da coluna estratigráfica de Carregal Fundeiro (Fig. V-27). Estas amostras são essencialmente ilito-caulinítica e revelam aumento da caulinite para o topo da série, conforme CARVALHO (1968, p.181). Fazem parte do "Complexo ilito-caulinítico" daquele autor. No Carregal Fundeiro (patamar do moinho em ruinas), o conglomerado do topo, com 31% de quartzo, admitimos que possa corresponder a um depósito de terraço, em virtude da elevada percentagem de quartzo.

A amostra nº 4 colheu-se nas argilas vermelhas subjacentes à rotura sedimentar, a 168 m, da mesma coluna estratigráfica. A fracção argilosa é também ilíto-caulinítica, sugerindo que o limite superior das Argilas de Tomar se situa mais baixo e que a descontinuidade, a 168 m, poderá corresponder ao limite superior da unidade de Rio de Moinhos (Cgl. RM). Inclinamo-nos para esta interpretação, pois CARVALHO (1968, p. 173)

considera que o "Complexo ilito-caulinítico" tem espessura de 120-130 m a qual é superior à dos Cgl. SA, devendo aquele complexo englobar os Cgl. SA e os Conglomerados de Rio de Moinhos subjacentes. Admitimos, por isso, que a descontinuidade, a 168 m, de Carregal Fundeiro corresponda à base dos Cgl. SA.

QUADRO V-1 Composição mineralógica das argilas dos locais de amostragem.

| *Nº e Local* | *Ilite %* | *Caulinite %* | *Montmorilonite* | *Quartzo %* | *Feld K %* | *Feld Na %* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1-CarrgFundeiro | 23 | 69 | | 3 | 2 | 3 |
| 2-Alto do Termo | 30 | 69 | | | 1 | |
| 3-Alto do Termo | 36 | 20 | 26 | 10 | 4 | 4 |
| 4-Carrg. Fundeiro | 21 | 58 | | 21 | | |
| 5-Carrg. Fundeiro | 14 | 83 | | 2 | 1 | vestígios. |

As análises da fracção argilosa apontam para uma relação entre a descontinuidade estratigráfica, a 168 m, da coluna de Carregal Fundeiro com a que se encontra a 160 m na coluna do Alto do Termo (patamar a 185 m). Nesta coluna, surge outra descontinuidade, a 150 m, que julgamos corresponder ao limite superior das Argilas de Tomar, pois abaixo dela foi colhida a única amostra com montmorilonite. Deste modo, deverão ser as descontinuidades a 168 m e 160 m dos patamares de Carregal Fundeiro e Alto do Termo (patamar a 185 m) que se devem relacionar com a base dos Cgl. SA dos planaltos de Abitureira e Amieira Cova, situados do lado sueste.

Ao estabelecermos esta relação, admitimos um rejeito de 60 a 70 m na referência estratigráfica da base dos Cgl. SA, considerando menores as irregularidades do paleorelevo em que os mesmos se depositaram. Espes-

suras dos Cgl. SA daquela ordem de grandeza (60 a 70 m), implicariam grandes irregularidades do paleorelevo e um forte ravinamento das unidades miocénicas subjacentes, que podendo admitir-se, em teoria, não parecem aplicar-se, neste caso.

## 5.3-ÁREA A NORDESTE DA FALHA DE GAVIÃO

### 5.3.1-O nível de Mação-Penhascoso (NMP 240-260 m)

A nordeste da falha de Gavião, reconhecem-se formas onduladas e suaves, nos troços superiores dos vales, caracterizando-se os sectores a jusante por um encaixe muito forte. Essas formas pouco escavadas observam-se na área de Penhascoso, Mação e Envendos. Ali, vales largos e pouco encaixados caracterizam um relevo exumado da cobertura cenozóica, acima do qual se destacam cristas de quartzito e relevos residuais de perfil trapezoidal, testemunhos do nível mais alto a que chegou o enchimento da bacia (Fig. V-20). Estas formas não passaram despercebidas a Pierre Birot: "vallées mures sont emboitées dans la surface de discordance[18], particulièrement au voisinage de Mação" (BIROT, 1949, p. 29).

Nos interflúvios dos rios Ocreza e Tejo (área de Fratel) o NMP encontra-se representado por vales pouco escavados e por rechãs, a 250 m, no troço do Tejo entre Vila Velha de Ródão e Gavião. Neste troço do rio, surge outro nível embutido inferior, com 160-200 m, que se referencia pelas localidades de Domingos da Vinha e Alvisquer e concorrente com o NMP, diminuiu muito a expressão morfológica do nível embutido mais antigo da bacia[19].

---

[18] A superfície de discordância, a que se refere Birot, é entre o Maciço Antigo e os depósitos.

[19] No troço do Tejo, entre Gavião e Ródão, o nível inferior de 160-200 m, é o que tem maior representação.

O NMP corresponde a uma superfície de erosão, que trunca o Maciço Hespérico e depósitos da bacia do Tejo. Designamo-lo por nível de Mação-Penhascoso (NMP) por se encontrar bem representado nas áreas acima referidas, com altitude de 240-260 m. No Maciço Hespérico, o desenvolvimento deste nível vai salientar as cristas apalachianas, ao embutir-se na superfície fundamental, que rasoira aquelas cristas.

### 5.3.1.1-Unidades litostratigráficas truncadas pelo NMP e correlação com outros níveis da bacia.

A norte de Belver (Fig. V-20), o NMP corta unidades litostratigráficas cada vez mais antigas para o bordo da bacia: próximo do Tejo, aquele nível trunca os Cgl SA; na área de Domingos da Vinha, trunca arenitos subjacentes a estes conglomerados e, na extremidade norte, junto às cristas de quartzito, formações metassedimentares do Grupo das Beiras (Proterozóico superior-Câmbrico) e pórfiros graníticos (Tremadociano) (ROMÃO & OLIVEIRA, 1995). A este propósito, veja-se o perfil geomorfológico de Cadafaz para Furtado (Fig. V-25), onde este nível está representado pela sigla N1 abaixo dos relevos residuais Cabecinhos, Furtado e Torre. O perfil mostra uma ligeira discordância angular entre a superfície de erosão e a estratificação.

Em relação à superfície culminante, o NMP encontra-se na mesma posição dos níveis de Mora-Lamarosa, do Campo Militar de Stª Margarida e, tal como estes, forma o primeiro embutimento (N1) abaixo daquela superfície. O NMP também se encontra ao sul do Tejo, na área do Crato[20] e Nisa, com idêntico enquadramento em relação à superfície culminante da bacia e à superfície fundamental e representado pelas mesmas formas de vales pouco escavados abaixo da superfície fundamental. Julgamos, por isso, que o NMP seja correlativo daqueles vales. De igual modo, no bordo

[20]Na área do Crato (Cunheiras e Aldeia da Mata), observam-se igualmente vales pouco escavados, que se correlacionam com o primeiro nível embutido na superfície culminante, ou (NML).

oriental da bacia, a superfície culminante tem continuidade, para leste, com a superfície fundamental, tal como acontece, ao norte do Tejo, com o cimo do enchimento da bacia, que se liga aos *pediments* dos *inselberge* de quartzito.

### 5.3.1.2-Deslocamentos nas falhas de Gavião e Ortiga referenciados pelo níveis de Mação-Penhascoso (NMP) e do Campo Militar de Stª Margarida (NCM).

Na extremidade nordeste da bacia, a falha de Gavião, juntamente com a de Ortiga, fazem parte de um complexo acidente, no limite das zonas Centro Ibérica e Ossa Morena (Fig. V-20). O acidente de Gavião, foi referido a propósito das deformações da superfície culminante, mas essas deformações parecem afectar o NMP, embutido daquela superfície.

A nordeste da falha de Gavião, o NMP tem 240-250 m de altitude, na extremidade mais próxima do Tejo, enquanto a sudoeste daquele acidente o nível do Campo Militar de Stª Margarida (NCM) encontra-se a 180-190 m, ou seja, cerca de 50-60 m mais baixo. Do lado nordeste da falha de Gavião, o nível de Mação-Penhascoso encontra-se, sensivelmente, à mesma altitude da superfície culminante da bacia, nos planaltos de Amieira Cova, situados do lado sudoeste da referida falha (Fig. V-20). Refira-se que a superfície dos planaltos de Amieira Cova é inconfundível com o NMP, pois enquanto este nível trunca diferentes unidades litostratigráficas, destacando-se acima dele relevos residuais, como os de Torre (255 m), Alvisquer (269 m), Cabecinhos (288 m) e Furtado (309 m)[21], entre outros (Figs. V-20 e V-25 ), nos planaltos de Amieira Cova, só os Conglomerados de Serra de Almeirim suportam a superfície culminante e não se observam relevos residuais daquela superfície. Atendendo ao facto do nível de Mação-Penhascoso constituir, do lado nordeste da falha de Gavião, o primeiro embutimento na superfície culminante, da mesma forma que o ní-

[21] Veja-se o corte de Furtado para Cadafáz (Fig. V-25).

vel do Campo Militar, também o é, a sul do acidente, leva-nos a considerar, que estes dois níveis poderão ser correlativos e que a diferença de altitude entre eles, poderá, muito provávelmente, dever-se a deslocamentos tectónicos nas falhas de Gavião e de Ortiga.

Relações de natureza altimétrica entre o nível do Campo Militar de Stª Margarida, do lado sudoeste dos referidos acidentes e o NMP, do lado nordeste, sugerem deslocamento do nível embutido mais antigo da bacia, com amplitude semelhante à do degrau que desloca a superfície culminante no acidente de Gavião.

A projecção para noroeste, com declive de 1%,[22] da superfície culminante dos planaltos de Amieira Cova (240 m), acerta com o patamar de 172 m ao norte da Ortiga. Este patamar corresponde à superfície culminante de um leque aluvial, deslocado pela falha de Gavião. Do lado do bloco levantado, a superfície culminante deste leque encontra-se a 209 m no v.g. Mte. Novo (extremidade sul da superfície do Telégrafo) e a 172 m no patamar a sul da falha. O degrau de 40 m é praticamente igual à diferença de altitude entre o nível de Mação-Penhascoso e os patamares de 200-210 m, a sul da falha de Gavião que, como vimos, corresponde a subdivisão do nível do Campo Militar de Stª. Margarida.

Sem nos querermos deixar prender pela coincidência destes números, parece-nos que o nível embutido acompanha o deslocamento da superfície culminante, pois a diferença de altitude entre o nível de Mação-Penhascoso e o patamar de 200-210 m, a sul da falha de Gavião é sensivelmente igual ao rejeito da superfície culminante da bacia pela referida falha.

No bloco levantado pela falha de Gavião, encontram-se outras evidências geomorfológicas de deslocamentos posteriores à formação do nível embutido mais antigo da bacia. Ao sul de Mação, a rampa do Telégrafo faz parte de um leque aluvial. Derrames deste tipo formam a superfície culminante ao norte do Tejo, actualmente dissecada pela rede hidrográfi-

---

[22] Este declive corresponde á inclinação actual dos planaltos de Amieira Cova.

ca, formando relevos residuais, salientes do nível de Mação-Penhascoso. A rampa do Telégrafo desce para o Tejo com declive 1,5%, de tal modo que a extremidade sul da rampa encontra-se mais baixa que o nível de Mação-Penhascoso, a leste da ribeira de Eiras (Fig. V-20). No entanto, na superfície do Telégrafo, desde a extremidade meridional à parte setentrional, não se nota o rebordo de erosão que individualiza os relevos residuais, a leste da ribeira de Eiras, apesar desta superfície se encontrar, na extremidade meridional, a cotas inferiores às do nível de Mação-Penhascoso e terminar, na extremidade norte, à mesma altitude dos relevos residuais Furtado e Areia, do lado oriental da ribeira de Eiras. Estas observações sugerem um abatimento da extremidade meridional da superfície do Telégrafo, relativamente ao compartimento a leste da ribeira de Eiras, após a formação do NMP.

Critérios geomorfológicos apontam no sentido da superfície culminante dos leques aluviais ao norte do Tejo e da superfície culminante dos Cgl. SA ao sul deste rio terem constituído uma unidade geomorfológica comum. Os desníveis actuais desta superfície e do NMP, embutido naquela, parecem ter origem tectónica (Fig. V-25). Apesar da existência de associações de fácies diferentes entre os leques aluviais da superfície culminante ao norte do Tejo e os Cgl. SA do lado sul, e de, por vezes, os leques se sobreporem aos Cgl. SA com fácies fluvial, como acontece no v.g. Torre 255 m, esta sobreposição pode resultar da interdigitação dos leques aluviais sobre os (Cgl. SA, transportados segundo o eixo da bacia), conforme discutido no capítulo IV.

### 5.3.1.3-O comportamento da rede de drenagem.

A jusante das falhas de Ortiga e de Gavião, modifica-se o vale do Tejo, que abandona o troço encaixado e passa a correr num vale largo no interior da depressão de Alvega. Essa mudança verifica-se, sobretudo, a jusante do acidente de Gavião.

Fig. V-28 Perfil longitudinal da ribeira de Arez

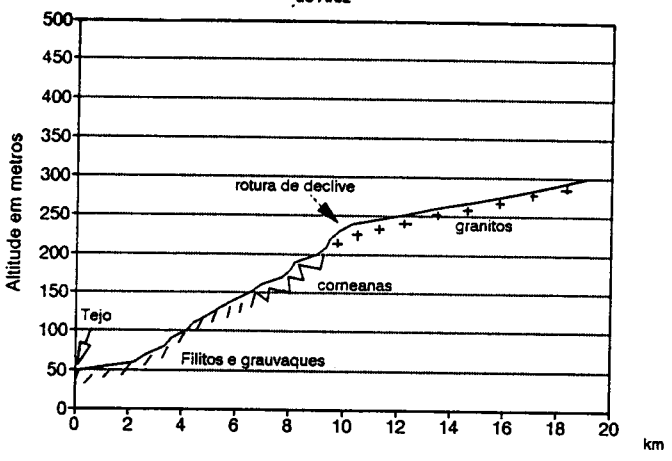



Fig. V-29 Perfil longitudinal da ribeira de Figueiró

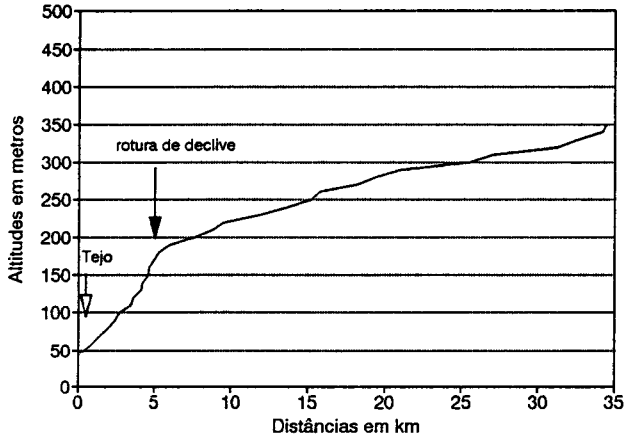



Fig. V-30 Perfil longitudinal da ribeira de Represa

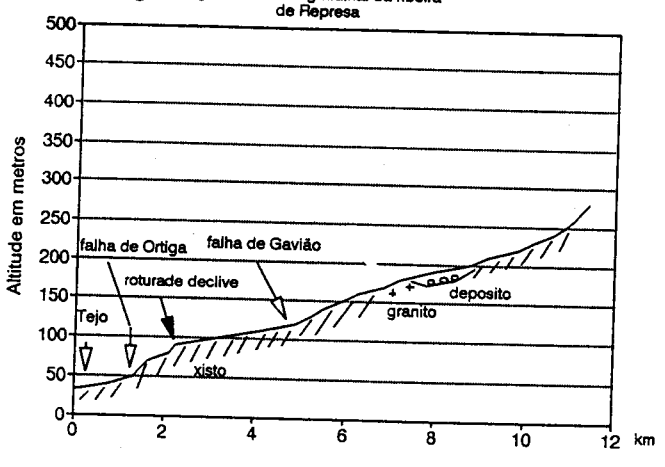


Fig.V-31 Perfil longitudinal da ribeira de Palhais

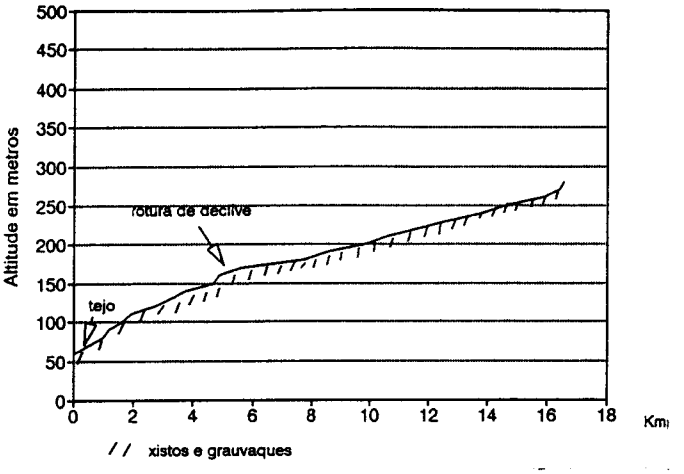



Fig.V-32 Perfil longitudinal da rib. de Eiras

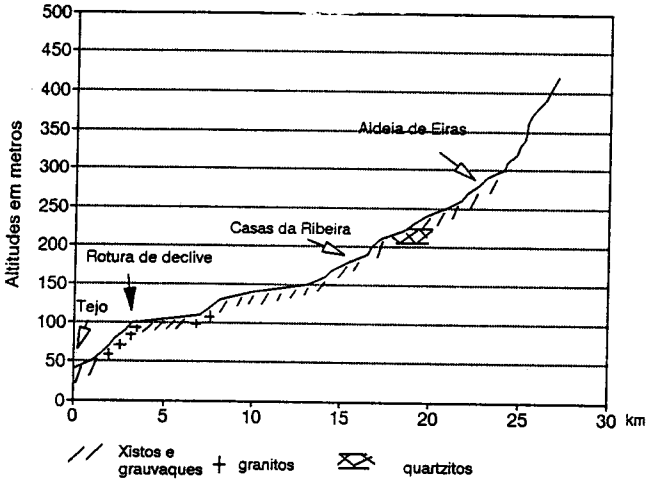



Fig.V-33 Perfil longitudinal da ribeira das Canas

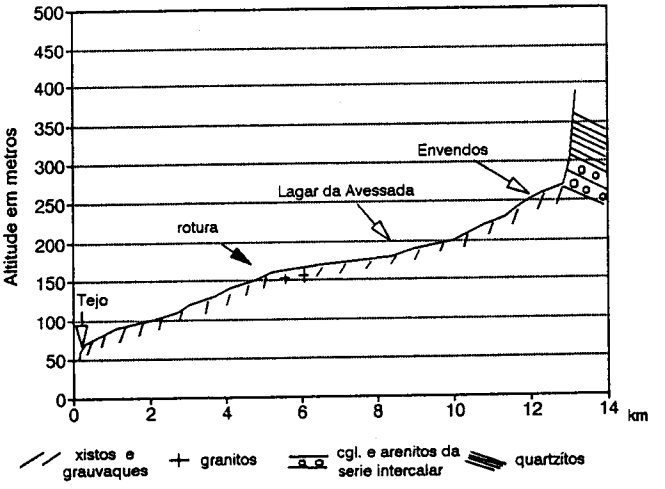


Fig.V-34 Perfil longitudinal da ribeira de Carregal

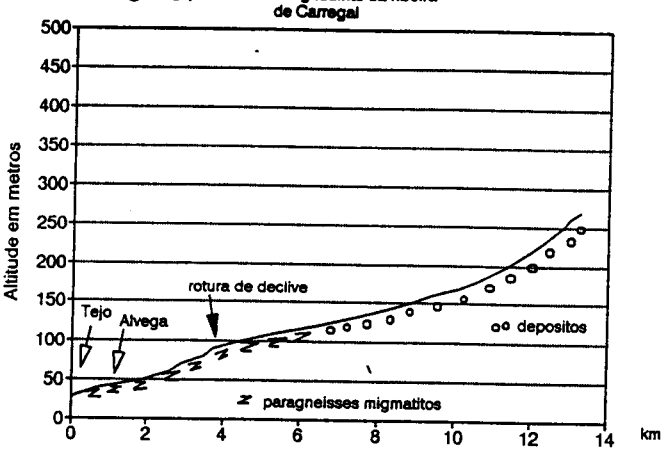



Fig. V-35 Perfil longitudinal da ribeira do Fernando

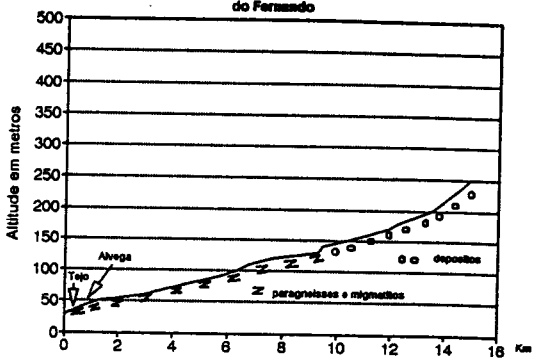



Fig. V-36 Perfil longitudinal da ribeira da Lampreia

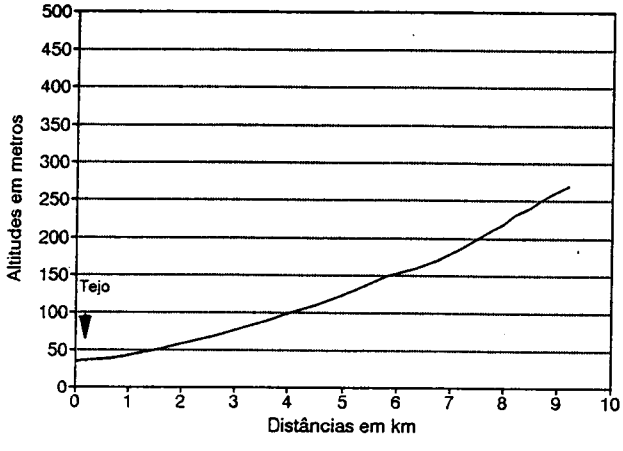



Fig. V-37 Perfil longitudinal da ribeira de Coalhos

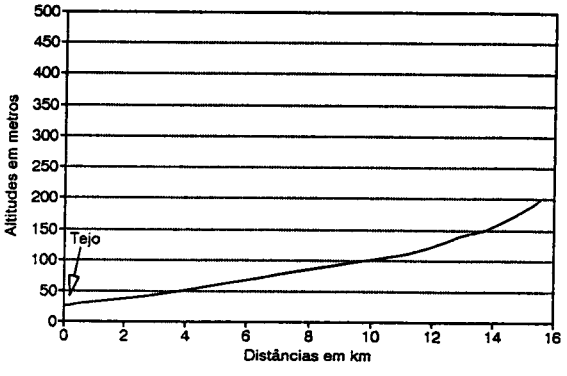
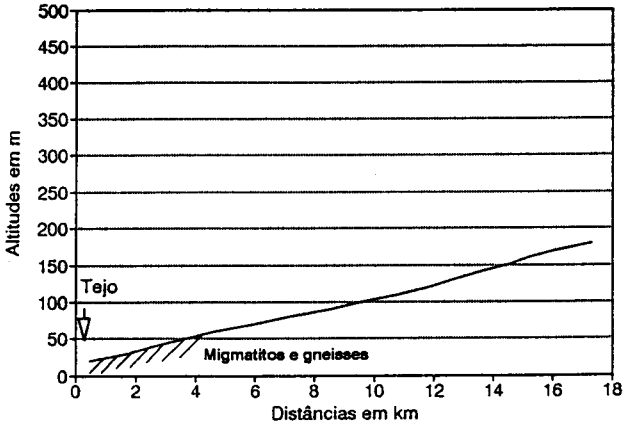



Fig. V-38 Perfil longitudinal da ribeira da Foz



A montante desta falha, o perfil transversal do Tejo mostra duas secções distintas: uma forma muito aberta na secção superior e um vale encaixado na parte inferior (Fig. V-25). Estas características são extensivas aos afluentes do Tejo, notando-se formas suaves e onduladas, sujeitas a rejuvenescimento lento, junto às cabeceiras e um encaixe muito forte próximo do Tejo. Os troços superiores dos vales, pouco encaixados, correspondem ao nível de Mação-Penhascoso e são visíveis no corte geomorfológico da Fig. V-25, em estreita relação com este nível embutido.

Os perfis longitudinais dos cursos de água afluentes do Tejo (Figs V-28 a V-38) agrupam-se em duas categorias em função da confluência com o Tejo ser a montante, ou a jusante do acidente de Gavião. Nos afluentes a montante do acidente (Figs. V-28 a V-33), observa-se uma rotura no perfil longitudinal, que falta nos cursos de água cuja confluência se dá a jusante da falha (Figs. V-34 a V-38).

Nas ribeiras de Palhais e das Canas, esta rotura encontra-se assinalada à cota de 160 m. Na ribeira de Eiras, a rotura encontra-se à cota de 100 m e nas ribeiras do Figueiró e de Arez, essa rotura está assinalada, respectivamente, aos 200 e 250 m. A ribeira de Palhais desce nos últimos 5 km 100 m, enquanto, no troço a montante da rotura, apresenta igual desnível no dobro do percurso. A ribeira de Eiras desce nos últimos 3 km 60 m e, na secção intermédia, vence o mesmo desnível em 14 km. Também a ribeira das Canas desce 100 m nos últimos 5 km e, no troço a montante, desce igual percurso em 7 km. A ribeira de Figueiró desce 130 m nos últimos 5 km e, no sector a montante, vence igual altura em 25 km.

Os cursos de água analisados apresentam dois troços distintos: um, a montante da rotura, onde o perfil é mais suave e regularizado, estando em estreita relação com o primeiro nível embutuido; o outro, a jusante da rotura, com declive mais acentuado, relacionado com os encaixes mais recentes dos cursos de água. Na globalidade do perfil, estes cursos de água encontram-se num estado de regularização incompleto, relativamente aos cursos de água com confluência a jusante da falha de Gavião-Monte do Penedo, que atingiram uma regularização mais completa do perfil. É o

caso de alguns tributários do Tejo, no compartimento abatido, como as ribeiras da Represa, do Carregal, do Fernando e da Foz, que apesar de cortarem o soco, antes da confluência com o Tejo, não apresentam rotura de declive na passagem dos depósitos para o soco. A ausência de rotura nos afluentes do bloco abatido, não parece, portanto, estar relacionada com a litologia dos perfis, mas com os diferentes compartimentos tectónicos que os cursos de água atravessam.

Nos cursos de água que percorrem o compartimento a montante da falha de Gavião, verifica-se aumento da sinuosidade no troço a jusante da rotura de declive, relativamente ao troço a montante, menos sinuoso. O aumento da sinuosidade é mais notório nos xistos do que nos granitos, facto que, no segundo caso, se poderá dever ao maior poder de fixação dos cursos de água às fracturas nos granitos. Por sua vez, o aumento da sinuosidade, no troço de maior declive, parece corresponder a uma forma de ajustamento dos canais dos cursos de água, de forma a contrariar o aumento do declive originado pelos levantamentos tectónicos nas falhas de Gavião e de Ortiga. Recorde-se que, em relação à falha de Gavião, os referidos cursos de água situam-se no compartimento levantado, a montante da zona subsidente. Estes cursos de água parece responder, aos levantamentos tectónicos, com ajustamentos da forma dos canais idênticos aos referidos por (SCHUMM *et al.*, 1987, p. 273). As experiências laboratoriais, levadas a cabo por estes autores, mostraram que a montante da zona subsidente, os canais podem responder com encaixe, aumento da sinuosidade e erosão lateral (*op. cit.*, p. 273).

A análise das roturas de declive, em paralelo com a litologia, revela que a influência deste factor é notória entre xistos e granitos e pouco importante nos quartzitos. Nos xistos, a rotura recuou mais rapidamente do que nos granitos e os troços inferiores têm, por isso, menor declive. A montante da falha de Gavião, o encaixe foi de tal forma vigoroso, que alguns cursos de água, menos importantes, não conseguem acompanhar o escavamento do rio e a sua confluência com o Tejo faz-se em vales quase suspensos.

A jusante da falha de Gavião, a ribeira da Represa constitui o único curso de água do compartimento abatido, que apresenta rotura de declive importante. Este curso de água, no entanto, transpõe o compartimento de Ortiga antes da confluência com o Tejo, confirmando que as roturas de declive dos cursos de água analisados se devem a uma causa tectónica.

Além das roturas nos perfis longitudinais dos afluentes do Tejo, chamam a atenção as três inflexões WNW-ESE do Tejo, no Gavião, Ortiga e Concavada, paralelas ao acidente de Gavião e ao alinhamento com aquela direcção dos afluentes do Tejo a sul da falha (Fig. V-20). As inflexões WNW-ESE do Tejo parecem traduzir condicionamento do traçado do Tejo ao deslocamento relativo de blocos. A inflexão do Tejo para WNW, a montante de Belver, concorda com a subsidência relativa do compartimento de Alvisquer-Domingos da Vinha em relação ao *horst* de Gavião, enquanto o cotovelo do Tejo, na depressão de Alvega, denuncia subsidência, para noroeste, no interior desta depressão, onde o forte aluvionamento constitui outro sinal de subsidência.

A rotura de declive nos perfis longitudinais dos cursos de água que percorrem o compartimento levantado a nordeste da falha de Gavião e a ausência da mesma, nos cursos de água do bloco abatido, concordam com o levantamento recente daquele compartimento pelas falhas de Gavião e Ortiga. A forma aberta da secção superior do perfil transversal do vale do Tejo (Fig. V-25), concorda com o encaixe moderado da rede de drenagem, no início, que permitiu o desenvolvimento do nível embutido mais antigo (N1). A secção muito aberta do vale do Tejo julgamo-la, portanto, correlativa desse começo do encaixe e do esvaziamento sedimentar da bacia, do qual, o nível de Mação-Penhascoso constitui elemento morfológico representativo. Os entalhes mais vigorosos dos vales são mais recentes. Provavelmente, levantamentos importantes terão ocorrido recentemente nas falhas de Gavião e Ortiga, a julgar pelas forma encaixada da secção inferior do vale do Tejo e dos seus afluentes e pelas roturas nos perfis longitudinais destes.

## 5.4-TENTATIVA DE CORRELAÇÃO DO NÍVEL EMBUTIDO MAIS ANTIGO DA BACIA SEDIMENTAR DO TEJO COM OUTROS NÍVEIS QUATERNÁRIOS FORA DA BACIA.

Conforme referimos, deram-se designações diferentes ao nível embutido mais antigo da bacia do Tejo, mas todos correspondem ao primeiro embuimento (N1), que se gerou abaixo da superfície culminante. Autores anteriores parecem ter reconhecido este embutimento, embora com limites pouco precisos.

TEIXEIRA (1979) reconheceu este nível, a 160-170 m de altitude[23], na área do Chouto. Considerou-o correlativo da fase regressiva com que se iniciam os tempos quaternários (*op. cit.*, p. 44). TEIXEIRA (*op. cit.*) subdividiu o Quaternário em dois períodos: o Quaternário antigo, pré-siciliano e o Quaternário moderno, siciliano e pós-siciliano, tendo considerado, perante a escassez de fósseis e indústrias líticas, o critério altimétrico para escalonar os diversos níveis plio-quaternários, marinhos e continentais.

No esboço geológico da Bacia Terciária do Tejo, CARVALHO (1968) assinala terraços fluviais no sector E-W do Tejo, em áreas coincidentes com este nível.

BIROT (1949), referindo-se aos imensos planaltos do Chouto, a 160-180 m de altitude que, mais a norte, sobem a 200-210 m, afirma: "Aqui o problema consiste em saber em que medida a erosão recortou o enchimento pliocénico. Devendo-se examinar também os entalhes que as fases de estabilidade correspondentes conseguiram imprimir no soco antigo" (*op. cit.* p. 17 ). Na Beira Baixa, o mesmo autor refere que após a exumação da superfície de Castelo Branco, pôde desenvolver-se um belo vale maduro, talhado nos xistos a sueste daquela localidade. Nas imediações de Mação, o mesmo autor refere vales pouco escavados, embutidos na superfície de discordância do soco com os depósitos da bacia e, ao longo do Zêzere, re-

23 TEIXEIRA (1979) considera este nível e o superior, a 200 m, de origem marinha. No entanto, está hoje claramente assumida a natureza continental dos depósitos pliocénicos, no Ribatejo.

conheceu também "vales maduros", a 280-300 m, embutidos no nível de Pedrógão (*op. cit.* p. 26). Segundo BIROT (*op. cit.*), o nível de Pedrógão relaciona-se com a superfície da Cova da Beira, estando esta "em harmonia com a superfície de Castelo Branco, que se desenvolveu, indubitavelmente, em função de um nível de base geral" (BIROT, 1949, p. 26).

Recentemente, DIAS *et al.* (1993) referem, na área de Segura (Beira Baixa), uma superfície aplanada à cota de 300-325 m, embutida numa superfície mais alta, à cota de 400 m (superfície de erosão de Zebreira). Consideram o nível de 300-325 m "claramente gerado em função da rede de drenagem actual, nomeadamente do rio Tejo, de que constitui o seu nível mais elevado" (DIAS *et al.*, 1993, p. 65). Esta superfície, cuja idade os autores atribuem provavelmente ao Pliocénico superior a Quaternário inferior, é utilizada como referência morfológica para identificar deformações neotectónicas na falha de Segura.

Mais recentemente, CUNHA (1996) refere que o limite superior da unidade litostratigráfica de Silveirinha dos Figos, "corresponde a uma descontinuidade sedimentar, situada aproximadamente aos 400 m de cota, que parece ter correspondência com a superfície de aplanamento de Lardosa" (*op. cit.*, 1996). Esta superfície foi elaborada sobre os granitos de Castelo Branco e corresponde à "Superfície de Castelo Branco" (BIROT, 1949) donde se destacam os *inselberge* geminados de Monsanto e Moreirinha. A superfície de Castelo Branco será, portanto, a mesma superfície de Zebreia, a 400 m, referida por DIAS *et al.* (1993) e deverá corresponder, do nosso ponto de vista, à superfície fundamental, onde se encontra embutido o nível de 300-325 m.

Do lado noroeste da Cordilheira Central, nas bacias de Lousã-Arganil e a ocidente da serra do Buçaco, (DAVEAU *et al.*, 1985-1986) referem que abaixo dos níveis culminantes das bacias, correspondentes à superfície de enchimento das formações de blocos com fácies de *raña*, se desenvolveu um nível embutido com cotas da ordem dos 300 m ("nível de Serra da Vila"). Este nível corresponde a uma superfície de erosão, desenvolvida já num regime exorreico, truncando os depósitos de sopé (forma-

ções de blocos com facies de *raña*), tendo arrasado também os xistos (Serra da Vila), quartzitos, calcários e quartzitos tectonizados. Para leste, o nível é pouco reentrante no compartimento soerguido da Cordilheira Central.

### 5.4.1-Tentativa de correlação do nível embutido mais antigo da bacia do Tejo, ou nível de Mora-Lamarosa s.l. (N1) com níveis da península de Setúbal.

A correlação do nível de Mora-Lamarosa (N1), com outros níveis, fora da bacia, é tarefa delicada, devido à ocorrência de deformações tectónicas, que retiram credibilidade ao critério altimétrico e porque o desenvolvimento de níveis mais recentes, concorrentes com os mais antigos, podem erodir os primeiros, gerando alguma confusão a sua identificação em áreas afastadas do ponto de vista geográfico.

Não resistimos, no entanto, a uma tentativa de correlação do nível embutido mais antigo da Bacia Terciária do Baixo Tejo com níveis embutidos de outras bacias, cujo enquadramento morfológico e estratigráfico, poderá estar próximo do nível de *Mora-Lamarosa* s.l. da bacia do Tejo.

Áreas com alguma evolução comum com a Bacia Terciária do Baixo Tejo serão a região de Lisboa-península de Setúbal e a bacia do Sado. Nesta tentativa de correlação, apoiamo-nos na bibliografia existente (DAVEAU & AZEVEDO, 1980-81; AZEVEDO, 1982; PIMENTEL, 1997) e na síntese bibliográfica, sobre as referidas áreas, apresentada por CABRAL (1993).

O perfil interpretativo dos principais elementos morfológicos da península de Setúbal (CABRAL, 1993, p. 126, ) mostra duas superfícies de aplanação, identificadas nos sectores setentrional (IN, IIN) e meridional (IS, IIS) desta península (Fig. V-39). A superfície I, com 200-220 m de altitude, na área de Sesimbra, corresponde a uma superfície de erosão correlacionada com a plataforma do cabo Espichel (DAVEAU & AZEVEDO,

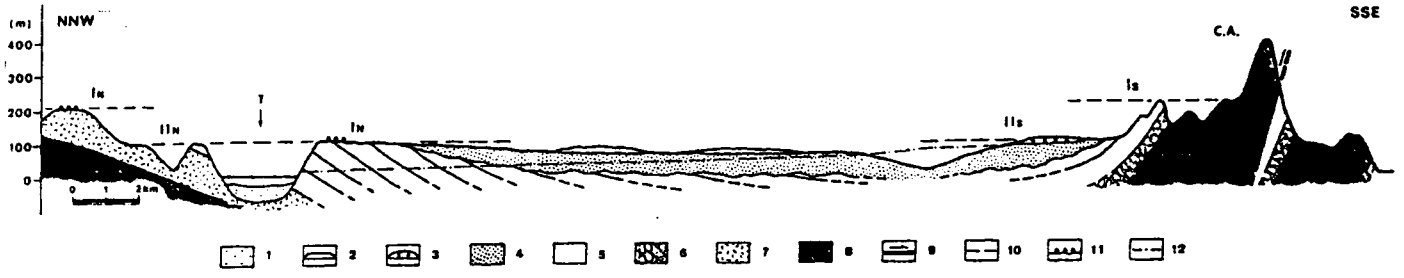



Fig. V-39 Perfil interpretativo geral de alguns dos principais elementos morfológicos da Península de Setúbal, onde se assinalam as superfícies de aplanação identificadas (I e II) e a sua relação com as formações geológicas regionais e a estrutura tectónica (a inclinação dos elementos estruturais apresenta-se exagerada devido à forte sobreelevação do perfil, de 10x). Note-se que se trata de um esquema interpretativo, composto, sintetizando disposições diversas na Península de Setúbal, não correspondendo a um corte geológico real, segundo um dado trajecto - o troço meridional do corte reflecte essencialmente a estrutura geológica e a morfologia junto ao litoral ocidental. 1-aluviões fluviais (Holocénico); 2-dunas eólicas (Holocénico); 3-Formação de Marco Furado (Plio-Quaternário); 4-Pliocénico; 5-Miocénico; 6-Paleogénico; 7-Complexo Vulcânico de Lisboa (Cretácico Superior); 8-Mesozóico; 9-cavalgamento; 10-testemunhos de superfície de erosão; 11-vestígios superficiais de depósitos com pequenos calhaus rolados; 12-nível de erosão IS balançado para norte, em direcção ao Mar da Palha, no interior da Península de Setúbal; C.A: cadeia orogénica da Arrábida ; T: rio Tejo; IN e IS: superfície de erosão superior identificada, respectivamente, nos sectores setentrional (testemunhada provavelmente em Monsanto, Damaia, Alfragide e Agualva-Cacém) e meridional (plataforma do cabo Espichel) da região analisada; IIN e IIS: nível de erosão correspondendo, respectivamente, à superfície das colinas de Almada (também muito bem representado na área de Lisboa) e aos seus testemunhos prováveis reconhecidos no sector meridional da Península de Setúbal.

(Extraído de Cabral, 1993, p. 126).

1980-1981), considerada de abrasão marinha[24] (RIBEIRO, 1935, 1968a; DAVEAU & AZEVEDO, 1980-1981; PEREIRA, 1988; in CABRAL (1993). Esta superfície superior encontraria correspondência nas aplanações de Monsanto, Alfragide, Damaia e Agualva-Cacém (CABRAL, *op. cit.*, p. 126).

A superfície II, com cerca de 110-125 m de altitude, corresponde à superfície de erosão do topo das colinas de Almada e Trafaria que, do lado norte do Tejo, corta o Complexo Vulcânico de Lisboa e, a sul deste rio, formações do Miocénico, na área de Almada e o Pliocénico, no interior do sinclinal de Albufeira, representado pela "série arenosa pliocénica" (AZEVEDO, 1982). Sobre a superfície das colinas de Almada repousam vestígios do "Conglomerado de Belverde" (*op. cit.*, p. 169).

Segundo CABRAL (1993), a superfície das colinas de Almada correlaciona-se, muito provavelmente, com o "planalto de Lisboa" (FERREIRA, 1973, p. 48), correspondente a uma superfície de aplanação, a 100-120 m, identificada a leste e a nordeste da elevação de Monsanto (margem direita do Tejo) e com grande continuidade na bacia inferior deste rio. CABRAL (*op. cit.*) admite a possibilidade de correlação do "planalto de Lisboa" e da superfície do topo das colinas de Almada com a "aplanação principal" (nível III) de DAVEAU & AZEVEDO (1980-1981) da extremidade sudoeste da Arrábida.

Do nosso ponto de vista, a plataforma de abrasão marinha, correlativa da superfície culminante da bacia do Tejo, terá de procurar-se nos relevos salientes da bacia sedimentar, na península de Setúbal, uma vez que esta área correspondia à parte vestibular do pré-Tejo, nessa época. Nesta parte vestibular, os acarreios detríticos da "série arenosa pliocénica", progredindo em ambiente fluvio-estuarino, à maneira de um grande delta (AZEVEDO, 1982), iam progressivamente enchendo a área subsidente da

---

[24] Esta plataforma situa-se na extremidade sudoeste da serra da Arrábida. Daveau & Azevedo (1980-1981) consideram-na " o resíduo de uma aplanação quase perfeita, resultante da abrasão marinha e hoje só conservada nos calcários jurássicos" (*op. cit.*, 1980-1981, p. 172).

península de Setúbal, durante o Pliocénico superior. Admitimos, portanto, uma grande planície aluvial pliocénica, que se ligaria com declive mínimo ao nível do mar.

Entre as áreas "emersas" da sedimentação pliocénica, encontrava-se, junto ao litoral, a cadeia montanhosa da Arrábida (ANTUNES & PAIS, 1993, Fig. 5; CUNHA *et al.*, 1993, Fig. 2). Será nestes relevos, "emersos" da bacia sedimentar, que se deve procurar essa plataforma de abrasão marinha, correlativa da planície aluvial pliocénica, pois no interior da bacia dominariam sobretudo processos de acumulação.

De acordo com estratigrafia estabelecida na bacia do Tejo e península de Setúbal, essa superfície de acumulação da grande planície aluvial pliocénica (culminante da bacia) tinha como suporte estratigráfico os Conglomerados de Serra de Almeirim nas áreas do Ribatejo (Gavião, Ponte de Sor, Almeirim), as fácies areníticas distais daqueles conglomerados (Arenitos de Ulme), nas áreas de Mora e Coruche, sucedendo-lhes, a jusante, a "série arenosa pliocénica" da península de Setúbal (AZEVEDO, 1982; CUNHA *et al.*, 1993; BARBOSA, 1995). Dessa superfície de acumulação, restam alguns retalhos no Ribatejo e junto ao bordo norte da bacia. Mas, a superfície culminante torna-se cada vez mais descontínua a jusante de Mora, onde apenas se conserva no cimo de pequenos relevos residuais (Fig. V-1 ). Do lado do Tejo, o testemunho mais a jusante da superfície culminante encontra-se no cimo da serra de Almeirim. Nas áreas de jusante, a superfície culminante foi destruída pelo nível de Mora-Lamarosa (Fig. V-1). A grande extensão deste nível, sobretudo nas áreas de jusante da bacia, terá levado alguns autores a considerar que o topo dos depósitos pliocénicos corresponde a uma superfície de erosão, o que, só em parte estará correcto.

No Ribatejo, permanecem ainda alguns retalhos da superfície culminante da bacia. A conservação daqueles retalhos parece estar relacionada com o facto de, nas áreas do médio Tejo, a superfície culminante ter como suporte estratigráfico os Cgl SA, que conservam melhor as formas do que as suas equivalentes fácies distais arenosas (Arenitos de Ulme).

O desenvolvimento do NML veio a determinar, em termos morfológicos, o desaparecimento da superfície culminante da bacia, nas áreas de jusante, por truncatura parcial das fácies areníticas distais dos Cgl. SA, incluindo parte da "série arenosa pliocénica" da península de Setúbal. A truncatura parcial da sedimentação pliocénica, no interior da península de Setúbal, é igualmente referida por CABRAL (1993), que admite uma origem marinha (plataforma de abrasão) ou fluvio-marinha para a superfície do topo das colinas de Almada e Trafaria, responsável pela truncatura parcial da sedimentação pliocénica, no interior da referida península (*op. cit.*, p. 127).

À série arenosa pliocénica, sobrepõe-se, por uma descontinuidade bem marcada, o "Conglomerado de Belverde (AZEVEDO, 1982). A descontinuidade da base do Conglomerado de Belverde mostra que a "série arenosa pliocénica" não estará completa.

Na península de Setúbal, além da plataforma do cabo Espichel, na extremidade sudoeste da Arrábida e do nível das colinas de Almada, no flanco norte do sinclinal de Albufeira, encontram-se mais duas aplanações de tipo *glacis*, na extremidade sudoeste da Arrábida. Uma, representada pelo "nível de cabeços", corresponde à aplanação II de DAVEAU & AZEVEDO (1980-81), encontra-se embutida na plataforma do cabo Espichel; a outra, corresponde à aplanação principal (nível III), foi considerada um extenso *glacis* embutido no "nível dos cabeços" (*op. cit.*, p. 173).

Uma questão pertinente prende-se com a eventual relação do nível de Mora-Lamarosa com algum destes níveis reconhecidos, anteriormente, na península de Setúbal.

A observação para norte, a partir do Cristo Rei (margem sul do Tejo) mostra que o nível das colinas de Almada parece ter continuidade com o nível da margem direita do Tejo, conhecido por "planalto de Lisboa" (FERREIRA, 1973) o qual parece ter continuidade na bacia inferior do Tejo FERREIRA (*op. cit.*) in CABRAL (1993).

Corresponderá o "nível dos cabeços" da extremidade sudoeste da Arrábida à superfície do topo das colinas de Almada e Trafaria e esta terá equivalência com o "planalto de Lisboa"?

Como refere CABRAL (1993), com "os dados actualmente disponíveis sobre a geologia e geomorfologia da península de Setúbal não é ainda possível correlacionar, com segurança, a aplanação das colinas de Almada com as superfícies a sul da Lagoa de Albufeira-ribeira de Apostiça". Apesar disso, tecemos algumas considerações a respeito destes níveis, identificados na península de Setúbal e da sua eventual relação com o nível embutido mais antigo da bacia (N1) do Ribatejo.

Admitindo que a plataforma do cabo Espichel é correlativa da superfície culminante da bacia do Tejo, ou que sofreu os últimos retoques na altura da transgressão placenciana, em termos de simples ordenamento de superfícies, o nível imediatamente abaixo daquela plataforma ("nível dos cabeços" ou aplanação II) de DAVEAU & AZEVEDO (1980-81) ocuparia o mesmo escalonamento, em relação à superfície culminante, do nível de Mora-Lamarosa do Ribatejo. Resta saber se o nível das colinas de Almada se relaciona com o "nível dos cabeços" do flanco sul do sinclinal de Albufeira, ou com a "aplanação principal" (nível III) como sugere CABRAL (1993).

A superfície das colinas de Almada e Trafaria tem como enquadramento morfológico superior os níveis IN e IS que truncam, do lado setentrional e meridional, relevos que limitavam a grande planície aluvial pliocénica. A conjugação de critérios morfológicos como: o enquadramento superior do nível de Mora-Lamarosa (N1) pela superfície culminante da bacia, à semelhança do que se passa, na península de Setúbal, com o nível das colinas de Almada e Trafaria, relativamente aos níveis de erosão IN e "nível dos cabeços" relativamente à plataforma do cabo Espichel (IS), sugere, com mais probabilidade, a correlação da superfície das colinas de Almada e Trafaria com o nível Mora-Lamarosa (N1) do Ribatejo. A interpretação que propomos permitiria, em princípio, relacionar a superfície culminante da bacia com a plataforma de abrasão do cabo Espichel que,

neste caso, corresponderia ao nível marinho, talhado na serra da Arrábida,[25] correlativo da superfície aluvial pliocénica ou culminante da bacia.

Podem-se colocar objecções relativamente à correlação que aqui tentámos estabelecer entre o nível de Mora-Lamarosa (N1) e o nível das colinas de Almada e Trafaria e cuja confirmação fica como proposta de trabalho futuro. A primeira diz respeito ao desnível de quase 100 m entre as superfícies I e II da península de Setúbal, claramente superior ao rebordo de erosão que se observa, no Ribatejo, entre a superfície culminante e o nível de Mora-Lamarosa, que é de cerca de 30 m. Esta objecção não parece, contudo, impossibilitar a correlação anteriormente proposta, pois é natural que um embutimento seja mais importante a jusante do que a montante, uma vez que o nível embutido tem de possuir o declive necessário ao funcionamento do escoamento. Por outro lado, é necessário ter em conta a tendência de subsidência da bacia em relação às áreas enquadrantes, que da mesma forma aumentam o desnível em relação à superfície inicial, referenciada em relevos exteriores à bacia sedimentar, com tendência para soerguimento. A tendência de subsidência da bacia, na área vestibular do Tejo, mais concretamente, na área do Mar da Palha e Pinhal Novo, parece ser um facto comprovado (AZEVEDO, 1982; AZEVEDO & CARDOSO, 1985).

CABRAL (1993) considera como provável origem marinha, ou elaborado em estuário, por acção fluvio-marinha, o nível erosivo das colinas de Almada-Trafaria e Lisboa durante um nível alto do mar (glacio-eustático?). O nível das colinas de Almada e Trafaria que, pela correlação que atrás propomos, teria equivalência, do lado continental, com o nível de Mora-Lamarosa (N1), seria posterior ao Placenciano, considerando a

---

[25]Este relevo formava uma pequena cadeia montanhosa, junto do litoral, saliente da grande planície aluvial pliocénica. Para melhor compreensão, veja-se o mapa paleogeográfico correspondente ao máximo enchimento (sedimentar) do princípio da transgressão placenciana (CUNHA *et al.*, 1993). Já anteriormente, AZEVEDO (1982) considerara, que o grande estuário ou delta do pré-Tejo se prolongava também para sul da cadeia da Arrábida e que existiriam dois braços, um saindo pela região entre Lisboa e a serra da Arrábida e outro, a leste desta cadeia montanhosa, juntando-se talvez ao estuário do Sado (*op. cit.*, p. 260).

correlação estratigráfica entre a "série arenosa pliocénica" da península de Setúbal, ou parte desta série, com os Conglomerados de Serra de Almeirim do Ribatejo.

Na península de Setúbal, a "série arenosa pliocénica" encontra-se parcialmente truncada pela superfície de erosão das colinas de Almada e Trafaria, ou pela superfície erosiva correspondente à descontinuidade da base do "Conglomerado de Belverde". O que não está completamente esclarecido é se, sobre esta superfície erosiva assenta o Conglomerado de Belverde, referenciado de forma dispersa no cimo das colinas de Almada (AZEVEDO, 1982), ou se a superfície do "Conglomerado de Berverde" está truncada também pelo nível das colinas de Almada.

Fica por conhecer, se o desnível entre a descontinuidade da base do Conglomerado de Belverde e o nível das colinas de Almada, estará associado a subsidência do eixo do sinclinal de Albufeira, hipótese contemplada por AZEVEDO (1982), ou se corresponde ao paleovale escavado nas formações pliocénicas da península de Setúbal, que precedeu a deposição do "Conglomerado de Belverde".

Apesar das incertezas acima referidas, um facto parece-nos claro; o enchimento pliocénico, não se encontra completo na península de Setúbal. A truncatura parcial da sedimentação pliocénica na península de Setúbal concorda com a descontinuidade da base do "Conglomerado de Belverde", que assenta na referida sedimentação. A truncatura parcial da "série arenosa pliocénica" também concorda com o desenvolvimento do nível de Mora-Lamarosa, cuja continuidade espacial revela ter-se desenvolvido em função de uma drenagem exorreica (ver Fig. X-1).

Nesta circunstância, admitimos que o "Conglomerado de Belverde" tenha origem nas formações pliocénicas, a montante, ou seja, nos Conglomerados de Serra de Almeirim e corresponda a um depósito removido desta unidade litoestratigráfica, por desmantelamento da mesma. Em termos cronoestratigráficos, seria ligeiramente posterior, ou mesmo correlativo do nível de Mora-Lamarosa, pois será lógico questionarmo-nos sobre a localização do material detrítico erodido no Ribatejo. Esta inter-

pretação, que altera o significado estratigráfico do "Conglomerado de Belverde" no contexto do enchimento da bacia, encontra-se sujeita a confirmação.

De acordo com esta interpretação, os materiais do "Conglomerado de Belverde" poderão não ter vindo directamente da Beira Baixa e Alto Alentejo, sobrepondo-se aos materiais da "série arenosa pliocénica", selando o enchimento da bacia, devido a "atraso considerável dos materiais grosseiros em relação aos mais finos"; hipótese contemplada por AZEVEDO (1982), mas encontrar-se-iam numa posição de embutimento em relação à "série arenosa pliocénica". Actualmente, será impossível ver a expressão morfológica desse embutimento, no relevo da península de Setúbal, devido ao grande desenvolvimento do nível de Mora-Lamarosa (N1), que truncou parte da "série arenosa pliocénica", destruindo a superfície culminante da bacia, nesta área vestibular.

Em conformidade com esta interpretação, o "Conglomerado de Belverde" poderá inserir-se numa fase de esvaziamento sedimentar da bacia, posterior à deposição dos Cgl. SA e "série arenosa pliocénica". Nesta interpretação, o "Conglomerado de Belverde" corresponderia a um depósito originado essencialmente por desmantelamento dos Conglomerados de Serra de Almeirim, numa fase regressiva do mar, posterior à transgressão placenciana e em condições de rhexistasia das vertentes, decorrentes da deterioração climática ocorrida no final do Pliocénico. O "Conglomerado de Belverde" mostra grandes afinidades, em termos de rolamento dos calhaus e composição petrográfica, com a unidade dos Cgl. SA. A presença de elementos líticos menos resistentes no "Conglomerado de Belverde", mas sem grande significado estatístico, como calhaus de rochas eruptivas (granito, sienito, basalto, gabro) xistos do Ramalhão etc., (AZEVEDO, 1982), revelam contaminações locais nesta formação. A existência de contaminações locais também é muito frequente nos depósitos dos terraços do Tejo, em cujo contexto se poderá incluir o "Conglomerado de Belverde".

Considerando o corte esquemático NE-SW da Bacia Terciária do Baixo Tejo (CUNHA, 1996), onde se paralelizam os Conglomerados de

Falagueira, da Beira Baixa, com os Cgl. SA, do Ribatejo e estes, com a "serie arenosa pliocénica" da península de Setúbal (unidades atribuídas ao Placenciano), a idade do início do Plistocénico do "Conglomerado de Belverde" (AZEVEDO, 1982) vem de encontro, àquela que julgamos ser a dos terraços mais antigos do Tejo, situados no final do desenvolvimento do nível de Mora-Lamarosa.

### 5.4.2-Tentativa de correlação do nível de Mora Lamarosa com níveis geomorfológicos da Bacia do Sado.

A Bacia do Sado, conjuntamente com a do Tejo, constituem a mesma unidade estrutural e sedimentar (CARVALHO *et al.*, 1983-85), o mesmo se pode dizer em termos geomorfológicos, uma vez que não existem limites desta natureza entre as duas bacias.

Em termos geomorfológicos, a Bacia do Sado caracteriza-se pela presença de uma extensa superfície culminante aplanada ("superfície da Bacia do Sado") com cotas da ordem da centena de metros (PIMENTEL, 1997). Embora esta superfície se encontre retalhada pela rede hidrográfica actual, PIMENTEL (*op. cit.*) admite que os pontos mais altos dos interflúvios corresponderão, no essencial, aos depósitos terciários culminantes, ou seja, às areias alaranjadas pliocénicas da formação de Alvalade.

Uma vez que as bacias sedimentares do Tejo e do Sado fazem parte da mesma unidade estrutural, a "superfície da Bacia do Sado" deverá ter continuidade na bacia do Tejo, o que, aliás, também é referido por PIMENTEL (1997) ao considerar que aquela superfície pode seguir-se ao longo da Bacia do Tejo-Sado para norte por Alcácer, Marateca, Pegões e Coruche. Contudo, na área de Pegões e Coruche, a superfície culminante da Bacia do Tejo não apresenta a configuração de aplanação generalizada da "superfície da Bacia do Sado", mas encontra-se reduzida a simples relevos residuais, que se destacam de uma aplanação mais vasta, correspondente ao nível de Mora-Lamarosa (N1), este sim, com grande desenvolvi-

mento e que, por Pegões, tem continuidade com a "superfície da Bacia do Sado". Parece-nos, portanto, que a "superfície da Bacia do Sado", como superfície topográfica culminante daquela bacia, não deverá ter o significado genético que lhe atribuímos na Bacia do Tejo, onde considerámos a superfície culminante uma superfície de acumulação, ou um nível muito próximo da superfície de enchimento fini-neogénica. As características geomorfológicas, na transição da Bacia do Sado para a do Tejo, sugerem uma continuidade espacial da "superfície da Bacia do Sado" com o nível de Mora-Lamarosa (N1) da Bacia do Tejo.

Perfis geomorfológicos realizados desde a peneplanície do Baixo Alentejo na direcção da Bacia do Sado (Figs. V-40 e V-41) (MARTINS, 1990) parecem confirmar esta interpretação. Naqueles perfis, a "superfície da Bacia do Sado", com cotas da ordem dos 100-110 m, desenvolve-se cerca de 20 m abaixo de relevos residuais, formados por depósitos da "Formação de Panóias" (FP) (PIMENTEL, 1997). A leitura dos cortes geomorfológicos sugere que após a deposição das formações neogénicas mais recentes (Formação de Alvalade) ter-se-á desenvolvido uma superfície erosiva, que trunca diferentes formações geológicas, no bordo da bacia, próximo da falha da Messejana. Terá sido sobre esta superfície erosiva que se depositaram os leques aluviais da "Formação de Panóias", os quais assentam em discordância angular sobre as formações mais antigas. Os perfis mostram igualmente que após a deposição dos leques aluviais da FP, se desenvolveu nova superfície erosiva, pois não é difícil imaginar a ligação da superfície de acumulação dos leques, entre os relevos residuais Mesas (177 m) e Pego (143 m), assim como entre Srª de Assunção (151 m) e Cerro de Chaparral (132 m). Em termos geomorfológicos, esta segunda fase erosiva parece ter definido uma superfície coincidente, ou muito próxima da que se desenvolveu antes da deposição dos leques aluviais da "Formação de Panóias". Em qualquer dos casos, parece-nos que a "superfície da Bacia do Sado" não deverá corresponder já a uma superfície de enchimento, mas a uma superfície erosiva, tendo os últimos retoques ocorrido já depois da deposição da Formação de Panóias, como se pode observar pe-

los embutimentos em torno dos relevos Mesas (177 m) e Pego (143 m), Cerro do Chaparral e Senhora da Assunção.

Parece-nos que as características geomorfológicas e relações espaciais do nível de Mora-Lamarosa apontam no sentido da sua ligação à "superfície da Bacia do Sado", sendo difícil afirmar, em termos cronológicos, paralelismo com a superfície erosiva que se desenvolveu antes, ou depois da deposição dos leques aluviais da "Formação de Panóias". Convém salientar que a "Formação de Alvalade" (PIMENTEL, 1997) é paralelizada, em termos estratigráficos, com os Cgl. SA/Ar. Ulme de BARBOSA (1995), tendo estes definido, na Bacia do Tejo, a superfície culminante da bacia, onde se encontra embutido o nível de Mora-Lamarosa. Parece-nos, por isso, que o atributo culminante, consignado à "superfície da Bacia do Sado", não deverá ter o significado genético que lhe atribuímos na Bacia do Tejo, mas simplesmente topográfico, relativamente aos encaixes mais recentes dos vales.

Outro argumento que nos leva a paralelizar a "superfície da Bacia do Sado" com o nível de Mora-Lamarosa (N1) tem a ver com o carácter generalizado deste nível, afigurando-se pouco provável que as condições que levaram ao desenvolvimento de uma superfície erosiva com as dimensões conhecidas, na Bacia do Tejo, não se tivessem repercutido na Bacia do Sado, confinante da mesma bacia sedimentar. Um carácter de excepção, deste tipo, poderia ser entendido, por maior subsidência da Bacia do Sado, o que nos parece pouco provável.

### 5.4.3-Tentativa de correlação do nível de Mora Lamarosa com níveis geomorfológicos da Bacia do Mondego.

Nas bacias de Lousã e Arganil, a formação de blocos com fácies de *raña*, que culmina o enchimento destas bacias (DAVEAU *et al.*, 1985-1986) engloba as duas últimas unidades litostratigráficas do "Grupo da Serra Sacões": Conglomerados de Telhada e de Stª Quitéria (CUNHA,

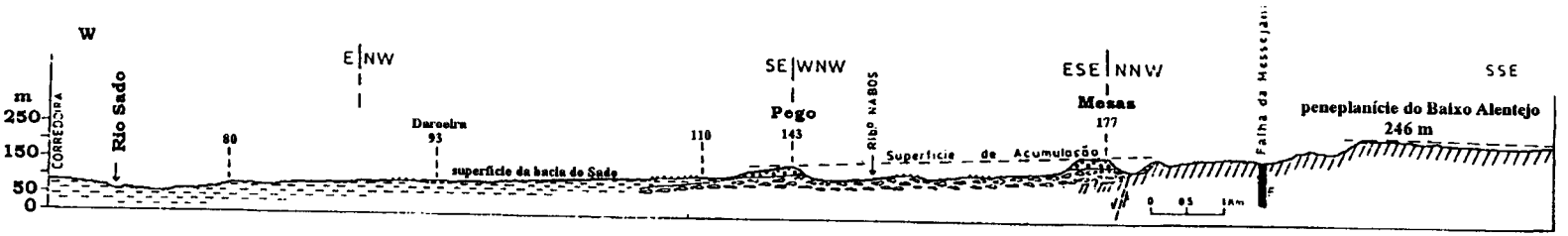



Fig. V-40

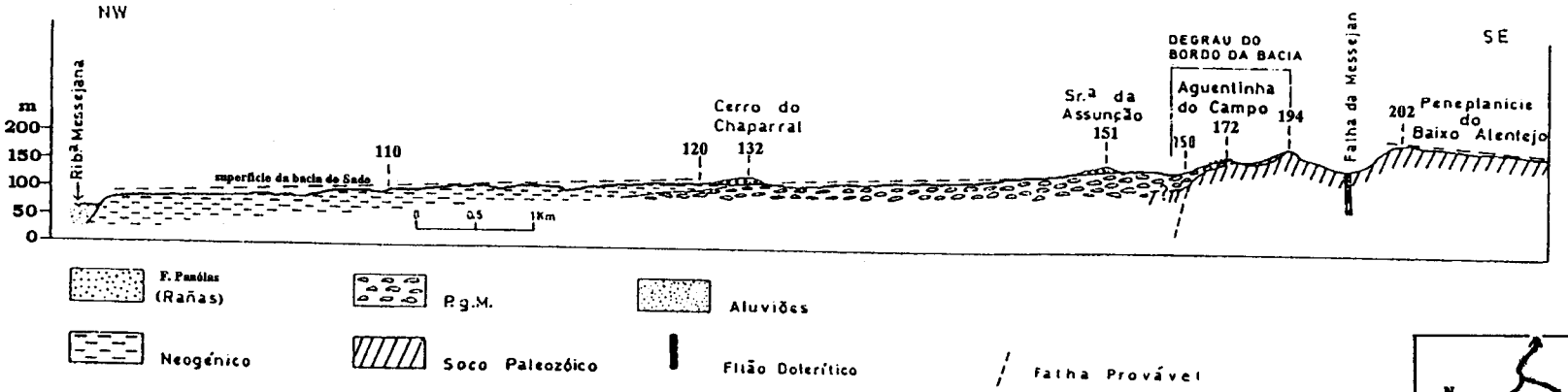
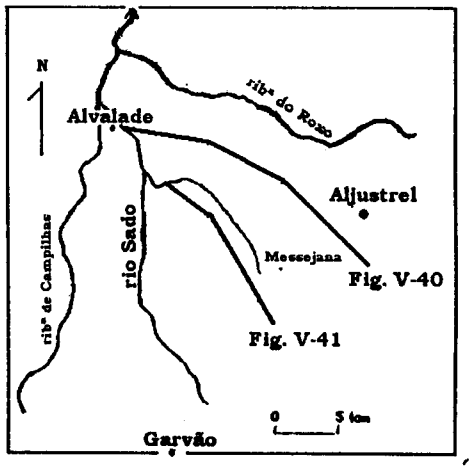



Fig. V-41

Fig. V-40 e V-41 Perfis geomorfológicos desde a peneplanície do Baixo Alentejo para a Bacia do Sado, mostrando a "superfície da Bacia do Sado" embutida em relevos residuais da "Formação de Panóias".



1992). A segunda unidade litostratigráfica é considerada placenciana por CUNHA (*op. cit*). Nas bacias da Lousã e Arganil, abaixo do nível culminante das bacias desenvolveu-se um nível embutido, que DAVEAU *et al.* (1985-1986) designaram por "nível de Serra da Vila". Este nível, parece ter características morfológicas idênticas às do nível de Mora-Lamarosa, por se tratar de uma superfície de erosão extensa, originada em função de uma drenagem exorreica e truncando unidades litostratigráficas que culminam o enchimento de bacias.

Tanto na bacia de Lousã-Arganil, como na do Tejo-Sado, a sedimentação do pliocénico superior era já comandada por uma rede hidrográfica em ligação com o Atlântico. Na região de Coimbra, o leque aluvial de Stª. Quitéria, proveniente da Cordilheira Central, estendia-se para sudoeste até à região de Pombal-Barracão, onde estaria representado por associação de fácies já com influências marinhas ("Areias de Carnide" e "Areias de Roussa"), que passariam superiormente a sedimentos lignitosos e palustres conhecidos por "Argilas de Barracão" (BARBOSA, 1983b; in CUNHA, 1992).

Mais a norte, a ocidente da serra do Buçaco, parece ter existido um antigo litoral "nível de Chão da Mata", ao qual se ligariam os depósitos com fácies de *raña* de Cabeço dos Minhotos (DAVEAU *et al.*, 1985-1986). Este paleolitoral parece ter sido formado antes do "nível da Serra da Vila", mostrando já uma ligação com o mar dos leques aluviais provenientes do substrato situado a leste (*op. cit.*, p. 312, fig. 56 e p. 316).

Entre a elaboração da superfície terminal de aluvionamento do leque aluvial dos Conglomerados de St. Quitéria e o "nível de Serra da Vila", parece ter existido um episódio tectónico compressivo, testemunhado pelo cavalgamento do compartimento montanhoso da Cordilheira Central sobre a formação de blocos com fácies de *raña* (Conglomerados de Santa Quitéria) (DAVEAU *et al.*, 1985-1986 PL. XII - B). Esse episódio compressivo observa-se no sítio de Portela de Carvalhal (desvio para Gois, na estrada de Pampilhosa da Serra-Lousã). Na bacia do Tejo, mostrámos evidências geomorfológicas de deformações tectónicas posteriores à depo-

sição dos Cgl. SA e imediatamente antes do primeiro encaixe da drenagem. Em que medida este episódio compressivo terá determinado o abaixamento relativo do nível do mar e será responsável pela formação do primeiro nível embutido na superfície culminante das bacias? Esta é uma questão que fica em aberto.

Julgamos que qualquer descida eustática, eventualmente retirada desta componente tectónica, ou de carácter mais global, seria capaz de gerar processos comuns em áreas diferentes e afastadas, em termos geográficos, uma vez que a partir do Placenciano parece ter-se estabelecido um exorreísmo da drenagem, quer na bacia do Tejo-Sado quer na Bacia do Mondego.

De acordo com a correlação estratigráfica apresentada por CUNHA (1992), parece poder-se estabelecer uma correlação morfológica de superfícies. A superfície culminante da bacia do Tejo poderá ter paralelo com a superfície terminal de aluvionamento do leque aluvial correspondente à unidade de Stª Quitéria, na bacia da Lousã, enquanto o nível de Mora-Lamarosa poderá ter-se desenvolvido em paralelo com o "nível de Serra da Vila". Para este nível, DAVEAU *et al.* (1985-1986) apontam uma idade Vilafranquano Superior (Plistocénico inferior).

A formação do nível de Mora-Lamarosa estaria, então, relacionada com a fase regressiva a seguir à transgressão placenciana (TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; TEIXEIRA, 1979, ANTUNES & PAIS, 1993; CUNHA *et al.*, 1993) e, tal como o "nível de Serra da Vila" da bacia da Lousã, o NML marca, na Bacia do Tejo, o início do esvaziamento sedimentar desta bacia.

O seguimento, para jusante, do primeiro nível embutido na superfície culminante da Bacia do Tejo e a sua eventual representação na margem direita do Tejo, continua por fazer. O reconhecimento do NML naquela margem poderá esclarecer melhor a interpretação anteriormente proposta e a sua ligação com níveis marinhos do planalto litoral ocidental. No médio Tejo, julgamos ter esclarecido algumas interrogações de Pierre Birot sobre o nível de 160-180 m, na área de Chouto e os "vales maduros",

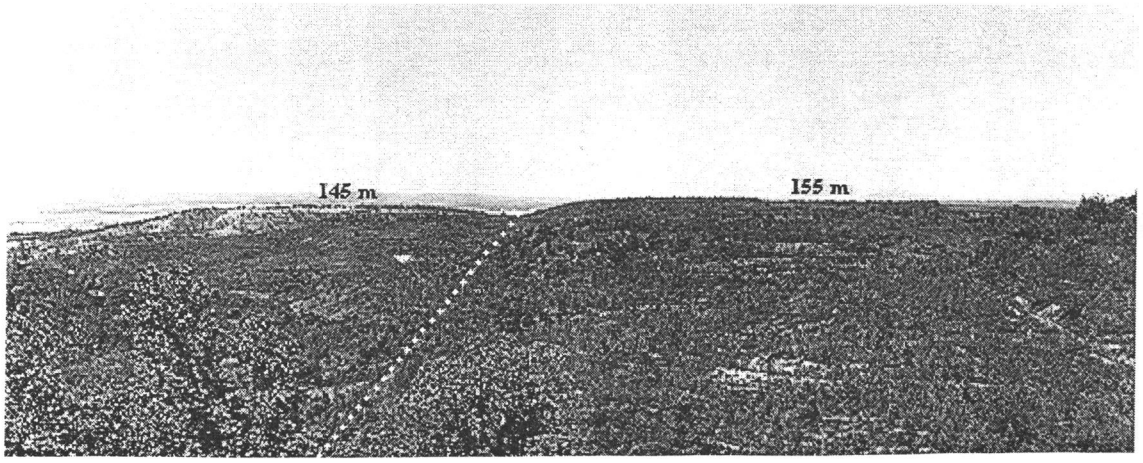
na área de Mação. Os vales pouco escavados da área de Mação e provavelmente os da superfície de Castelo Branco devem corresponder à inserção do nível de Mora-Lamarosa na superfície fundamental, cujo rejuvenescimento se inicia, tal como na bacia, de modo lento. Esta evolução do relevo parece não ter sido exclusiva da Bacia do Tejo, mas um processo comum em áreas mais vastas.

O nível de Mação-Penhascoso e seus correlativos de Mora-Lamarosa e do Campo Militar de Stª. Margarida marcam o início do encaixe da rede de drenagem, que começa de forma pouco vigorosa, com ligeiro encaixe na superfície culminante, a que se terá seguido um período de estabilidade relativamente prolongada do nível de base, dando tempo para se desenvolver esta extensa superfície erosiva, no interior da bacia sedimentar. Após este período originaram-se os últimos e mais vigorosos encaixes do Tejo e da restante drenagem.

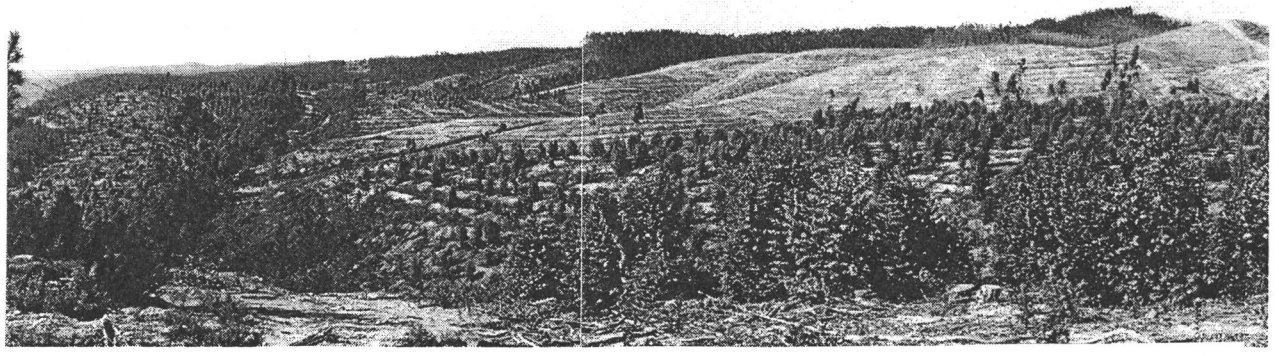
Um processo comum, em áreas tão vastas, deve estar relacionado com causas de âmbito geral, como as variações relativas do nível do mar, ou de ordem climática, podendo as primeiras ser devidas ao levantamento da área continental (tectónica regional), ou de natureza glacio-eustática e as segundas à instabilidade das vertentes, que se poderão ter visto despidas de vegetação, em virtude do abaixamento da temperatura e humidade, ocorrido no Pliocénico terminal.

Quadro V-2. Propostas de correlação morfoestratigráficas da superfície culminante da bacia do Tejo e do primeiro nível embutido nesta superfície (NML) com superfícies congéneres de outras bacias.

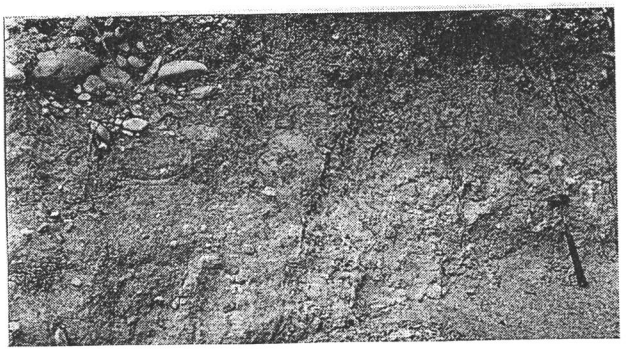
| | *Níveis culminantes* | *Primeiro nível embutido* |
|---|---|---|
| Beira Baixa | Supferfície culminante dos Congl. de Falagueira (Cunha, 1992) | vales maduros de Mação" embutidos na superfície de Castelo Branco (Birot, 1949). Embutimento a 300-325 m na superfície de Zebreira (Dias *et al.*, 1993), ou de Castelo Branco. |
| Ribatejo | Supferfície culminante da Bacia, (Martins & Barbosa, 1992). | Nivel de Mora-Lamarosa (s.l.) (Martins & Barbosa, 1992) |
| Lisboa-Setúbal | Truncada por erosão no sinclinal de Albufeira. Retoques marinhos da plataforma do cabo Espichel (Daveau & Azevedo, 1980-81). | Descontinuidade da base do "Cgl. de Belverde" (Azevedo, 1982) (?). Ou, topo do enchimento desta formação (?). |
| Bacia do Sado | Supf. de enchimento da Formação de Alvalade (Pimentel, 1997). Actualmente truncada por erosão. | Superfície da Bacia do Sado (Pimentel, 1997) |
| Lousã | Superfície culminante dos Clg. Stª Quitéria. (Cunha, 1992) | "Nível de Serra da Vila" (Daveau *et al.*, 1985/86) |




Est. V-1 Degrau tectónico de 10 m deslocando o terraço de Martim Pais (155 m), no bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta (Chamusca).



Est. V-2 Degrau de 30 m a Norte de Rio de Moinhos (Abrantes). Este degrau subdivide o N1CM em dois patamares: um a 150-160 m e outro a 125-135 m. Vêem-se, no canto superior direito da foto, dois relevos residuais da superfície culminante e o nível embutido do Campo Militar de Santa Margarida (N1CM), a 155 m. Em posição inferior, o patamar de 130 m. Neste patamar encontram-se depósitos dos terraços mais antigos do Tejo.



Est. V-3 Falha N 30°E,60° W entre os Cgl. SA e as Argilas de Tomar no Alto do Termo a SE de Alvega.

# CAPÍTULO VI

## DEPÓSITOS DE TERRAÇO DO PRIMEIRO NÍVEL EMBUTIDO, COMPARAÇÃO COM OS DEPÓSITOS PLIOCÉNICOS DA SUPERFÍCIE CULMINANTE

No início deste trabalho, verificou-se que a cartografia geológica dos terraços do Tejo e seus afluentes, obedeceu, em certa medida, ao critério altimétrico. Salvo raras excepções, os depósitos de calhaus rolados acima de 100 m foram considerados pliocénicos, ou seja, equivalentes aos assinalados com a rubrica P3 (ZBYSZEWSKI 1953 e CARVALHO & CARVALHOSA 1982). No entanto, no trabalho de CARVALHO (1968, mapa anexo) encontram-se assinalados, no sector E-W do rio Tejo, terraços fluviais, até próximo de Bemposta e S. Facundo, ou seja, em planaltos com altitude de 160-170 m. Alguns daqueles depósitos possuem calhaus rolados (cascalheiras) e situam-se em patamares acima de 100 m de altitude, mas abaixo da superfície culminante. Aparentemente, estes materiais não diferem das cascalheiras de terraço de níveis inferiores e situam-se no nível embutido mais antigo da bacia (NML), onde, por norma, ocupam as extremidades dos planaltos mais próximas dos cursos de água actuais e do Tejo.

Estes depósitos resultam da remoção dos Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl. SA) para níveis mais baixos. Muitas vezes não é fácil distingui-los daquela unidade litostratigráfica, em virtude das aparentes semelhanças na composição petrográfica e no rolamento dos elementos siliciclásticos, por um lado, e porque, às vezes, assentam sobre os próprios Cgl. SA, que não chegaram a ser totalmente truncados pelo nível embutido mais antigo da bacia. Esta situação acontece sobretudo na área do médio Tejo, correspondente ao nível do Campo Militar de Stª Margarida. Nas áreas mais a jusante, nomeadamente em Mora e Coruche, este problema não se coloca, pois o contraste entre as fácies distais dos Cgl. SA (Arenitos de Ulme), ou do complexo greso-argiloso (MP) e as fácies cascalhentas de depósitos do nível embutido mais antigo da bacia é nítido,

não sendo difícil admitir que os depósitos cascalhentos deste nível, deverão corresponder aos terraços mais antigos do Sorraia e do Tejo, naquela área, apesar da altitude a que se situam os referidos depósitos ultrapassar 100 m, limite que julgamos ser destituído de qualquer significado[1].

A separação destes depósitos dos Cgl. SA é (ainda hoje) fundamental para o conhecimento da génese dos níveis abaixo da superfície culminante. Procedeu-se, por isso, ao estudo comparativo, entre os depósitos do nível embutido mais antigo da bacia e os depósitos das unidades litostratigráficas definidas por BARBOSA (1995) nas mesmas áreas (Arenitos de Ulme e Cgl. SA). O estudo baseia-se essencialmente nas granulometrias da fracção arenosa daquelas unidades litostratigráficas e nas granulometrias dos depósitos do nível embutido, assim como na respectiva composição petrográfica.

A sul do Tejo, os Cgl. SA apresentam notável regularidade neste último aspecto: a proporção de quartzito, não se afasta muito de 75% a 85%, sendo os restantes elementos siliciclásticos de quartzo. Aquela regularidade petrográfica, que se constatou desde início, parecia ser um bom critério para distinguir esta unidade dos depósitos dos níveis embutidos (ou de terraço). Nos Cgl. SA, a referida regularidade parecia indicar uma área de alimentação sem grandes contaminações laterais e uma distribuição aleatória dos elementos siliciclásticos numa planície aluvial extensa, após terem percorrido longo trajecto, a julgar pelo grau de rolamento dos calhaus. As pequenas variações na composição petrográfica, de local para local, são compreendidas em função do efeito selectivo da corrente, relacionado com o tamanho e forma dos clastos. De uns sítios para outros, as pequenas diferenças na composição oscilam sobretudo em função do MPS (*mean maximum particle sizes*), medido pela média dos 10 calhaus mais volumosos. A percentagem de quartzito aumenta ligeiramente nos sítios

[1] Possivelmente devido ao critério altimétrico, não tenham sido cartografados como terraços os depósitos do cimo de relevos residuais, com altitude de 125-130 m, que se estendem desde o Couço a S. Torcato (Mte. das Manas, Serra da Burra e Terrafeiro) nas folhas geológicas de Mora e Montargil, ou os depósitos de cascalheiras de Francisção (109 m), nas Fazendas de Almeirim (folha 31-A de Santarém).

onde a dimensão dos calhaus ultrapassa 25-30 cm. Por sua vez, os depósitos dos níveis embutidos, apesar de terem como principal proveniência os Cgl. SA, podiam ter contaminações do Maciço Hespérico, ou de unidades litostratigráficas subjacentes, das quais se tinha conhecimento, por estudos anteriores, serem mais ricas em quartzo[2]. Os depósitos do nível embutido podiam apresentar composição petrográfica ligeiramente diferente dos Cgl. SA, pois o encaixe dos cursos de água potencia alimentação nas unidades subjacentes.

Nos cortes, e depois de várias observações, os Cgl. SA e os depósitos dos terraços apresentam estruturas sedimentares semelhantes. À superfície, as dificuldades na sua identificação são ainda maiores e o estudo da composição petrográfica podia ser uma forma de distinguir os Cgl. SA dos depósitos do nível embutido mais antigo da bacia e, deste modo, tentar saber a natureza do nível abaixo da superfície culminante, que tanto podia corresponder a uma superfície erosiva, a um nível embutido com terraços de acumulação, ou à superfície culminante deslocada.

## 6.1-METODOLOGIAS UTILIZADAS

### 6.1.1-A composição petrográfica e o grau de desgaste dos calhaus

A composição petrográfica achou-se por contagem dos calhaus de quartzo e quartzito dos Cgl. SA e de depósitos do nível embutido mais antigo da bacia, suspeitos de pertencerem aos primeiros terraços do Tejo, ou de afluentes deste rio.

---

[2] Sabe-se que os Arenitos de Ulme apresentam cerca de 50% de quartzo e que os leitos conglomeráticos interstratificados nas Argilas de Tomar têm percentagem de quartzo semelhante.

No estudo da composição petrográfica, seguiu-se o método estatístico descrito por HOWARD (1993) para contagem de calhaus na *Sespe Formation* (Califórnia) e do qual se apresenta breve síntese.

De acordo com este autor, a composição petrográfica de uma população de calhaus de conglomerados pode dividir-se em duas partes: uma proporção $p$ de elementos que têm uma certa característica e outra proporção $1 - p$ de elementos, que não têm essa característica. Considerando os Cgl. SA, estes podem dividir-se numa proporção $p$ de quartzo e $1-p$ de quartzito[3]. A proporção de quartzo e o erro associado à contagem dos calhaus estima-se através da contagem aleatória de cada um dos elementos siliciclásticos que ocorrem no conglomerado. Se, numa contagem aleatória de $n$ calhaus, $X$ forem de quartzo, a proporção deste elemento é $X/n$. Se $n$ for igual ou superior a 30, ou se $np$ e $n(1-p)$ são superiores a 5, a distribuição das probabilidades de $X$ é aproximadamente normal com uma média igual à proporção $p$ e um desvio padrão de $\sqrt{p(1-p)/n}$. Usando a proporção $X/n=p$ com $n \geq 30$ pode calcular-se, com 95% de confiança, o erro associado ao processo de contagem dos calhaus e deste modo encontrar o intervalo de confiança por meio da equação $EC = \pm t\sqrt{p(1-p)/n}$. Sendo: $EC$= erro de contagem ou intervalo de confiança à volta da média; $t$ é o valor do $t$ de *Student* da tabela de distribuição de $t$ para $n-1$ graus de liberdade e nível de confiança $\alpha/2$; $p_=$ à proporção de um componente individual; e $n$= ao total de calhaus contados. O intervalo de confiança à volta da média é estabelecido por dois valores $p1$ e $p2$ ($p1 < p2$) abaixo e acima da média (HOWARD, 1993, p. 159).

Por exemplo, se numa população de 100 calhaus, se contarem 20 de quartzo, a proporção deste elemento é de $X/n$, neste caso 0,20. Substituindo na equação pelos valores temos: $EC = 1{,}98\sqrt{0{,}20(1-0{,}20)/100} = 0{,}079$. Isto significa que, com $n$ suficientemente grande, a percentagem verdadeira de quartzo tem 95% de probabilidade de estar compreendida entre 0,20 ± 0,07 ou de se encontrar, à volta da média, num valor aumentado ou diminuído cerca de duas vezes o desvio padrão. O intervalo de confiança é

[3] Estes dois elementos silicicásticos entram em domínio quase absoluto na composição dos Cgl. SA.

tanto mais estreito quanto maior for *n*, o efectivo da amostra, e decresce com $\sqrt{n}$. Deste modo, assume grande importância a contagem do maior número de calhaus. O número óptimo que se deverá contar, em cada amostra, é 400 (HOWARD, 1993). Este valor parece resultar do compromisso entre o grau de precisão estatístico desejado e o trabalho adicional requerido. Contagens superiores a 1000 não aumentam um grau de precisão que justifique o trabalho adicional (*op. cit.* p. 160).

Além dos erros associados à contagem, existem ainda aqueles que são devidos à escolha do local de amostragem. Estes erros têm a ver com a falta de homogeneidade do depósito, em virtude da aglomeração dos calhaus em função do efeito selectivo da corrente originado pela forma, tamanho, densidade e massa dos calhaus. O erro de amostragem pode minimizar-se através de repetições de contagens (3 a 6), contando em cada repetição entre 100 a 200 calhaus. Calcula-se a média e o desvio padrão de cada réplica e determina-se o erro de amostragem usando a relação para o erro padrão da média $EA = 1{,}96(S/\sqrt{k})$, onde *EA* é o erro de amostragem; 1,96 é o valor *t* da tabela de *Student* para *n-1* graus de liberdade ao nível de risco de 0,05; *S* é o desvio padrão associado ao número de réplicas *k*. Os erros de amostragem diminuem na razão inversa de $\sqrt{k}$. Numa contagem de 400 calhaus devem fazer-se 4 réplicas de 100. Os erros totais resultam da soma dos erros de contagem e de amostragem de acordo com a equação $ET = \sqrt{(e_1)^2 + (e_2)^2}$, sendo *ET* os erros totais, e $e_1$ e $e_2$ respectivamente os erros de contagem e de amostragem.

Para obter grande rigor, o ideal seria determinarem-se os erros de contagem e de amostragem, empregando as respectivas equações. No caso concreto do nosso estudo e devido ao grande número de amostras, calcularam-se apenas os erros associados á contagem que, geralmente, são maiores do que os erros de amostragem (HOWARD, 1993) e minimizaram-se estes fazendo réplicas de contagem ao longo do depósito. Assim, cada amostra é composta por quatro réplicas em sítios diferentes do mesmo depósito.

Também se podem calcular os intervalos de confiança para conjuntos de amostras pertencentes a unidades estratigráficas diferentes, ou distribuídas por áreas geográficas diversas e compará-los entre si (HOWARD, 1993). Este procedimento utilizou-se para comparar a composição dos Cgl. SA com a dos depósitos de terraço, ou para comparar a composição de terraços formados por diferentes cursos de água, casos das ribeiras da Raia, Sor e do rio Sorraia. Os intervalos de confiança para diferentes grupos são muito úteis, pois a sua representação gráfica permite uma boa visualização de cada tipo de depósito, ou de unidades estratigráficas diferentes.

Os intervalos de confiança para amostras de unidades estratigráficas diferentes calculam-se usando a equação: $IC = tS / \sqrt{k}$, onde $IC$ é o intervalo de confiança em percentagem; $t$ é o valor de $t$ do quadro da distribuição de *Student* para um nível de significância $\alpha / 2$ e k-1 graus de liberdade, $S$ o desvio padrão e $k$ o número de amostras em cada grupo, que está a ser comparado. Cada grupo deve ter, pelo menos, seis ou mais amostras de diferentes lugares. Com $k$ inferior a seis, $t$ é relativamente grande e os intervalos de confiança muito largos, sendo inaceitáveis os resultados (HOWARD, 1993).

### 6.1.2-Procedimentos de campo

Contaram-se, em corte, ou na superfície topográfica dos Cgl. SA os calhaus de quartzo e quartzito com mais de 5 cm de comprimento e anotou-se o eixo maior dos 10 elementos mais volumosos. Seguiu-se o processo de contagem dos calhaus, por área, assinalando-os com marcador para evitar repetições de contagem. Para a amostragem ser o mais possível representativa do depósito e evitar erros de amostragem, mudou-se de posição após contar 80 a 100 calhaus. Cada amostra é constituída por quatro repetições feitas em posições diferentes no mesmo depósito. As réplicas de cada amostragem são feitas de modo aleatório, embora a escolha do local

tenha obedecido, muitas vezes, a condicionamentos de acessibilidade. Em cada local contaram-se, ao todo, entre 350 a 400 calhaus.

O estudo da composição petrográfica fez-se em vários sítios; umas vezes, nos mesmos locais onde se haviam colhido amostras para análises granulométricas, outras vezes, em sítios diferentes, pois as contagens da composição petrográfica são em maior número do que as amostragens granulométricas. As contagens iniciaram-se, de forma experimental, na área de Mora e os primeiros dados começaram por revelar composição ligeiramente diferente entre os Arenitos de Ulme e os depósitos do nível embutido mais antigo da bacia (nível de Mora-Lamarosa), sugerindo que a composição petrográfica podia ser útil para diferenciar os primeiros terraços dos Cgl. SA. O estudo da composição petrográfica aplicou-se também em sítios com falta de cortes, fazendo contagens à superfície. A título experimental, fizeram-se, na mesma formação, contagens em cortes e à superfície e os resultados foram praticamente os mesmos dos obtidos em cortes.

Em cada local achou-se o valor do MPS. Determinou-se também o rolamento dos calhaus, em áreas onde se suspeitava da existência de contaminações locais. O rolamento mediu-se utilizando a expressão de CAILLEUX (1961)[4], mas, na maioria dos casos, verificou-se ser inútil utilizar o rolamento como elemento de diferenciação entre Cgl. SA e os depósitos dos terraços, pois os calhaus daquela unidade litostratigráfica apresentam já notável grau de desgaste, não se distinguindo, pelo rolamento médio dos depósitos de terraço[5]. Este facto pôde constatar-se em medições, a título experimental, efectuadas em depósitos de terraços do Tejo e da superfície culminante da bacia. No entanto, nos terraços, o apuramento do rolamento do quartzo e do quartzito, separadamente, viria a dar algumas diferenças. Os terraços, quando contaminados com quartzo vindo direc-

[4] Expressão de Cailleux para o rolamento ou desgaste: $\rho = 2r_1/L$. Onde, $\rho$ é o rolamento, $r_1$ é o raio de curvatura da aresta mais aguda e $L$ é o eixo de maior dimensão do calhau.

[5] Na passagem da superfície culminante para os terraços, os trajectos são tão curtos que não chegam a introduzir modificação sensível ao rolamento de calhaus com elevado desgaste.

tamente do substrato paleozóico, apresentam calhaus subangulosos deste mineral. Nestas circunstâncias, essas contaminações baixam o rolamento médio dos calhaus de quartzo, o que não acontece quando clastos dos dois minerais percorreram, em conjunto, o mesmo trajecto, como acontece nos Cgl. SA.

### 6.1.3-Análises granulométricas

Fizeram-se análises granulométricas da matriz arenosa dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço, tendo-se calculado os parâmetros estatísticos com programa informático[6]. Apresentam-se estes parâmetros calculados segundo o método dos momentos (FRIEDMAN & SANDERS, 1978; FRIEDMAN, 1979).

### 6.1.4-Estruturas sedimentares

Baseiam-se em observações de campo e nos estudos já efectuados nos Cgl. SA (BARBOSA & REIS, 1989; BARBOSA, 1995). Comparam-se as estruturas desta unidade com as estruturas sedimentares dos depósitos de terraço. Começaremos por descrever essas diferenças ao nível dos afloramentos.

## 6.2.-CARACTERIZAÇÃO GENÉRICA DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES DOS CONGLOMERADOS DE SERRA DE ALMEIRIM E DOS DEPÓSITOS DE TERRAÇO.

Ao nível do afloramento, os Cgl. SA e os depósitos cascalhentos dos terraços exibem estruturas sedimentares próprias de correntes turbulentas

[6] Este programa foi-nos gentilmente cedido pelo Professor Doutor Costa Almeida do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

com abundância de água. Os Cgl. SA são formados por calhaus que se suportam uns aos outros (*clast supported*), sendo visível, com frequência, imbricação de calhaus, comum nos depósitos transportados por fluxos aquosos e energéticos (PETTIJOHN, 1975; WALKER, 1979; TUCKER, 1990). Os interstícios da malha conglomerática estão preenchidos por areias médias a grosseiras transportadas em suspensão, na altura da deposição dos elementos grosseiros, mas que se infiltraram nos interstícios da malha conglomerática na altura do decréscimo do fluxo (WALKER, 1979; GALLOWAY & HOBDAY, 1983; RUST, 1984).

Observações em depósitos conglomeráticos dos terraços do Tejo mostram estruturas sedimentares semelhantes, mas parecem predominar nestes as litofácies do tipo Gm (conglomerado *clast suported* maciço), em relação às estruturas do tipo Gt (conglomerado estratificado côncavo). Os corpos arenosos com estruturas do tipo St também parecem menos numerosos nos depósitos dos terraços, ao contrário dos Cgl. SA, onde as barras arenosas alternam com os leitos cascalhentos com maior frequência. Nos mesmos sítios, parece haver ligeiro aumento do MPS nos depósitos de terraço, quando se comparam as dimensões dos calhaus de barras conglomeráticas que iniciam sequências de gradação positiva em cada tipo de depósito. Nos terraços aparecem contaminações com elementos líticos de menor resistência (xistos, granitos) e calhaus subangulosos de quartzo, que é menos usual encontrar nos Cgl. SA.

Além destas diferenças, os terraços apresentam, muitas vezes, o aspecto de um depósito de remeximento, com mistura de calhaus bastante heterométricos, estruturação mais deficiente, menor consolidação e coloração menos avermelhada do que os Cgl. SA, predominando, sobretudo os tons acastanhados. Contudo, os empilhamentos superiores dos terraços, podem apresentar consolidação e colorações avermelhadas, semelhantes às dos Cgl. SA, sobretudo quando os referidos empilhamentos terminam com materiais mais finos areníticos e areno-argilosos.

Ao contrário do que acontece nos Cgl. SA, nos terraços a alternância de manchas de rubefacção e lavagem aparecem com menos frequência e a

capa de argila envolvendo as paredes das concavidades da matriz arenosa, onde se inserem os calhaus não é tão desenvolvida. Por isso, a fracção arenosa solta-se mais facilmente do interior da malha conglomerática e a consolidação entre os elementos siliciclásticos maiores e a matriz é, por norma, inferior nos depósitos dos terraços. Estas particularidades não excluem a ocorrência de algumas semelhanças entre os Cgl. SA e os depósitos dos terraços e, por isso, o aparecimento de casos duvidosos.

No que respeita às estruturas sedimentares definidas segundo os códigos de MIALL (1978), os Cgl. SA exibem, ao nível dos elementos grosseiros, litofácies do tipo Gm, conglomerados *clast suported* às vezes maciço; Gp, conglomerados estratificados entrecruzado planar e Gt, conglomerados estratificados entrecruzados côncavos. Ao nível dos corpos arenosos, litofácies do tipo St, arenitos médios a muito grosseiros, por vezes cascalhentos com estruturas entrecruzadas côncavas (BARBOSA & REIS, 1989; BARBOSA, 1995). Os Cgl. SA mostram razoável consolidação entre os clastos e a matriz arenosa. Esta apresenta aspecto manchado, com bandas de rubefacção alternando com laivos esbranquiçados correspondentes a zonas de lavagem de cor cinzenta clara. Envolvendo os calhaus, encontra-se uma capa de argila cinzenta a branca com espessura de milímetros. Esta capa argilosa reconhece-se pelo toque macio ao passar a mão nas paredes das concavidades deixadas pelos calhaus, quando se retiram da matriz sedimentar. A referida capa argilosa agrega as areias da matriz dos conglomerados, contribuindo para sustentar as paredes e tecto das concavidades, onde se inserem os calhaus. Por analogia com a explicação dada por M. Vidal (Madrid, 1992), em depósitos conglomeráticos de *raña*, a capa argilosa que agrega as areias poderá corresponder a uma argila formada *in situ* pela evolução dos perfis do solo. Tratar-se-ia de uma argila de neoformação à custa de iões circulantes na água do perfil de alteração (combinação do alumínio com a sílica da água circulante), a qual se mantém durante mais tempo junto dos calhaus, devido à impermeabilidade da sua superfície. Próximo dos calhaus, principalmente junto à abóbada superior dos invólucros que os limitam, criam-se, de acordo com a explicação do autor, acima referido, microambientes redutores que facilitam a

formação da argila á custa dos iões circulantes, verificando-se, ao mesmo tempo, uma certa migração do $Fe^{3+}$, que leva ao aparecimento da tonalidade cinzenta e esbranquiçada da película argilosa[7].

## 6.3-OS TERRAÇOS MAIS ANTIGOS NA ÁREA DE MORA-CORUCHE

### 6.3.1-Características granulométricas da fracção arenosa.

Na área mais oriental da bacia, as fácies proximais dos Cgl. SA passam às suas equivalentes fácies areníticas distais (Arenitos de Ulme), aproximadamente a sul do paralelo de Galveias, de modo que, na área de Mora-Coruche, os depósitos que coroam os últimos 20 a 25 m de relevos residuais, testemunhos da superfície culminante, são fundamentalmente areníticos.

Comparam-se, nesta área, as granulometrias destes arenitos, segundo a estratigrafia de BARBOSA (1995), pertencentes aos Arenitos de Ulme, com a matriz arenosa de depósitos cascalhentos das imediações de Terrafeiro, Serra da Burra, Calvo, Marmelos, Vale de Trabalhos etc., sensivelmente a altitudes de 110-125 m. Estes depósitos cascalhentos encontram-se embutidos na superfície culminante, mas chegam a formar pequenos cabeços, por inversão do relevo, devido à degradação do nível de Mora-Lamarosa pelos embutimentos posteriores. Apesar de alguns destes depósitos terem sido cartografados como pliocénicos (ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1969; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1979; ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1984), suspeitou-se, desde início, que aquelas cascalheiras, abaixo da superfície culminante, poderiam estar relacionadas com o primeiro nível embutido (nível de Mora-Lamarosa) e, por conseguinte, corresponderem aos primeiros terraços do Sorraia e Divor. As referidas cas-

[7]Explicação dada por M. Vidal em comunicação oral no Symposium sobre la *raña* en Espanha y Portugal, Madrid, 1992.

calheiras são compostas por materiais soltos, numa área onde a sedimentação fini-neogénica é essencialmente areno-argilosa e com certa consolidação. Esta suspeita é reforçada pelo facto dos depósitos cascalhentos se encontrarem numa posição de claro embutimento em relação à superfície culminante da bacia. No Quadro VI-1 apresentam-se os resultados das análises granulométricas dos depósitos cascalhentos e das formações areníticas subjacentes (Arenitos de Ulme).

Tanto os depósitos cascalhentos como os arenitos subjacentes correspondem a depósitos fluviais moderada a fracamente calibrados, com classes de desvio padrão entre 0,80-1,32 e 1,40-2,00 respectivamente (FRIEDMAN, 1962). No entanto, a matriz arenosa das cascalheiras apresenta pior calibragem e valores superiores no percentil 10 (dimensão que retém 10% da distribuição).

As curvas granulométricas cumulativas, representadas nas Figs. VI-3 e VI-4, dos arenitos e das cascalheiras sobrejacentes compõem-se de três segmentos separados por pontos de rotura. Cada segmento corresponde a uma subpopulação, que se move na corrente por diferentes processos (FRIEDMAN & SANDERS, 1978). As roturas nas curvas cumulativas, que assinalam, respectivamente, os elementos das fracções fina e grosseira e que, de algum modo, reflectem os mecanismos da deposição, posicionam-se a níveis diferentes. Nos depósitos das cascalheiras, o conjunto das partículas movidas em suspensão (extremidade final da curva) é sempre superior a 10%, atingindo mais de 30% na amostra da Serra da Burra (Fig. VI-3 curva 7), enquanto a mesma fracção, nos Arenitos de Ulme, é inferior a 10% da distribuição. De igual modo, o conjunto de elementos que compõem a fracção grosseira apresenta valores mais elevados nas amostragens dos depósitos das cascalheiras (cerca de 20% da distribuição), enquanto nos Arenitos de Ulme é cerca de 10% ou inferior, na maioria das amostras. Os depósitos das cascalheiras revelam maior percentagem de grosseiros e de finos nas respectivas classes relativamente aos Arenitos de Ulme, traduzindo um certo achatamento e carácter polimodal da população. A existência de várias modas é um indicador de que as partículas provêm da mistura de sedimentos (FRIEDMAN & SANDERS,

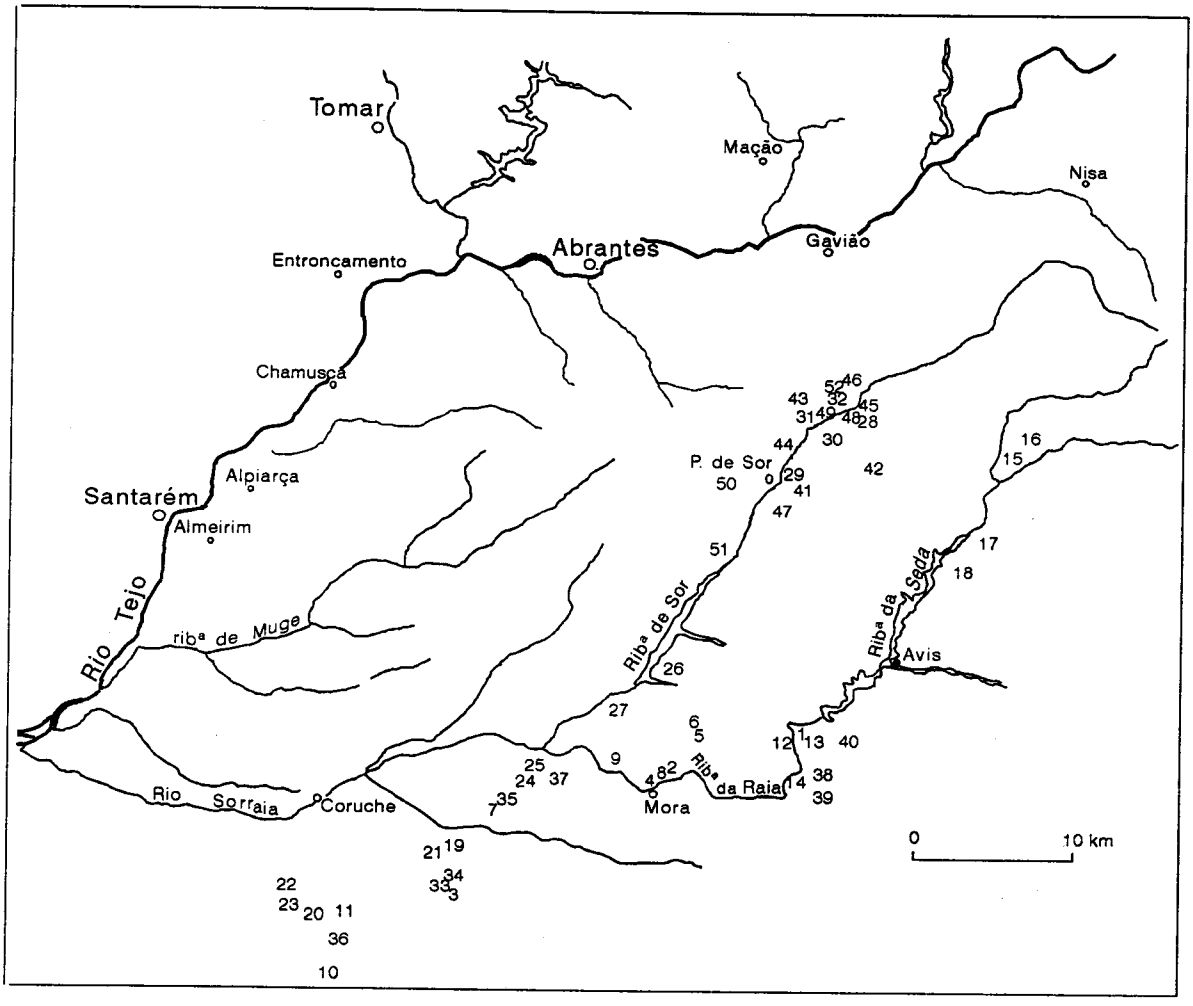



Fig. VI-1 Localização das amostras dos Quadros VI-1 e VI-2.

Quadro VI-1 granulometrias dos Arenitos de Ulme e Cascalheiras (área de Mora-Coruche).

ARENITOS DE ULME

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MD | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mte da Chaminé | 2 | 210,0 | 0,86 | 1,63 | 1,24 | 0,75 | S 0.04 | 0,84 | 2,70 |
| Afeiteira | 3 | 222,9 | 0,05 | 3,48 | 1,27 | 0,75 | N 0.10 | 0,15 | 2,91 |
| v.g.Albardeira 155 m | 5 | 213,9 | 0,38 | 2,52 | 1,32 | 1,25 | S 0.23 | 0,39 | 2,85 |
| v.g.Vaca 153 m | 6 | 193,5 | 0,07 | 2,60 | 1,10 | -0,25 | P 0.84 | 0,15 | 4,69 |
| Torcato | 10 | 196,6 | 0,07 | 2,37 | 1,09 | -0,25 | S 0.44 | 0,04 | 3,94 |
| v.g.Castelo 150 m | 12 | 204,1 | 0,57 | 2,00 | 1,27 | 0,75 | S 0.13 | 0,57 | 2,67 |

CASCALHEIRAS DE TERRAÇO

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MD | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mte. Maranhão | 1 | 206,4 | -0,40 | 5,30 | 1,40 | -2,20 | S 0.6O | -0,49 | 3,06 |
| v.g.Malhadinha 123 | 4 | 179,2 | 0,81 | 3,37 | 1,83 | 0,75 | S 0.05 | 0,79 | 2,03 |
| Serra da Burra 125 m | 7 | 208,9 | 0,56 | 3,40 | 1,83 | -0,75 | P 0.34 | 0,24 | 2,08 |
| Mora (cerro 110 m) | 8 | 202,2 | -0,22 | 5,20 | 1,63 | -2,25 | P 0.73 | -0,51 | 2,93 |
| v.g.Gato 113 m | 9 | 215,3 | 0.17 | 2,52 | 1,34 | -0,25 | P 0.88 | -0,01 | 3,90 |
| v.g. Marmelos 103 m | 11 | 220,9 | 0,30 | 2,68 | 1,38 | 0,75 | S 0.52 | 0,22 | 3,35 |

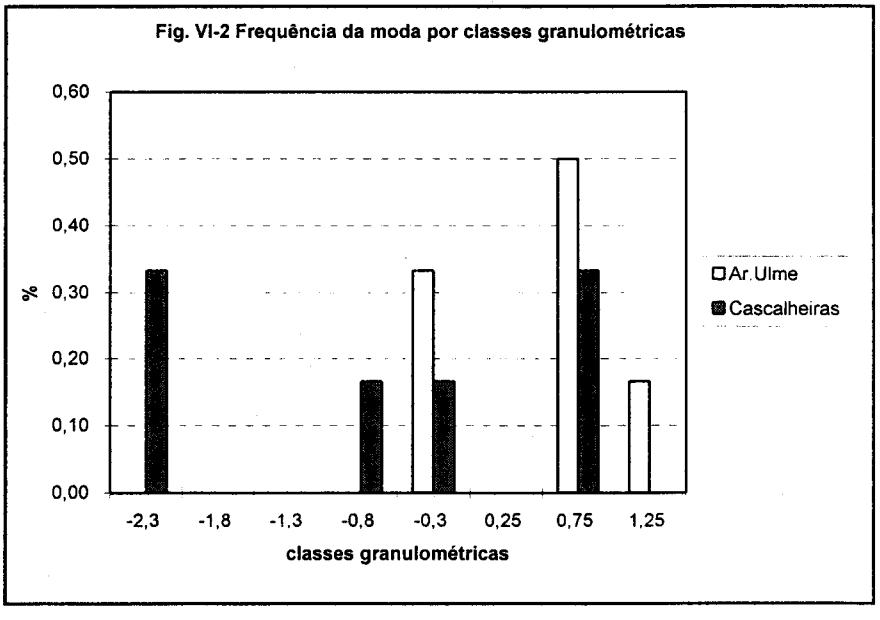


**Fig. VI-3** Curvas granulométricas dos Ar.Ulme e cascalheiras (área de Mora)

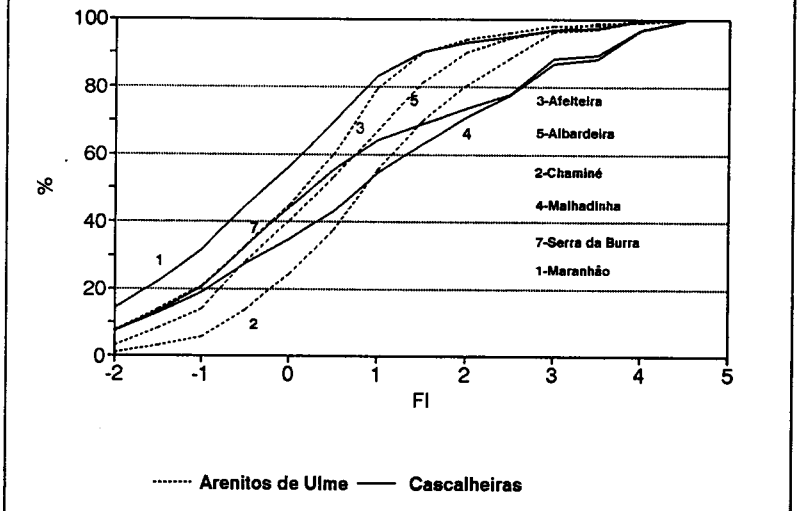
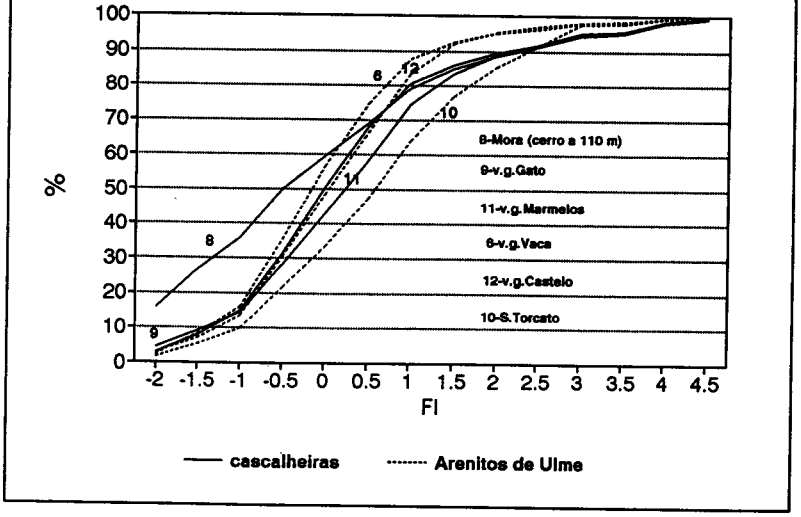



**Fig. VI-4** Granulometrias dos Arenitos de Ulme e cascalheiras (área de Mora)



1978), facto que concorda com a natureza dos terraços fluviais, cujos depósitos provêm, em grande medida, da remoção dos sedimentos terciários da bacia.

O histograma de frequência da moda granulométrica das amostras (Fig. VI-2) revela que esta se distribui por três classes nos Arenitos de Ulme e por quatro classes nos depósitos de cascalheiras. Nestes, a classe (-2,25), correspondente à fracção mais grosseira, constituiu a moda em 33% das amostras e em nenhum caso representa o valor mais frequente das amostras dos Arenitos de Ulme.

No que respeita aos valores de assimetria (Quadro V-1), os dois tipos de depósitos apresentam valores positivos ou aproximadamente simétricos, devido à presença de elementos da fracção fina transportada em suspensão, que é comum nos depósitos fluviais (FRIEDMAN & SANDERS, 1978; FRIEDMAN, 1979). No entanto, é notório o excesso de finos nas amostras dos depósitos das cascalheiras. Nestes, apenas a amostra do v.g. Malhadinha apresenta valor baixo, enquanto nos Arenitos de Ulme, apenas a amostra do v.g. Vaca apresenta valor de assimetria semelhante ao das cascalheiras.

Apesar da amostragem reduzida, notam-se diferenças, sobretudo ao nível da calibragem, indicando que os depósitos das cascalheiras podem corresponder aos primeiros terraços do Sorraia e Divor. Segundo esta interpretação, os resultados das análises também sugerem que aqueles cursos de água, transportavam não só elementos mais grosseiros como carga de fundo, mas também maior carga em suspensão do que a drenagem fini-neogénica que depositou os Arenitos de Ulme.

### 6.3.2-Composição petrográfica e rolamento dos calhaus

Analisou-se a composição petrográfica dos Arenitos de Ulme e de cascalheiras acima de 100 m, que acompanham o rio Sorraia e as ribeiras de Sor e da Seda. Algumas destas cascalheiras chegam a ultrapassar alti-

tudes de 200 m, nas cabeceiras daqueles cursos de água. Os depósitos destas cascalheiras encontram-se em estreita relação com o nível embutido mais antigo da bacia e possivelmente correspondem aos terraços mais antigos daqueles cursos de água.

Considerámos em separado a composição das cascalheiras do rio Sorraia, das ribeiras de Sor e da Seda-Raia (Quadro VI-2), tendo-se mediu também o rolamento dos calhaus (Quadro VI-3). Como é sabido, o rio Sorraia e a ribeira de Sor correm no interior da bacia, enquanto as ribeiras da Raia e da Seda têm o seu percurso junto ao bordo oriental da mesma, recebendo afluentes que correm em rochas do soco paleozóico, sobre a peneplanície.

Nestes terraços nota-se a presença de liditos, que não aparecem nos Arenitos de Ulme. A percentagem de liditos é insignificante na ribeira de Sor, mas chega a ter alguma expressão nas ribeiras da Seda, Raia e no rio Sorraia.

Os dados do Quadro VI-2 mostram que os Arenitos de Ulme têm percentagem de quartzo próxima de 45% (valor médio), não variando de forma significativa entre as amostras, excepto no Raivozinho, onde existe claro predomínio de quartzito. Verifica-se também que a composição dos terraços é mais variável, mas nestes salienta-se a elevada percentagem de quartzo nos cursos de água com precurso junto ao bordo oriental da bacia (ribeira da Seda-Raia) e do próprio rio Sorraia, em relação à ribeira de Sor. Analisemos, em separado, a composição dos terraços mais antigos de cada curso de água.

### 6.3.3-Terraços mais antigos da ribeira de Sor

As amostras destes terraços situam-se a 125-130 m na área de Montargil e a mais de 200 m a montante de Ponte de Sor (área de Torre das Vargens).

**Quadro VI-2** Composição petrográfica dos Arenitos de Ulme, leque aluvial de Maranhão e dos terraços mais antigos das ribeiras da Seda, Raia, Sor e rio Sorraia.

**Rib$^a$ da Seda e Raia**

| Nº | Locais | MPS cm | Quartzo | Quartzito | Liditos | Total | % Quartzo | % Quartzito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8 | Cerro 110 m | 9,3 | 50 | 21 | 9 | 80 | 0,63 | 0,26 |
| 9 | v.g.Gato 113 m | 9,0 | 37 | 13 | 7 | 57 | 0,65 | 0,23 |
| 14 | Mte Ordem 90 m | 11,8 | 229 | 54 | 49 | 332 | 0,69 | 0,16 |
| 4 | v.g.Malhadinha 123 m | 10,3 | 64 | 19 | 11 | 94 | 0,68 | 0,20 |
| 15 | Mte Moreno | 13,9 | 38 | 26 | 20 | 84 | 0,45 | 0,31 |
| 16 | v.g.Gaião 192 m | 15,4 | 30 | 25 | 16 | 71 | 0,42 | 0,35 |
| 17 | v.g.Cabeça Gorda 184 m | 13,0 | 20 | 34 | 14 | 68 | 0,29 | 0,50 |
| 18 | Mte. Vale de grou | 13,0 | 34 | 18 | 25 | 77 | 0,44 | 0,23 |
| | Médias e totais | 12,0 | 502 | 210 | 151 | 863 | 0,53 | 0,28 |

**Rio Sorraia**

| | | MPS cm+C3 | Quartzo | Quartzito | Liditos | Total | % Quartzo | % Quartzito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 19 | Terrafeiro | 6,4 | 63 | 25 | 7 | 95 | 0,66 | 0,26 |
| 7 | Serra Burra 125 m | 6,4 | 59 | 19 | 11 | 89 | 0,66 | 0,21 |
| 11 | v.g.Marmelos 103 m | 8 | 78 | 74 | 3 | 155 | 0,50 | 0,48 |
| 20 | v.g.Calvo 106 m | 8 | 66 | 65 | 4 | 135 | 0,49 | 0,48 |
| 21 | v.g.Azeda 111 m | 7 | 62 | 44 | 7 | 113 | 0,55 | 0,39 |
| 22 | v.g.Medronheira 95 m | 7 | 78 | 75 | 7 | 160 | 0,49 | 0,47 |
| 23 | Vale Bezerro | 7,5 | 23 | 40 | 4 | 67 | 0,34 | 0,60 |
| 24 | Mte. Manas | 8,4 | 23 | 40 | 6 | 69 | 0,33 | 0,58 |
| 25 | Couço 125 m | 9,6 | 26 | 39 | 4 | 69 | 0,38 | 0,57 |
| | Médias e totais | 7,6 | 478 | 421 | 53 | 952 | 0,49 | 0,45 |

**Rib$^a$ de Sor**

| | | MPS cm | Quartzo | Quartzito | Liditos | Total | % Quartzo | % Quartzito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 26 | Montargil 126 m | 10,5 | 19 | 41 | 0 | 60 | 0,32 | 0,68 |
| 27 | v.g.Romeiras 130 m | 12,9 | 20 | 60 | 1 | 81 | 0,25 | 0,74 |
| 28 | Torre das Vargens 196 m | 11,0 | 152 | 267 | 0 | 419 | 0,36 | 0,64 |
| 29 | Barata (P.Sor) 200 m | 15,2 | 157 | 396 | 0 | 553 | 0,28 | 0,72 |
| 30 | Vale de Bispo 214 m | 11,8 | 201 | 284 | 0 | 485 | 0,41 | 0,59 |
| 31 | Torre das Vargens 180 m | 17,5 | 165 | 329 | 0 | 494 | 0,33 | 0,67 |
| 32 | Torre das Vargens 190 m | 16,8 | 140 | 268 | 5 | 413 | 0,34 | 0,65 |
| | Médias e totais | 13,7 | 854 | 1645 | 6 | 2505 | 0,33 | 0,67 |

**Arenitos de Ulme**

| | | MPS cm | Quartzo | Quartzito | Liditos | QZ+Qt+Ld | % Quartzo | % Quartzito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 33 | Foros do Pau | 5,6 | 22 | 17 | 0 | 39 | 0,56 | 0,44 |
| 34 | Vale Mulheres | 4,8 | 35 | 37 | 0 | 72 | 0,49 | 0,51 |
| 35 | Estr. p/ Couço | 5,6 | 26 | 35 | 0 | 61 | 0,43 | 0,57 |
| 36 | Foros de Salgadeira | 3,6 | 66 | 77 | 1 | 144 | 0,46 | 0,53 |
| 5 | v.g.Albardeira | 4,7 | 52 | 61 | 1 | 114 | 0,46 | 0,54 |
| 6 | v.g.Vaca | 4,9 | 50 | 51 | 0 | 101 | 0,50 | 0,50 |
| 12 | v.g.Castelo | 5,1 | 46 | 60 | 0 | 106 | 0,43 | 0,57 |
| 37 | Raivozinho | | 17 | 49 | 1 | 67 | 0,25 | 0,73 |
| | Médias e totais | 4,9 | 314 | 387 | 3 | 704 | 0,45 | 0,55 |

**Leque Aluvial do Maranhão**

| | | MPS cm | Quartzo | Quartzito | Liditos | QZ+Qt+Ld | % Quartzo | % Quartzito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 38 | v.g.Ordem | 14,0 | 196 | 25 | 57 | 278 | 0,71 | 0,09 |
| 13 | Mte do Maranhão | 17,2 | 95 | 37 | 22 | 154 | 0,62 | 0,24 |
| 39 | Mte. Gonçala | 13,5 | 226 | 25 | 30 | 281 | 0,80 | 0,09 |
| 40 | Mte.Ruivo | 12,8 | 239 | 3 | 19 | 261 | 0,92 | 0,01 |
| | Médias e totais | 14,4 | 756 | 90 | 128 | 974 | 0,76 | 0,11 |

**Quadro VI-3** **Valores percentuais por classes de rolamento dos calhaus dos terraços mais antigos do rio Sorraia, das ribeiras de Raia de Seda e de Sor.**

## Rio Sorraia

| Local | Vale Bezen | Calvo | Terrafeir | Serra Burra | Manas | Couço 125 | Raivozinho |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo de depósito | terraço | terraço | terraço | terraço | terraço | terraço | Ar. Ulme |
| | % | % | % | % | % | % | % |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,31 | 0,23 | 0,34 | 0,46 | 0,21 | 0,23 | 0,18 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,44 | 0,38 | 0,32 | 0,39 | 0,41 | 0,32 | 0,36 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,24 | 0,31 | 0,30 | 0,11 | 0,35 | 0,40 | 0,38 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,02 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,06 |
| Bem rolado entre 0.60 e 1 | - | - | 0,01 | - | - | - | 0,02 |
| | | | Índice de rolamento | | | | |
| Rol Méd. | 0,20 | 0,24 | 0,22 | 0,17 | 0,24 | 0,23 | 0,26 |
| Rolamento do quartzo | 0,21 | 0,27 | 0,21 | 0,17 | 0,24 | 0,28 | 0,25 |
| Rolamento do quartzito | 0,19 | 0,22 | 0,23 | 0,18 | 0,23 | 0,2 | 0,26 |
| % de quartzo | 0,34 | 0,49 | 0,66 | 0,66 | 0,33 | 0,38 | 0,25 |
| % de quartzíto | 0,60 | 0,48 | 0,26 | 0,21 | 0,58 | 0,57 | 0,75 |
| % de lidítos | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,12 | 0,09 | 0,06 | |
| MPS | 7,5 | 7 | 6,4 | 6,4 | 8,4 | 9,6 | |

## Rib[a] de Raia

| Local | Gato | Malhadinha | Mte. Orden | Gonçala | v.g. Ordem | Mte Ruivo | Maranhão |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo de depósito | Terraço | Terraço | Terraço | Leq. alv. | Leq. alv. | Leq. alv. | Leq. alv. |
| | % | % | % | % | % | % | % |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,32 | 0,27 | 0,16 | 0,39 | 0,31 | 0,56 | 0,30 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,55 | 0,43 | 0,59 | 0,33 | 0,42 | 0,32 | 0,44 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,12 | 0,25 | 0,19 | 0,25 | 0,21 | 0,10 | 0,22 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,01 | 0,04 | 0,07 | 0,02 | 0,06 | 0,02 | 0,04 |
| Bem rolado entre 0.60 e 1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | | | Índice de rolamento | | | | |
| Rolamento médio | 0,18 | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 0,21 | 0,16 | 0,2 |
| Rolamento do quartzo | 0,19 | 0,23 | 0,21 | 0,19 | 0,22 | 0,16 | 0,22 |
| Rolamento do quartzito | 0,15 | 0,21 | 0,25 | 0,18 | 0,19 | ? | 0,22 |
| Rolamento dos lidítos | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,13 | ? | 0,14 |
| % de quartzo | 0,66 | 0,57 | 0,75 | 0,78 | 0,69 | 0,94 | 0,62 |
| % de quartzito | 0,21 | 0,28 | 0,12 | 0,12 | 0,19 | 0,06 | 0,24 |
| % de liditos | 0,13 | 0,15 | 0,12 | 0,1 | 0,09 | ? | 0,14 |
| MPS | 10,6 | 11,3 | 11,8 | 10,5 | 14 | 12,8 | 17,2 |

## Rib[a] de Seda

## Rib[a] de Sor

| Local | Mte Moren | v.g.Gaião | Cab. Gorda | Vale do Grou | T. Vargens | Montargil | Romeiras |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo de depósito | terraço | terraço | terraço | terraço | terraço | terraço | terraço |
| | % | % | % | % | % | % | % |
| Anguloso entre 0 e 0.15 | 0,27 | 0,28 | 0,35 | 0,23 | 0,05 | 0,07 | 0,06 |
| Subanguloso entre 0.15 e 0.25 | 0,37 | 0,45 | 0,41 | 0,39 | 0,20 | 0,27 | 0,42 |
| Sub-rolado entre 0.25 e 0.40 | 0,28 | 0,25 | 0,17 | 0,27 | 0,50 | 0,58 | 0,36 |
| Rolado entre 0.40 e 0.60 | 0,07 | 0,01 | 0,05 | 0,1 | 0,22 | 0,08 | 0,15 |
| Bem rolado entre 0.60 e 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| | | | Índice de rolamento | | | | |
| Rolamento médio | 0,22 | 0,20 | 0,20 | 0,22 | 0,31 | 0,29 | 0,27 |
| Rolamento do quartzo | 0,24 | 0,20 | 0,21 | 0,26 | 0,39 | 0,33 | 0,33 |
| Rolamento do quartzito | 0,25 | 0,20 | 0,22 | 0,22 | 0,28 | 0,27 | 0,26 |
| Rolamento dos liditos | 0,15 | 0,20 | 0,15 | 0,16 | | | |
| % de quartzo | 0,45 | 0,35 | 0,30 | 0,43 | 0,29 | 0,32 | 0,25 |
| % de quartzito | 0,32 | 0,42 | 0,50 | 0,34 | 0,71 | 0,68 | 0,75 |
| % de liditos | 0,24 | 0,23 | 0,20 | 0,23 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| MPS | 13,9 | 15,4 | 13 | 10,4 | 11,1 | 10,5 | 12,9 |

**Fig. VI-5** Composição petrográfica dos primeiros terraços dos cursos de água

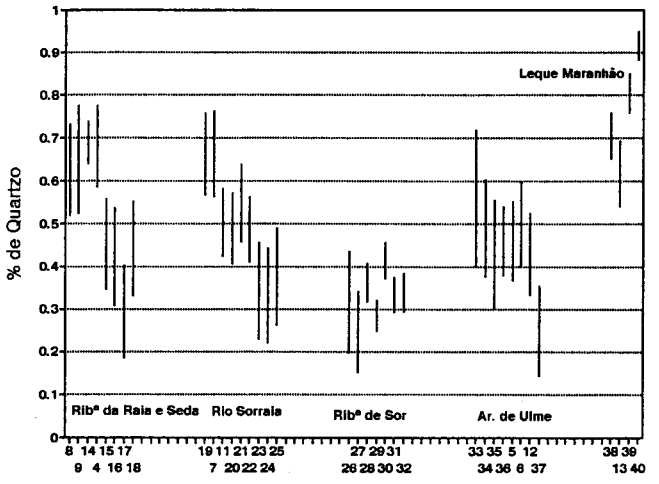
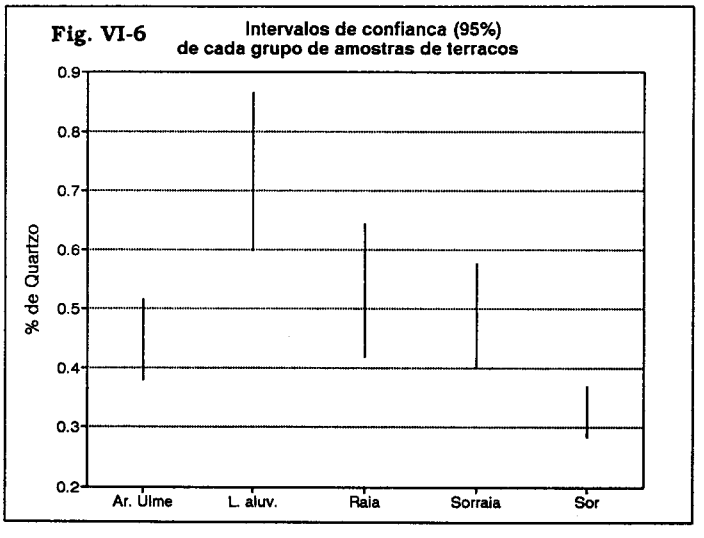



**Fig. VI-6** Intervalos de confiança (95%) de cada grupo de amostras de terraços




**Quadro VI-4 Principais parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica de cada grupo de amostras**

| | Ar. Ulme | Leq alv. M | Raia | Sorraia | Sor |
|---|---|---|---|---|---|
| Nº de amostras | 8 | 4 | 8 | 9 | 7 |
| Média qz % | 0,45 | 0,76 | 0,53 | 0,49 | 0,33 |
| D. Pad. das médias | 0,085 | 0,111 | 0,140 | 0,116 | 0,048 |
| Variância | 0,007 | 0,012 | 0,020 | 0,014 | 0,002 |
| Erro Est. | 0,07 | 0,14 | 0,11 | 0,09 | 0,04 |

| | Ar. Ulme | Leq alv. | Raia | Sorraia | Sor |
|---|---|---|---|---|---|
| Max qz | 0,52 | 0,91 | 0,65 | 0,58 | 0,37 |
| Min qz | 0,38 | 0,62 | 0,42 | 0,40 | 0,28 |

Os terraços da ribeira de Sor apresentam as percentagens mais baixas de quartzo (média de 33%), sendo raros os liditos. A composição destes terraços é a que mais se aproxima dos Cgl. SA, registando relativamente a esta unidade litostratigráfica ligeiro aumento de quartzo. Só a amostra de Vale de Bispo, recolhida imediatamente a jusante de um afloramento do substrato paleozóico, a norte de Ponte de Sor, apresenta valores relativamente altos de quartzo, mostrando a influência de contaminações do soco na composição daquela amostra. Os intervalos de confiança em torno da média (Fig. VI-5) definem, para a ribeira de Sor, uma percentagem de quartzo ligeiramente superior a 30%, composição semelhante à que viríamos a encontrar nos terraços do Tejo.

No que respeita ao rolamento (Quadro VI-3), os calhaus dos terraços da ribeira de Sor apresentam o rolamento médio mais elevado (média de 0,29 nas três amostras). Em relação às amostras de terraços dos outros cursos de água, as amostras da ribeira de Sor revelam melhor diferenciação entre o rolamento do quartzo (0,39; 0,33; 0,33) e do quartzito (0.28, 0.27, 0.26), sendo este mais mal rolado. Este facto é compreensível, pois a ribeira de Sor corre no interior da bacia e remove essencialmente calhaus dos Cgl. SA, que apresentam já elevado grau de rolamento. Apesar do escasso número de amostras, os dados indicam que após longo trajecto percorrido, o quartzo parece resistir menos ao desgaste do que o quartzito. No que respeita ao grau de rolamento por classes, duas amostras apresentam calhaus sub-rolados a subangulosos como classes mais representativas e a outra amostra calhaus sub-rolados a rolados. Chama-se a atenção para o facto da amostra de Torre das Vargens, situada vários quilómetros a montante de Montargil, apresentar rolamento superior ao das amostras situadas a jusante (Montargil e Romeiras). Este facto contraria o habitual aumento do rolamento com a distância (PETTIJOHN, 1975) e mostra como as contaminações locais do Maciço Hespérico se sobrepõem ao aumento do desgaste com a distância, contrariando essa norma geral. Como se verá a seguir, este facto também se verifica nas ribeiras de Seda, Raia e no rio Sorraia.

### 6.3.4-Os terraços mais antigos das ribeiras de Seda e da Raia

Estes terraços situam-se a 125-130 m na área de Mora e a mais de 180 m na área de Chancelaria, a sudoeste de Crato.

As amostras destes cursos de água dividem-se em dois sub-conjuntos: um, com cerca de 65% de quartzo, ou superior e outro com menos de 45% (Quadro VI-2 e Fig. VI-5). As amostras do subconjunto mais rico em quartzo localizam-se a jusante da localidade de Maranhão até à confluência com a ribeira de Sor, enquanto as amostras com 45% de quartzo, ou inferior, localizam-se a montante de Maranhão (amostras de Mte. do Moreno, v.g. Gaião, v.g.Cabeça Gorda e Vale de Grou).

No que respeita ao rolamento, todas as amostras da ribeira de Seda-Raia apresentam valores médios compreendidos entre 0,16 e 0,22, inferior ao rolamento das amostras da ribeira de Sor (Quadro VI-3). As classes dos calhaus angulosos e subangulosos são as mais representativas e o rolamento do quartzo é, nalguns casos, superior, mas noutros é inferior ao rolamento do quartzito. No mesmo curso de água, as amostras a montante de Maranhão apresentam rolamento sensivelmente igual ou ligeiramente superior ao das amostras situadas a jusante daquela localidade.

O aumento de quartzo, que se verifica imediatamente a jusante da falha do Maranhão, acompanhado de ligeira diminuição do rolamento, sugere contaminação destes terraços a partir daquele local. É provável que a contaminação tenha origem em depósitos de um pequeno leque aluvial, derramado a partir da escarpa de falha do Maranhão e visível no sopé da escarpa. O leque aluvial coroa os cimos dos relevos residuais Gonçala (129 m), Ordem (139 m) e Monte Ruivo (148 m) e é constituído quase exclusivamente por calhaus de quartzo angulosos e subangulosos, que devem ter alimentado os primeiros terraços da ribeira da Raia, após este curso de água cruzar a escarpa de falha do Maranhão[8]. A contaminação vai-se di-

[8] Imediatamente ao norte do Maranhão passa um acidente que desloca a superfície culminante e o nível de Mora-Lamarosa. A este acidente anda associado o derrame dum pequeno leque aluvial (ver capítulo V, § 5.1.1.2).

luindo para jusante à medida que a ribeira da Raia penetra no interior da bacia (Malhadinha 57% de quartzo), mas volta a aumentar no v.g. Gato (66%), situado imediatamente a jusante do afloramento do Maciço Hespérico do Furadouro, continuando o rolamento a oscilar na razão inversa da percentagem de quartzo; situação "anormal", pois o quartzo parece desgastar-se mais depressa do que o quartzito, em iguais circunstâncias de trajecto percorrido, conforme se verificou nas amostras da ribeira de Sor.

Também aqui se verifica que as contaminações de quartzo, oriundas de afloramentos do Maciço Hespérico, ou como julgamos, do leque aluvial de Maranhão, sobrepõem-se à norma geral do aumento do rolamento com a distância.

### 6.3.5-Os terraços mais antigos do Sorraia

Estes terraços têm altitudes de 125-130 m entre a localidade do Couço e o rio Divor e 110-120 m a sul da confluência deste curso de água com o Sorraia.

Neste curso de água, algumas amostras revelam características idênticas às da ribeira de Sor (amostras com menos de 40% de quartzo), outras são semelhantes às da ribeira da Raia (amostras com mais de 60% de quartzo) e um terceiro grupo apresenta composição intermédia (Quadro VI-2 e Fig. VI-5).

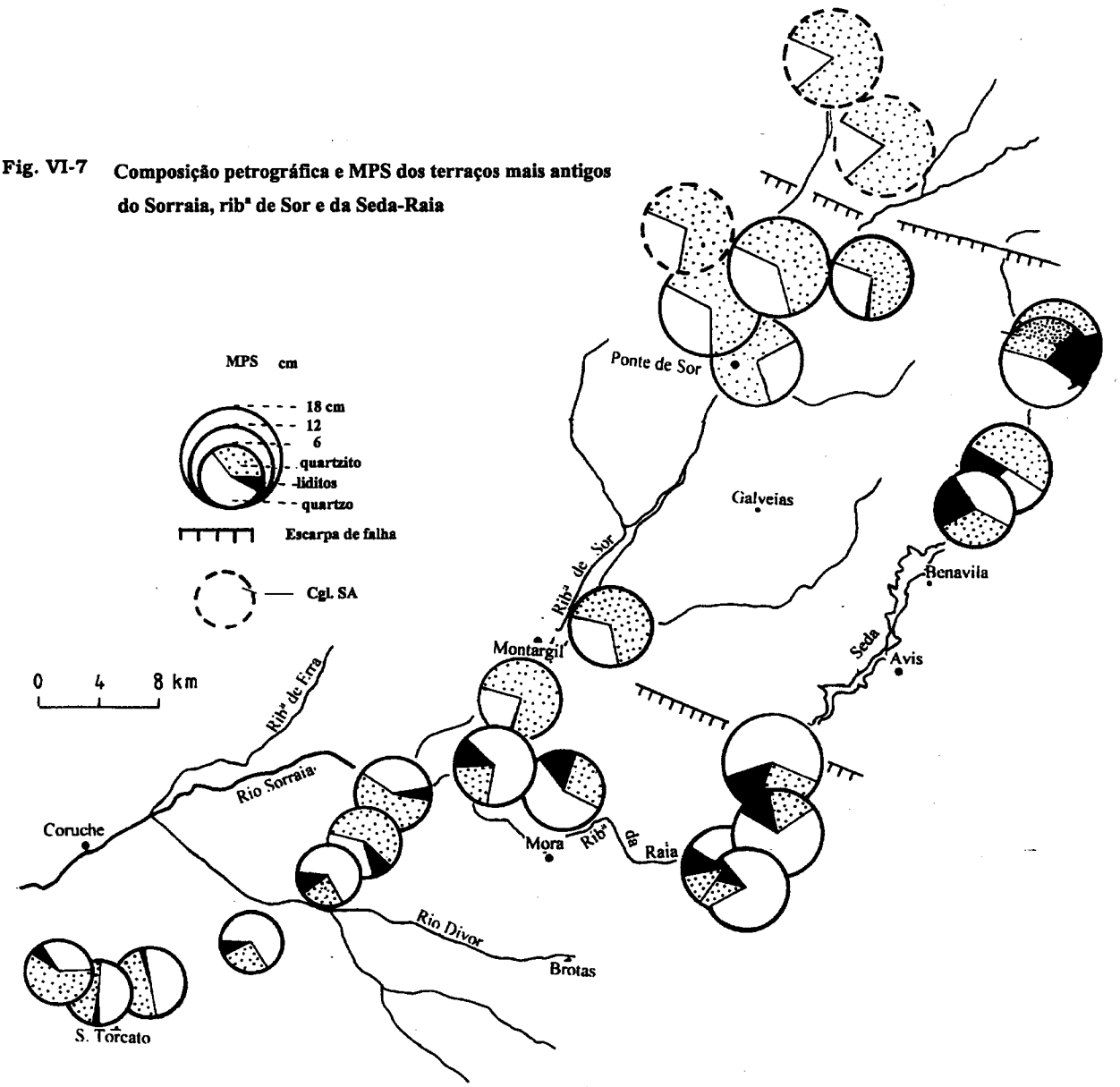
Os intervalos de confiança relativos à percentagem de quartzo (Fig. VI-5) revelam isso mesmo: um grupo, cujas amostras se situam nos sectores a montante (área do Couço) e na extremidade jusante, na área de S. Torcato, com composição semelhante aos terraços da ribeira de Sor; outro grupo, formado pelas amostras de Terrafeiro e Serra da Burra, com intervalos de confiança à volta da média de 65%, situadas próximo da desembocadura do Divor e um terceiro grupo, com composição intermédia, situado imediatamente a jusante de Terrafeiro e Serra da Burra.

As amostras de Terrafeiro e Serra da Burra são as mais ricas em quartzo. O aumento do quartzo é acompanhado de ligeira diminuição do rolamento em relação às amostras situadas a montante (Manas e Couço). Os calhaus de Terrafeiro e Serra da Burra são angulosos a subangulosos, enquanto, na maioria das amostras do Sorraia são subangulosos a subrolados, como se pode verificar pelas duas classes mais representativas (Quadro VI-3). Curiosamente, tanto Terrafeiro como Serra da Burra, são as únicas amostras do Sorraia onde o rolamento do quartzo é inferior ao do quartzito, indicando que o aumento do quartzo se deve a uma contaminação local, provavelmente originada pelo rio Divor. Estas duas amostras estão provavelmente relacionadas com a desembocadura deste curso de água, que correndo de leste para oeste, poderá ser responsável pelo transporte de quartzo subanguloso do Maciço Hespérico, ou de depósitos paleogénicos ricos em quartzo e aflorantes na área de Brotas.

As amostras de Azeda (55%), Marmelos (50%), Calvo (49%) e Medronheira (49%), situadas a jusante da desembocadura do Divor, mostram "diluição" lenta e progressiva da contaminação do quartzo para jusante, que parece ter-se completado no Vale Bezerro (34%).

A representação cartográfica da composição e do tamanho dos calhaus no sistema de drenagem composto pelas ribeiras de Sor, de Seda-Raia e rio Sorraia exprime as diferenças referidas (Fig.VI-7). Chama-se a atenção para a diminuição do MPS dos calhaus para jusante, ao longo do eixo de drenagem da ribeira Seda-Raia e Sorraia. No entanto, a diminuição do tamanho dos calhaus não é progressiva e uniforme. A jusante da escarpa de falha do Maranhão, o tamanho dos clastos aumenta bruscamente, interrompendo a gradação decrescente que se vinha registando a montante do acidente. O aumento do MPS, a jusante da escarpa do Maranhão, não se pode atribuir a afluentes importantes da ribeira da Seda nesta área, pois estes confluem cerca de 9 km a jusante da escarpa do Maranhão. O aumento do MPS e do quartzo, em paralelo com a diminuição do rolamento, concordam com a contaminação dos terraços a partir do leque aluvial do Maranhão, derramado a partir da escarpa de falha.

**Fig. VI-7** **Composição petrográfica e MPS dos terraços mais antigos do Sorraia, rib$^a$ de Sor e da Seda-Raia**



### 6.3.6-O leque aluvial de Maranhão.

Estes depósitos encontram-se a leste da depressão do Maranhão, nos cabeços de Monte do Maranhão (147 m), v.g. Mte. Ruivo (148 m), v.g. Ordem (139 m), Monte Gonçala (129 m) e nos *pediments* da escarpa de falha de Maranhão. Constituem derrames pouco espessos, formados essencialmente por calhaus de quartzo angulosos e subangulosos, envoltos em matriz argilo-arenosa. A espessura destes depósitos é cerca de 10 m no interior da bacia e pelicular sobre o *pediment* da escarpa.

Os depósitos deste leque aluvial apresentam elevadas percentagens de quartzo (mais de 60% em todas as amostras), chegando a ultrapassar 90% no Mte. Ruivo (Quadro VI-2 e Fig. VI-5). Os depósitos deste leque parecem ter alimentado os terraços da ribeira da Raia a jusante de Maranhão.

### 6.3.7-Características mais relevantes de cada tipo de depósito e seu significado.

Resumem-se as características mais importantes referentes à composição petrográfica dos Arenitos de Ulme, dos primeiros terraços e do leque aluvial do Maranhão (Fig. VI-6).

O leque aluvial apresenta a mais alta percentagem de quartzo, enquanto os terraços da ribeira de Sor, são os mais pobres neste mineral. Os terraços do rio Sorraia apresentam uma composição intermédia, em termos de percentagem de quartzo, relativamente aos terraços das ribeiras de Sor e da Raia, que originam aquele curso de água. A posição dos terraços do Sorraia no gráfico está mais próxima da composição dos terraços da ribeira da Raia do que dos terraços da ribeira de Sor, provavelmente devido às contaminações provocadas pela confluência do rio Divor.

O leque aluvial, os terraços da ribeira da Raia e do rio Sorraia apresentam maior variabilidade na composição petrográfica do que os terraços da ribeira de Sor. Este curso de água, com traçado no interior da bacia, remove essencialmente os Cgl.SA, cuja composição é muito regular, como veremos mais à frente (vejam-se, no Quadro VI-4, os parâmetros de dispersão em torno da média - variância e desvio padrão). As ribeiras da Seda-Raia e o rio Sorraia recebem ao mesmo tempo carga da bacia e do Maciço Hespérico. Estes cursos de água carrearam elementos de quartzo provenientes do soco com rolamento inferior aos elementos quartzosos da bacia. Alguns elementos carreados parecem resultar da reactivação da falha do Maranhão a partir da qual se originou o leque aluvial, que veio a contaminar os terraços.

A comparação das análises granulométricas e composição petrográfica entre os Arenitos de Ulme e os depósitos cascalhentos acima de 100 m reforçam a leitura do relevo desta área, ilustrada nos perfis geomorfológicos das Figs IV-3 e IV-4, mostrando que aqueles depósitos grosseiros constituem formações sedimentares relacionadas com o nível embutido mais antigo da bacia, nível de Mora-Lamarosa (NML), constituindo os primeiros terraços dos rios Sorraia, Divor e ribeira da Raia.

## 6.4-OS TERRAÇOS MAIS ANTIGOS DA RIBEIRA DE SOR A MONTANTE DE PONTE DE SOR

### 6.4.1-Granulometrias dos depósitos

Entre Ponte de Sor e Torre das Vargens, encontram-se rechãs a 185-195 m, na margem direita da ribeira de Sor e a 200-214 m na margem esquerda, embutidas na superfície culminante. Esta posição de embutimento das rechãs na superfície culminante leva-nos a admitir que aquelas poderão corresponder aos terraços mais antigos da ribeira de Sor, apesar dos depósitos não terem sido cartografados como tal, mas com a rubrica P

(Pliocénico, Vilafranquiano) na carta geológica (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1981).

Nos depósitos conglomeráticos das referidas rechãs colheu-se a fracção arenosa, tendo-se procedido da mesma forma nos Cgl. SA da superfície culminante desta área. Os resultados das análises granulométricas apresentam-se no Quadro VI-5 e a expressão gráfica das curvas cumulativas nas Figs. VI-9; VI-10 e VI-11.

Os depósitos das rechãs da ribeira de Sor mostram calibragem mais deficiente em relação aos Cgl. SA, como se pode verificar pelos valores de desvio padrão (superior nos depósitos das rechãs). Apenas a amostra de Torre das Vargens4 apresenta calibragem semelhante aos Cgl. SA. Por ser única, admitimos que esta amostra tenha sido colhida, por engano, no substrato terciário subjacente ao depósito cascalhento da rechã.

No que respeita à simetria das curvas, as amostras dos Cgl. SA são quase todas simétricas, enquanto a maioria das curvas dos depósitos das rechãs são positivas traduzindo excesso da fracção fina.

Excluindo a duvidosa amostra de Torre das Vargens4, os valores da kurtose são inferiores nos depósitos das rechãs, reflectindo achatamento maior das curvas granulométricas dos depósitos das ditas rechãs relativamente às curvas dos Cgl. SA.

As curvas de frequências cumulativas (Figs. VI-9; VI-10; VI-11) revelam que os depósitos das rechãs da ribeira de Sor apresentam maior peso de elementos grosseiros e de finos, com pontos de rotura nas curvas cumulativas situados, quase sempre, próximo da cifra de 20% para a fracção grosseira e 80% para a fracção fina, enquanto nos Cgl. SA idênticas roturas das curvas posicionam-se próximo da cifra 10% e acima de 90%.

O histograma de frequência das modas granulométricas das amostras revela que esta se distribui por três classes nos Cgl. SA e por cinco classes nos depósitos das rechãs da ribeira de Sor (Fig. VI-8). A classe representativa da fracção mais grosseira (-2,25 $\phi$) constituiu a moda granu-

lométrica de 15% das amostras dos depósitos das rechãs e em nenhum caso aparece com o valor mais representativo dos Cgl. SA.

As granulometrias dos depósitos das rechãs da ribeira de Sor evidenciam, em comparação com os Cgl. SA, as mesmas diferenças nos parâmetros estatísticos que se observaram na área de Mora-Coruche, entre as cascalheiras (terraços) e os arenitos de Ulme daquela área.

### 6.4.2-Composição petrográfica

Apresenta-se no Quadro VI-6 a composição petrográfica dos depósitos das rechãs da ribeira de Sor e dos Cgl. SA e Ar. Ulme. A expressão gráfica destes resultados surge na Fig. VI-12.

O gráfico mostra o agrupamento das amostras em conjuntos conforme os grupos estratigráficos de proveniência. Como se pode observar, os Cgl. SA apresentam as percentagens mais baixas de quartzo e composição muito parecida entre as diversas amostras, com intervalos de confiança em torno da média de 0,21, enquanto as amostras dos depósitos das rechãs da ribeira de Sor apresentam composição mais variável, com intervalos de confiança em torno da média de 0,34. Essa variabilidade confirma-se pelos parâmetros estatísticos de dispersão em torno da média (variância e desvio padrão), mais baixos nos Cgl. SA do que nos depósitos das rechãs (Quadro VI-7).

O aumento do quartzo nos depósitos das rechãs da ribeira de Sor não se pode atribuir ao tamanho dos calhaus (superior nos depósitos das rechãs); atendendo a este factor, os depósitos das rechãs deviam ter percentagem mais baixa de quartzo, pois nas maiores dimensões, verifica-se aumento do quartzito em relação ao quartzo.

O enquadramento morfológico e a composição petrográfica dos depósitos das rechãs indicam que estes depósitos, tal como as cascalheiras do Sorraia e da ribeira Seda-Raia, constituem os terraços mais antigos da ribeira de Sor. Estes terraços correspondem à retoma pela drenagem qua-

**Quadro VI-5** granulometrias dos Cgl. SA e depósitos das rechãs (área de Ponte de Sor)



## Arenitos de Ulme

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIAN | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Barata1 | 41 | 232,3 | -0,24 | 2,93 | 1,01 | -0,75 | S 0.37 | -0,27 | 4,13 |

## Cgl. de Serra de Almeirim

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIAN | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| v.g.Caniceira 248 m | 46 | 177,7 | -0,50 | 3,52 | 1,05 | -0,75 | S 0.92 | -0,59 | 5,25 |
| v.g. Salteiro 204 m | 44 | 166,1 | 0,18 | 2,25 | 1,07 | 0,75 | N 0.30 | 0,23 | 4,01 |
| Escusa (cerâmica) | 43 | 224,1 | 0,08 | 1,94 | 0,97 | -0,25 | S 0.62 | 0,03 | 4,95 |
| Caniceira 212 m | 52 | 164,2 | -0,16 | 3,07 | 1,18 | -0,25 | S 0.87 | -0,24 | 4,88 |
| Torre das Vargens1 | 45 | 203,1 | 0,01 | 2,13 | 1,07 | -0,25 | S 0.70 | 0,01 | 4,37 |
| Vale de Açor | 42 | 209,1 | 0,07 | 2,67 | 1,16 | -0,25 | S 0.37 | 0,03 | 3,61 |

## Depósitos das rechãs (terraços)

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIAN | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Barata2 | 29 | 212,4 | 0,16 | 2,94 | 1,40 | 0,25 | P 0.74 | 0,03 | 3,55 |
| Vale das Porcas | 51 | 209,3 | 0,59 | 2,19 | 1,41 | 0,75 | S 0.32 | 0,54 | 3,14 |
| Torre das Vargens2 | 28 | 234,4 | -0,84 | 5,23 | 1,31 | -2,25 | P 1.32 | -1,07 | 4,96 |
| Vale de Bispo | 30 | 207,7 | 0,08 | 3,49 | 1,52 | -0,25 | P 0.74 | -0,10 | 3,27 |
| Torre das Vargens3 | 31 | 204,0 | 0,01 | 4,50 | 1,72 | -0,75 | P 0.72 | -0,28 | 2,78 |
| Torre das Vargens4 | 32 | 243,4 | -0,90 | 4,54 | 1,09 | -0,75 | S 1.42 | -0,98 | 6,33 |

**Fig. VI-8** Frequência da moda por classes granulométricas

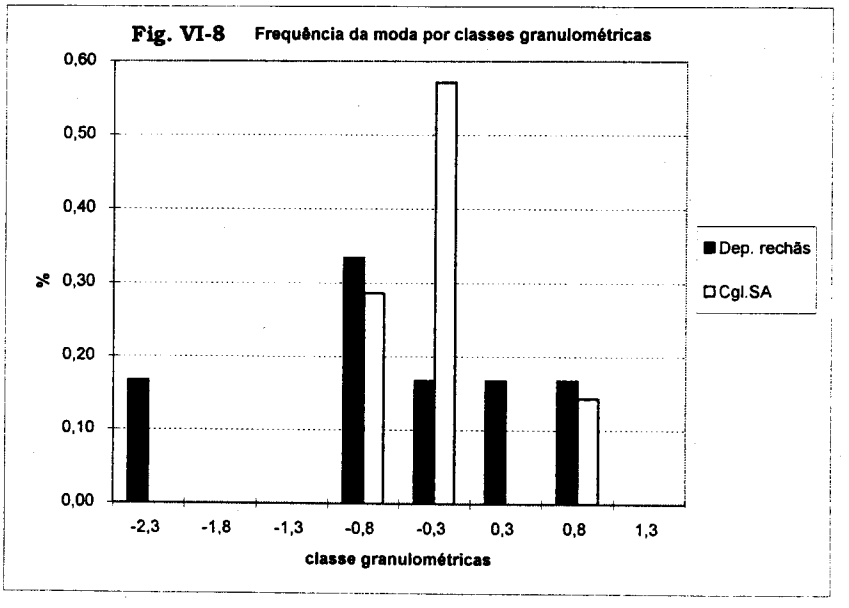


**Fig. VI-9** Curvas granulométricas dos Cgl. SA e dos depósitos das rechãs

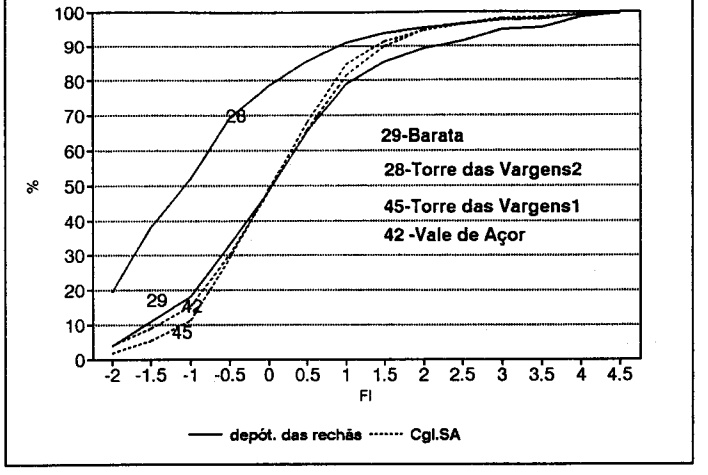



**Fig. VI-10**

Curvas granulométricas dos Cgl. SA e dos depósitos das rechãs

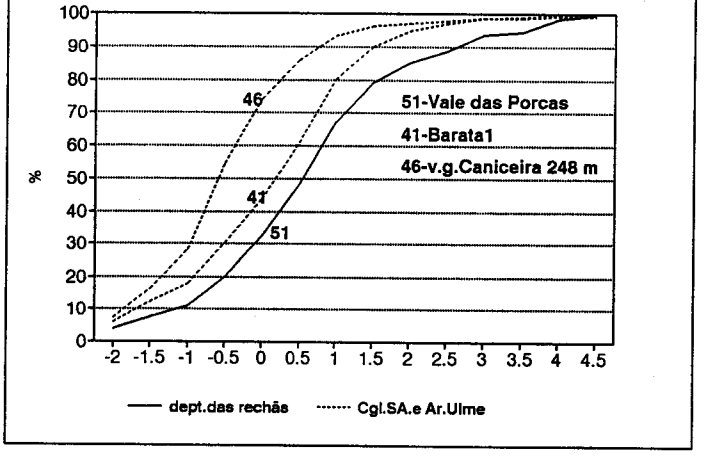
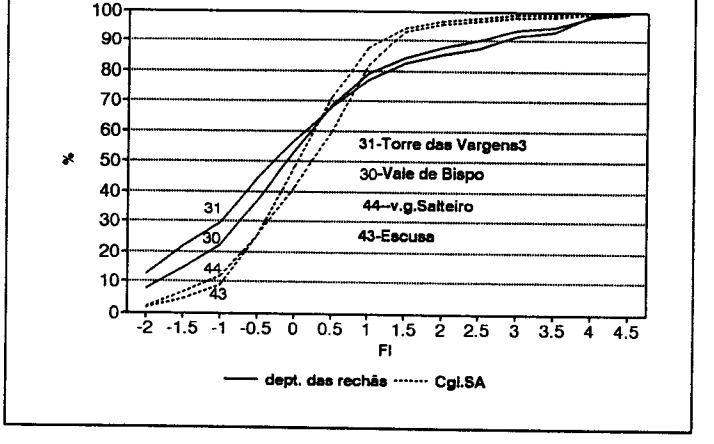



**Fig. VI-11** Curvas granulométricas dos Cgl. SA e dos depósitos das rechãs



**Quadro VI-6** Composição petrográfica dos Cgl.SA, Ar. Ulme e depósitos das rechãs (área de Ponte de Sor)



## Arenitos de Ulme

| Amostra | N° | QUARTZO | QUARTZITO | TOTAL | % QUARTZO | % QUARTZITO | MPS cm+H | ERRO | MAX QZ | MIN QZ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Barata1 | 41 | 26 | 43 | 69 | 0,38 | 0,62 | 7,8 | 0,11 | 0,49 | 0,26 |

## Cgl.SA

| | | QUARTZO | QUARTZITO | TOTAL | % QUARTZO | % QUARTZITO | MPS cm | ERRO | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vale de Açor | 42 | 16 | 47 | 63 | 0,25 | 0,75 | 7,1 | 0,11 | 0,36 | 0,15 |
| Escusa | 43 | 107 | 387 | 494 | 0,22 | 0,78 | 16,6 | 0,04 | 0,25 | 0,18 |
| Salteiros | 44 | 93 | 358 | 451 | 0,21 | 0,79 | 13,1 | 0,04 | 0,24 | 0,17 |
| Torre das Vargens1 | 45 | 80 | 275 | 355 | 0,23 | 0,77 | 11,9 | 0,04 | 0,27 | 0,18 |
| V.G.Caniceira 248 m | 46 | 81 | 347 | 428 | 0,19 | 0,81 | 16,4 | 0,04 | 0,23 | 0,15 |
| Ervideira (P.SOR) | 47 | 71 | 292 | 363 | 0,20 | 0,80 | 14,3 | 0,04 | 0,24 | 0,15 |
| V.G.Bolsinho 243 m | 48 | 88 | 313 | 401 | 0,22 | 0,78 | 15,1 | 0,04 | 0,26 | 0,18 |
| Vale Miguel Joanas 215 | 49 | 70 | 297 | 367 | 0,19 | 0,81 | | 0,04 | 0,23 | 0,15 |
| TOTAL | | 606 | 2316 | 2922 | 0,21 | 0,79 | 13,5 | 0,05 | 0,26 | 0,16 |

## Depósitos das rechãs (terraços)

| | | QUARTZO | QUARTZITO | TOTAL | % QUARTZO | % QUARTZITO | MPS cm | ERRO | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Barata2 | 29 | 157 | 396 | 553 | 0,28 | 0,72 | 15,2 | 0,04 | 0,32 | 0,25 |
| vale Bispo | 30 | 201 | 284 | 485 | 0,41 | 0,59 | 11,8 | 0,04 | 0,46 | 0,37 |
| Torre das Vargens 196m | 28 | 201 | 332 | 533 | 0,38 | 0,62 | 12,7 | 0,04 | 0,42 | 0,34 |
| Torre das Vargens 180 n | 31 | 165 | 329 | 494 | 0,33 | 0,67 | 17,5 | 0,04 | 0,38 | 0,29 |
| Torre das Vargens 190 n | 32 | 140 | 268 | 408 | 0,34 | 0,66 | 16,8 | 0,05 | 0,39 | 0,30 |
| Vale da Bica | 50 | 114 | 300 | 414 | 0,28 | 0,72 | 16,5 | 0,04 | 0,32 | 0,23 |
| TOTAL | | 978 | 1909 | 2887 | 0,34 | 0,66 | 15,1 | 0,04 | 0,38 | 0,30 |

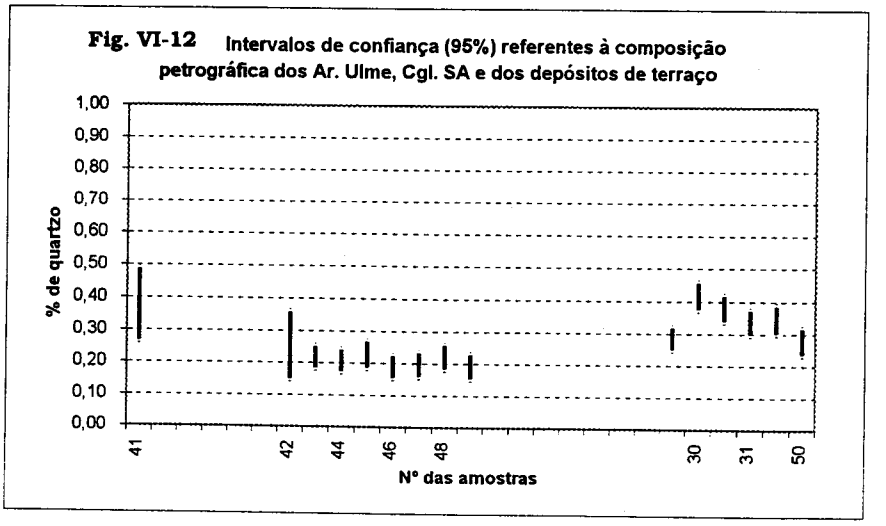


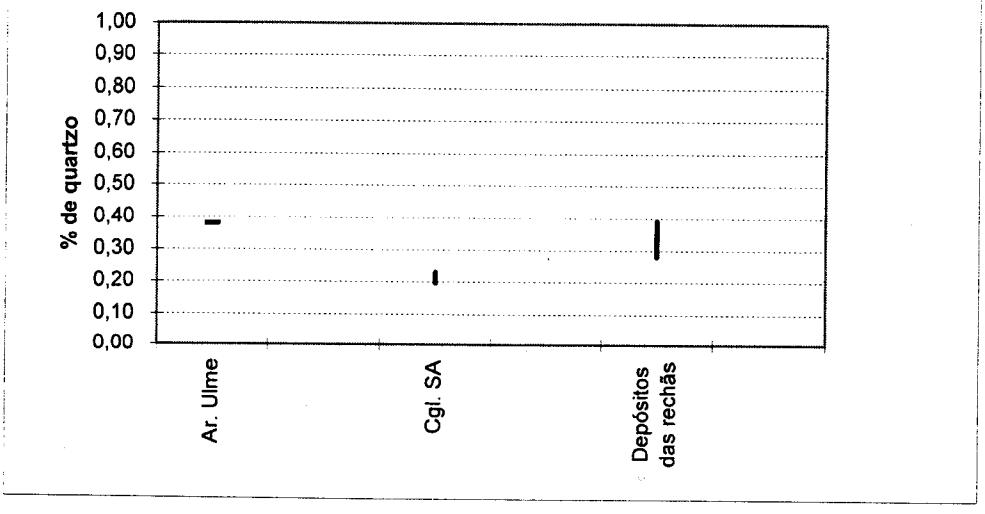

**Fig. VI-12** Intervalos de confiança (95%) referentes à composição petrográfica dos Ar. Ulme, Cgl. SA e dos depósitos de terraço

**Quadro VI-7** **Principais parâmetros estatísticos referentes à composição de cada tipo de depósito (área de Ponte de Sor).**

| | Arenitos de Ulme | Cgl. SA | Depósitos das rechãs |
|---|---|---|---|
| N° de amostras | 1 | 8 | 6 |
| Média quartzo % | 0,38 | 0,21 | 0,34 |
| Variância | | 0,00 | 0,00 |
| Desvio Padrão | | 0,021 | 0,052 |
| Erro Est. | | 0,02 | 0,06 |
| Interv. Confiança | | 0.19 - 0.23 | 0.28 - 0.40 |

| | Ar. Ulme | Cgl. SA | Depósitos das rechãs |
|---|---|---|---|
| Max quatzo % | 0,38 | 0,23 | 0,39 |
| Min quartzo % | 0,38 | 0,20 | 0,28 |

**Fig. VI-13** Intervalos de confiança referentes à composição de cada depósito



ternária das formações sedimentares anteriores, levando à consequente mistura dos elementos siliciclásticos das formações sedimentares mais antigas. Pelo menos é o que parece deduzir-se da Fig. VI-13 que representa os intervalos de confiança para a percentagem de quartzo dos três tipos de depósitos em análise. Os depósitos das rechãs apresentam composição com valor intermédio entre os Cgl. SA e os Arenitos de Ulme, parecendo, até, que a sua composição resulta da mistura das duas unidades. Refira-se, no entanto, que a simples média aritmética daria, para os depósitos das rechãs, um valor inferior ao que na realidade apresentam. No entanto, é preciso ter em conta o reduzido número de amostras, o contributo das unidades litostratigráficas miocénicas, ricas em quartzo e do substrato paleozóico aflorante na ribeira de Sor, que poderão elevar a percentagem de quartzo nos terraços. Nesta amostragem, a amostra de Vale Bispo, com 0, 41 de quartzo, parece ser um bom exemplo dessa situação, por estar próxima de um afloramento do substrato paleozóico.

## 6.5-DEPÓSITOS DO NÍVEL EMBUTIDO DO CAMPO MILITAR DE STª MARGARIDA

### 6.5.1-Análises granulométrias

A maioria das amostras que se apresentam no Quadro VI-8 foram colhidas na área correspondente ao nível do Campo Militar de Stª Margarida (N1CM). Embora o nível do Campo Militar corresponda a uma superfície erosiva, surgem nas extremidades dos planaltos deste nível, a 140-150 m, sobranceiros ao vale do Tejo, ou dos afluentes mais importantes deste rio, algumas acumulações cascalhentas que admitimos possam corresponder aos terraços mais antigos do Tejo ou a depósitos de recobrimento superficial, removidos da superfície culminante para o nível embutido do Campo Militar. Refira-se, no entanto, que mesmo nas condições mais favoráveis, quer os depósitos mais conformes com uma situação de terra-

ço, quer as acumulações cascalhentas de recobrimento superficial são sempre pouco espessos (da ordem de 5 m, ou inferior) e, tanto podem assentar nos Cgl.SA, como em unidades litostratigráficas mais antigas. A primeira situação ocorre nos sítios onde os Cgl. SA estão parcialmente truncados pelo nível do Campo Militar de Stª Margarida (N1CM) e a segunda, nos locais onde aquela unidade litostratigráfica foi totalmente cortada pela superfície de erosão que define o nível do referido Campo Militar.

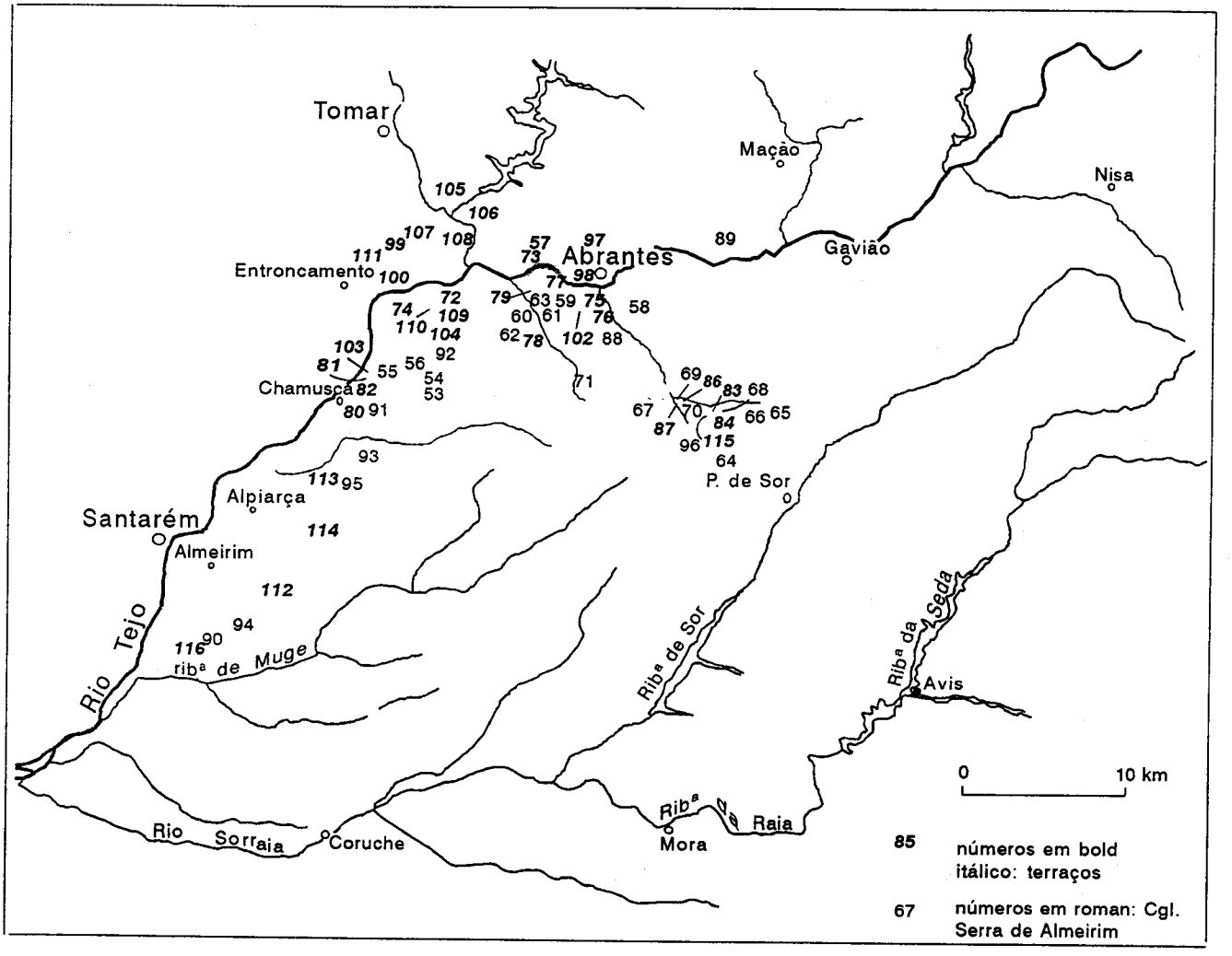
Comparam-se, portanto, as granulometrias da fracção arenosa destes depósitos de terraço do N1CM com a matriz arenosa dos Cgl.SA subjacentes, ou da superfície culminante. Os dados apresentam-se no Quadro VI-8 e a sua expressão gráfica nas Figs. VI-16 a VI-22.

As análises granulométricas dos depósitos de terraço do nível do Campo Militar de Stª. Margarida, representados pelas linhas a cheio nos gráficos, evidenciam, em relação aos Cgl.SA, as mesmas diferenças nos parâmetros estatísticos, que se observaram nas áreas de Ponte de Sor e Mora-Coruche entre os primeiros terraços e os conglomerados e arenitos pliocénicos.

Das 19 amostras dos Cgl. SA e Arenitos de Ulme, 18 são moderadamente calibradas e apenas uma é fracamente calibrada, enquanto das 24 amostras dos depósitos de terraço do nível do Campo Militar, apenas 7 são moderadamente calibradas (com valores de desvio padrão compreendidos entre 0,80 e 1,40), sendo as restantes 17 fracamente calibradas. A calibragem mais deficiente dos depósitos do nível do Campo Militar visualiza-se na verticalidade das curvas dos gráficos (Figs. VI-16 a VI-22), quase sempre inferior nas linhas a cheio.

Salvo raras excepções, as roturas inferior e superior do segmento rectilíneo intermédio das linhas a cheio, posicionam-se acima de 10% e abaixo de 90%, enquanto nas linhas a tracejado, as mesmas roturas ocorrem, quase sempre, abaixo de 10% e próximo de 90%. Tais roturas marcam, de certo modo, as percentagens correspondentes à carga de fundo e em sus-

Fig. VI-14 Localização das amostras



**Quadro VI-8 Granulometrias dos Cgl. SA / Ar. Ulme e dos depósitos de terraço do nível do Campo Militar de Stª Margarida**

## Cgl.SA

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIANA | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Pai Poldro de Cima | 53 | 221,1 | -0,46 | 4,47 | 1,19 | -0,75 | S 0.54 | 0,05 | 3,36 |
| Pai Poldro | 54 | 219,3 | -0,03 | 2,54 | 1,03 | 0,25 | N 0.33 | 0,01 | 4,46 |
| v.g.Cabeça Alta 1ª | 55 | 176,2 | 1,11 | 1,00 | 0,98 | 1,25 | P 0.64 | 1,02 | 4,07 |
| v. g. Lagoa da Murta | 56 | 132,0 | -0,58 | 4,02 | 1,10 | -0,75 | S 0.99 | -0,66 | 5,31 |
| Pai Neto1 | 58 | 167,2 | -0,32 | 4,25 | 1,23 | -0,25 | S 0.56 | -0,33 | 3,85 |
| Boi1 | 59 | 172,1 | -0,02 | 3,57 | 1,21 | 0,25 | N 0.35 | 0,04 | 4,03 |
| Caldelas1 | 60 | 166,3 | -0,40 | 5,85 | 1,22 | -0,25 | MN0.50 | -0,28 | 4,10 |
| Caniceira | 61 | 204,4 | -0,02 | 2,25 | 1,04 | 0,25 | S 0.86 | -0,06 | 5,42 |
| Caldelas2 | 62 | 189,9 | -0,43 | 2,72 | 0,95 | -0,75 | MN 1.6 | -0,53 | 8,35 |
| Cruxifixo1 | 63 | 184,5 | -0,01 | 3,47 | 1,18 | 0,25 | N 0.38 | 0,07 | 4,46 |
| Bufão | 64 | 173,9 | -0,34 | 2,74 | 0,95 | -0,75 | P 0.94 | -0,43 | 5,74 |
| Ramalhais | 65 | 186,3 | -0,02 | 2,90 | 1,21 | -0,25 | S 0.68 | -0,08 | 4,27 |
| Moz | 66 | 177,2 | -0,12 | 2,21 | 0,92 | -0,25 | S 0.70 | -0,16 | 5,55 |
| Pereiro1 | 67 | 144,8 | -0,02 | 4,51 | 1,47 | 0,25 | S 0.51 | 0,00 | 3,27 |
| Martim Pais1 | 81 | 225,6 | 0,18 | 1,92 | 1,20 | -0,25 | P 0.94 | 0,00 | 4,74 |

## Arenitos de Ulme

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIANA | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Brunheirinho1 | 68 | 202,7 | -0,45 | 3,10 | 0,99 | -0,75 | S 0.98 | -0,53 | 5,36 |
| Bemposta1 | 69 | 228,1 | 0,08 | 1,84 | 0,83 | 0,25 | S 0.26 | 0,10 | 5,05 |
| Bemposta2 | 70 | 213,9 | 0,11 | 2,10 | 0,99 | 0,25 | S 0.32 | 0,12 | 4,21 |
| Vale de Açor | 71 | 213,2 | -0,12 | 2,36 | 0,98 | -0,25 | P 0.87 | -0,21 | 5,15 |

## Depósitos de terraço do nível embutido do Campo Militar de STª Margarida

| AMOSTRA | Nº | PESO | MM | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIANA | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| v.g. Gonçalo | 72 | 227,9 | -0,16 | 4,77 | 1,66 | -0,75 | P 0,82 | -0,52 | 3,01 |
| Arripiado | 74 | 222,6 | -0,21 | 5,47 | 1,51 | -0,25 | S 0,82 | -0,32 | 3,60 |
| Caneiro | 75 | 213,4 | 0,15 | 4,81 | 1,66 | 0,75 | S 0,51 | 0,07 | 2,80 |
| Rio Torto | 76 | 228,9 | 0,02 | 2,97 | 1,29 | -0,25 | S 0,80 | -0,08 | 4,26 |
| Boi2 | 77 | 230,9 | 0,48 | 2,74 | 1,47 | 0,75 | S 0,30 | 0,45 | 3,08 |
| Caldelas3 | 78 | 222,2 | -0,13 | 4,16 | 1,54 | -0,75 | P 0,98 | -0,49 | 3,56 |
| Cruxifixo2 | 79 | 232,1 | -0,06 | 8,27 | 1,44 | -2,25 | N 0,88 | -0,66 | 3,78 |
| Cabeça Alta 2ª | 80 | 200,0 | 0,33 | 4,30 | 1,66 | 0,75 | S 0,37 | 0,25 | 2,63 |
| Penasqueira | 82 | 237,3 | -0,44 | 4,95 | 1,29 | -0,75 | S 0,77 | -0,50 | 4,16 |
| Lagarinho | 83 | 216,6 | 0,13 | 10,26 | 1,67 | -2,25 | N 0,26 | 0,14 | 2,35 |
| Brunheirinho2 | 84 | 222,3 | 0,21 | 3,30 | 1,38 | 0,75 | S 0,34 | 0,23 | 3,21 |
| Pereiro2 | 85 | 215,2 | 0,11 | 6,64 | 1,85 | -2,25 | S 0,46 | -0,04 | 2,26 |
| Bemposta3 | 86 | 179,6 | 0,35 | 4,03 | 1,71 | -0,75 | S 0,36 | 0,22 | 2,43 |
| Bemposta4 | 87 | 160,1 | 0,54 | 3,68 | 1,79 | 0,25 | P 0,38 | 0,25 | 2,30 |
| Luz 140 m | 97 | 219,3 | -0,45 | 6,19 | 1,57 | -2,25 | P 0,94 | -0,69 | 3,45 |
| Descampado | 98 | 218,2 | -0,45 | 6,39 | 1,47 | -0,75 | S 1,15 | -0,61 | 4,44 |
| Martinchel | 106 | 193,7 | -0,35 | 5,39 | 1,38 | -2,25 | S 0,40 | -0,39 | 2,75 |
| Cascalheira | 108 | 183,6 | -0,38 | 5,22 | 1,64 | -0,75 | P 1,01 | -0,68 | 3,39 |
| Grou | 107 | 226,8 | -0,16 | 7,6 | 1,66 | -2,25 | S 0,65 | -0,33 | 2,77 |
| Barquinha | 100 | 203,1 | -0,1 | 4,5 | 1,51 | -0,25 | S 0,67 | -0,23 | 3,26 |
| Eguas | 99 | 192,8 | -0,25 | 7,6 | 1,39 | 0,25 | N 0,46 | -0,19 | 3,26 |
| Descampado2 | 171 | 209,2 | -0,46 | 5,03 | 1,59 | -0,75 | P 1,14 | -0,75 | 3,87 |
| Portela | 105 | 244,1 | -0,31 | 4,14 | 1,15 | -0,75 | S 0,22 | -0,34 | 2,87 |
| Cameirões | 102 | 207,7 | -0,01 | 4,74 | 1,35 | 0,25 | N 0,30 | 0,03 | 3,29 |

**Fig. VI-15 Moda, frequência por classes granulométricas (dados referentes ao quadro)**

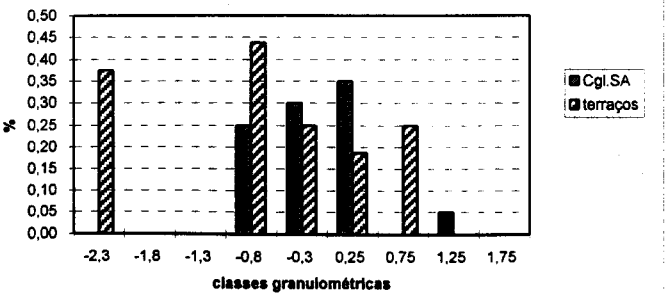


**Fig. VI-16** Granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos de terraços.

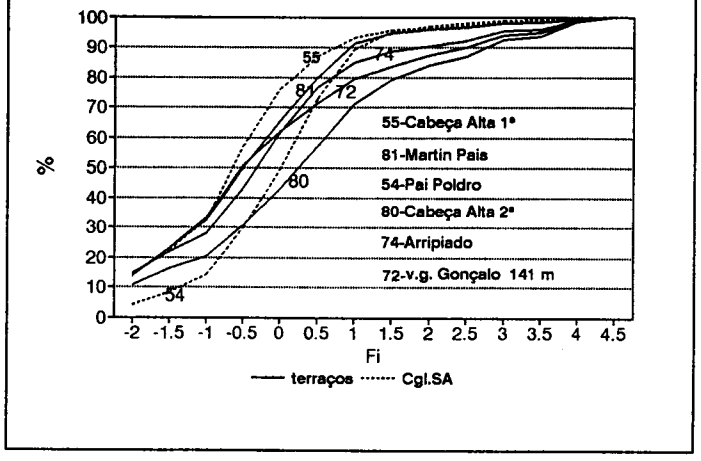



**Fig. VI-17** granulometrias dos Cgl.SA. e dos depósitos de terraços

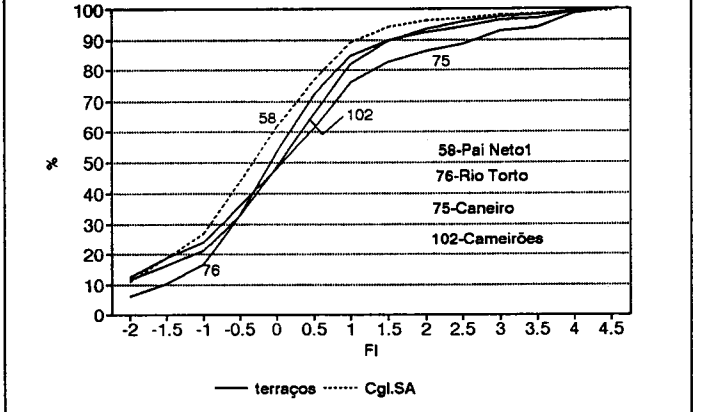



**Fig. VI-18** granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos de terraços

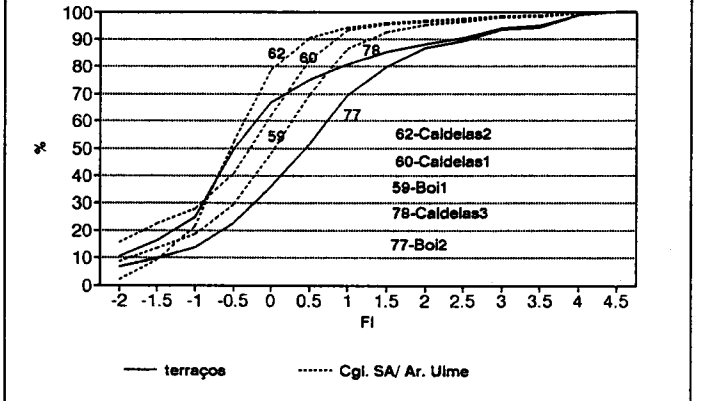


**Fig. VI-19** granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos de terraços

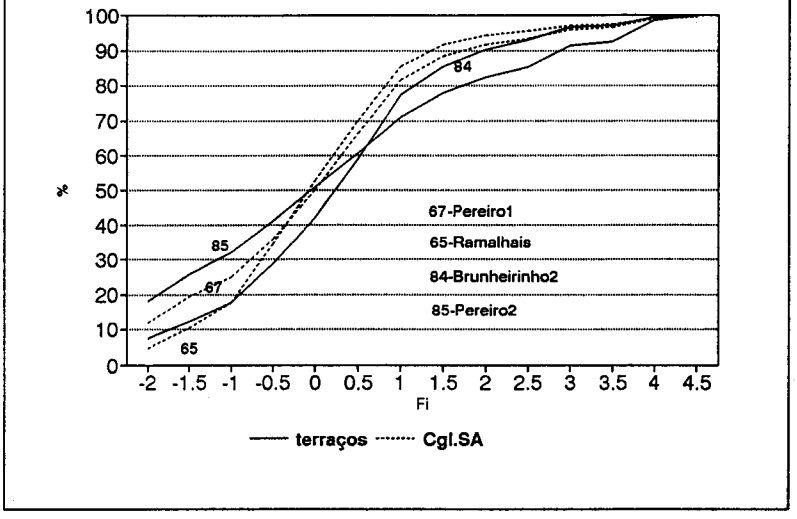



**Fig. VI-20** granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos terraços

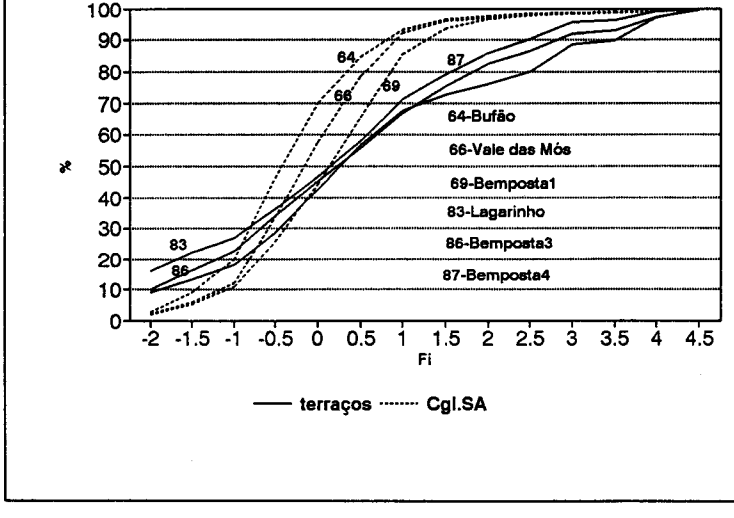


**Fig. VI-21** Granulometrias dos Cgl. Sa e dos depositos de terraço

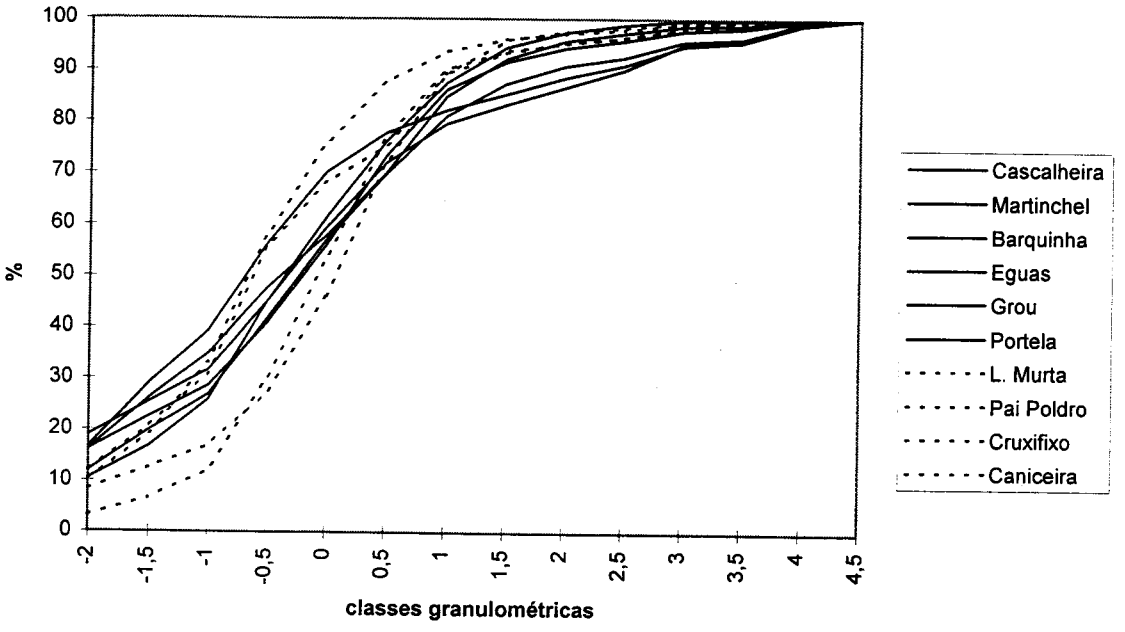
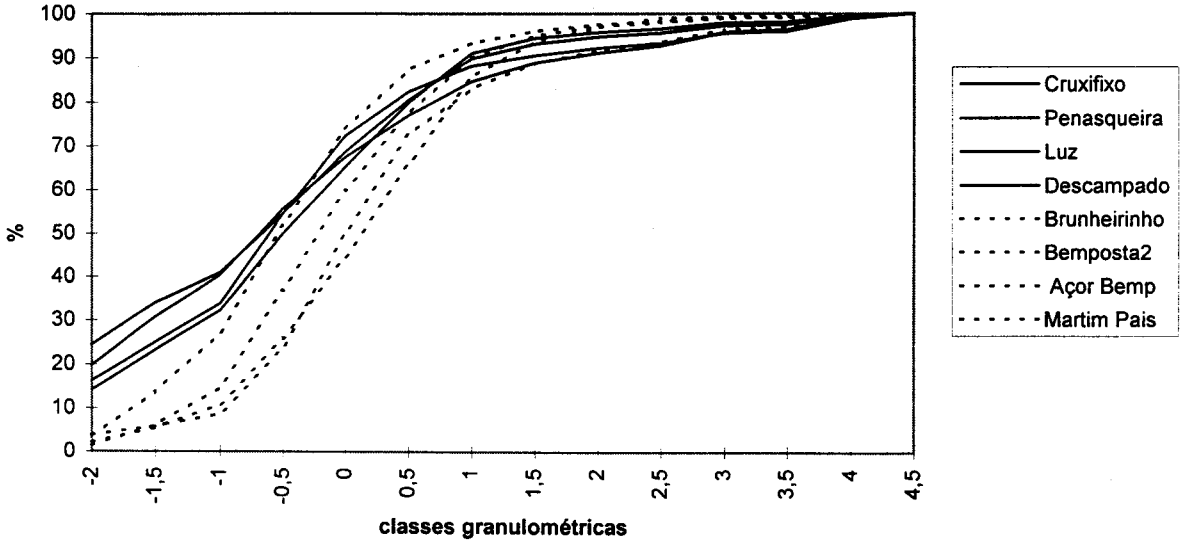



**Fig. VI-22** Granulometrias dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço



pensão (FREDMAN & SANDERS, 1978). Uma e outra são mais abundantes nos depósitos de terraço.

A maioria das amostras de ambos os grupos apresenta curvas de frequências de distribuição aproximadamente simétricas, ou seja, próximas da curva de Gauss. Veja-se no Quadro VI-8, letra S da coluna SKM. No entanto, nos depósitos do nível embutido, o excesso de finos (assimetria positiva) ocorre em 25% das amostras, enquanto amostras com excesso da fracção fina representam 21% dos Cgl. SA (Quadro VI-9).

Quadro VI-9. Número e percentagem de amostras dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço do NCM com assimetria positiva, aproximadamente simétrica e negativa.

| | *Positivo* | | *Aprox. Simétrico* | | *Negativo* | | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Nº | % | Nº | % | Nº | % | |
| Cgl. SA | 4 | 21% | 10 | 53% | 5 | 26% | 19 |
| Terraços | 6 | 25% | 14 | 58% | 4 | 17% | 24 |

Nos Cgl. SA, o peso das classes correspondentes à fracção fina é, em geral, bastante baixo, originando, por isso, um excesso relativo da fracção grosseira, assimetria negativa ou muito negativa em 26% das amostras, contra apenas 17% nos depósitos de terraço. Por outro lado, verificou-se que o excesso de grosseiros (assimetria negativa) nas amostras do nível embutido não se relaciona com diminuição da fracção fina (amostras de Crucifixo e Lagarinho), mas com um aumento muito grande da fracção grosseira, originando, por isso, um excesso relativo de grosseiros, mantendo a fracção fina, em termos absolutos, peso semelhante ao das restantes amostras do grupo. Este facto é claramente visível no percentil 10 das amostras de Lagarinho e Crucifixo, com percentil 10 muito alto e onde a moda corresponde à classe mais grosseira. Por outro lado, amostras dos Cgl. SA com assimetria negativa e muito negativa apresentam valores de

percentil 10 também baixo, demonstrando que o excesso de grosseiros é relativo e tem a ver com deficiência da fracção fina.

No que respeita à moda granulométrica, esta distribui-se por quatro classes nos Cgl. SA e por cinco classes nos depósitos do nível do Campo Militar, mas a dimensão de -2,25 em nenhum caso constitui a frequência máxima dos Cgl. SA (Fig. VI-15). Pelo contrário, esta dimensão constitui a moda de seis amostras dos depósitos de terraço do nível do Campo Militar (mais de 35 % das amostras deste grupo). Fazem parte destas amostras, Lagarinho e Crucifixo, as únicas com assimetria negativa e alto percentil 10, confirmando que a assimetria negativa dos depósitos do nível do Campo Militar está relacionada com o aumento excepcional da fracção grosseira a ponto da classe de maior dimensão granulométrica ter frequência máxima nas duas amostras.

Os depósitos do nível do Campo Militar apresentam também valores ligeiramente inferiores da kurtose traduzindo maior achatamento das curvas de frequências granulométricas, que decorre da deficiente calibragem. Estes factos vêm reforçar a ideia com que ficámos a respeito dos depósitos das rechãs de Ponte de Sor e dos primeiros terraços da área de Mora-Coruche, os quais parecem ter sido transportados, tal como estes, por correntes com carga de fundo e em suspensão superior à das correntes que depositaram os Cgl. SA. Terá esta particularidade alguma relação com a deterioração climática ocorrida por volta dos -2,3 Ma (Pretigliano) e terão essas condições influenciado o tipo de carga dos cursos de água? É possível que as condições climáticas, de "clima húmido", em que se terão depositado os Cgl. SA (BARBOSA, 1995) tenham sido mais favoráveis a uma eficaz protecção das vertentes pelos cobertos vegetais do que as do andar climático seguinte (Pretigliano). Contudo, não se possui qualquer argumento que possa atribuir os depósitos dos terraços mais antigos do Tejo ao referido andar climático

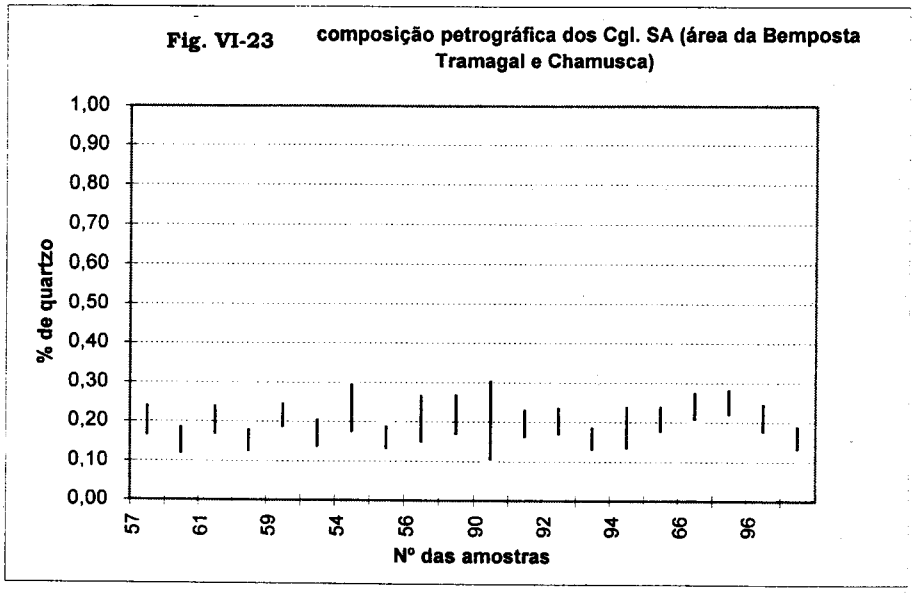
A posição dos depósitos do nível do Campo Militar de Stª Margarida, na extremidade noroeste dos planaltos do referido nível, ou seja, próximo do Tejo e numa forma de claro embutimento em relação à superfície cul-

**Quadro VI-10** **Composição petrográfica dos Cgl. SA na área da Bemposta, Tramagal e Chamusca**



CONGLOMERADOS DE SERRA DE ALMEIRIM

| N° | LOCAL | Quartzo | Quartzito | Total | % de QZ | % Qt | Erro est. | MPS |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 58 | Pai Neto1 | 45 | 251 | 296 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 22,6 |
| 61 | Caniceira | 71 | 279 | 350 | 0,20 | 0,80 | 0,04 | 22,2 |
| 63 | Cruxifixo1 | 60 | 336 | 396 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 21,8 |
| 59 | Boi1 | 102 | 372 | 474 | 0,22 | 0,78 | 0,04 | 19,0 |
| 88 | Cruz Gaio (S. Mig). | 53 | 258 | 311 | 0,17 | 0,83 | 0,04 | 18,8 |
| 54 | Pai Poldro | 35 | 115 | 150 | 0,23 | 0,77 | 0,07 | 23,0 |
| 55 | Cabeça Alta1ª | 65 | 342 | 407 | 0,16 | 0,84 | 0,04 | 22,8 |
| 56 | Lagoa da Murta | 30 | 115 | 145 | 0,21 | 0,79 | 0,07 | 19,7 |
| 89 | Capela Sª dos Matos | 44 | 158 | 202 | 0,22 | 0,78 | 0,06 | 19,0 |
| 90 | Serra de Almeirim | 11 | 43 | 54 | 0,20 | 0,80 | 0,11 | 16,0 |
| 91 | Fonte de Ladeirão | 68 | 280 | 348 | 0,20 | 0,80 | 0,04 | 22,0 |
| 92 | Rodeio 189 m | 76 | 301 | 377 | 0,20 | 0,80 | 0,04 | 29,1 |
| 93 | Ulme 151 m | 66 | 352 | 418 | 0,16 | 0,84 | 0,03 | 17,2 |
| 94 | Concelhos 162 m Aln | 31 | 136 | 167 | 0,19 | 0,81 | 0,06 | 17,9 |
| 95 | Vale de Cavalos | 85 | 325 | 410 | 0,21 | 0,79 | 0,04 | 16,5 |
| 66 | Vale das Mós | 100 | 324 | 424 | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 13,9 |
| 64 | Bufão | 118 | 359 | 477 | 0,25 | 0,75 | 0,04 | 12,9 |
| 96 | Vale Zebro | 75 | 283 | 358 | 0,21 | 0,79 | 0,04 | 9,8 |
| 67 | Pereiro1 | 64 | 337 | 401 | 0,16 | 0,84 | 0,04 | 23,7 |
| | TOTAL | 1199 | 4966 | 6165 | 0,19 | 0,81 | 0,048 | 19,4 |



minante, assim como as semelhanças, em termos granulométricos e de composição petrográfica, com os depósitos das rechãs da área de Ponte de Sor e com os terraços mais antigos da área de Mora-Coruche, levam-nos a considerar estes depósitos do nível do Campo Militar da mesma natureza daqueles, ou seja, equivalentes aos terraços mais antigos do Tejo.

### 6.5.2-Composição petrográfica

Os Cgl. SA revelam grande regularidade na composição petrográfica com intervalos de confiança para o quartzo em torno da média de 19%, como se pode observar no conjunto das amostras colhidas a sul do Tejo (Quadro VI-10 e Fig. VI-23).

Na mesma área, os depósitos de terraço do nível do Campo Militar apresentam maior variabilidade na composição petrográfica, registando enriquecimento em quartzo em relação aos Cgl. SA. Em termos médios, verifica-se aumento de 11% de quartzo nos depósitos de terraço, com intervalos de confiança em torno da média de 30% para o conjunto das amostras (Quadros VI-10, VI-11, VI-12 e Figs. VI-23, VI-24, VI-25). Contagens no mesmo local registam aumento de quartzo entre os Cgl. SA e os depósitos do nível do Campo Militar, nos sítios onde estes depósitos assentam sobre aquela unidade litostratigráfica, como acontece nas amostras de Boi, Crucifixo e Pai Neto.

Verifica-se também maior variabilidade na composição petrográfica das amostras do nível do Campo Militar, como se pode observar através dos valores do desvio padrão (Quadro VI-12 e Fig. VI-25).

Nos depósitos de terraço do nível do Campo Militar é frequente a ocorrência de outros elementos como: liditos, grauvaques, calhaus de granitos e xistos. Estes elementos entram em percentagem reduzida não tendo a sua expressão numérica grande significado estatístico, pois o seu coeficiente de variação (relação, geralmente expressa em percentagem, entre o desvio padrão e a média) é muito grande.

**Quadro VI-11 Composição petrográfica dos terraços do nível do Campo Militar de Stª Margarida.**

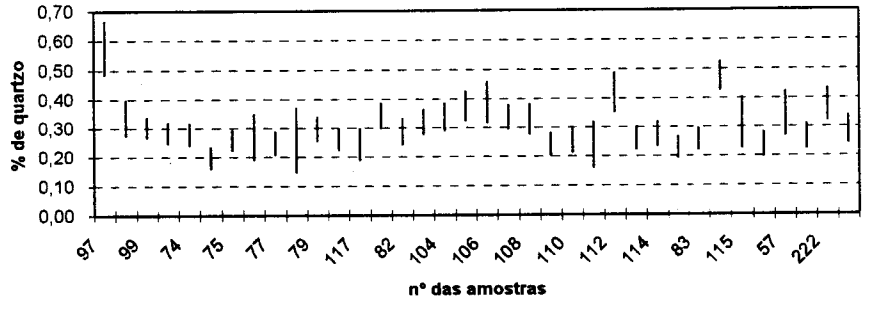
## Depósitos de terraço

| N° | LOCAL | Quartzo | Quartzito | QZ+QT | Outros | % QZ | % QT | Erro Est. | MPS |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 97 | Luz (relevo 146 m) | 65 | 48 | 113 | | 0,58 | 0,42 | 0,09 | 20,7 |
| 98 | Descampado. 123 m (Abrantes) | 79 | 156 | 235 | | 0,34 | 0,66 | 0,06 | 22,1 |
| 99 | Éguas 144 m | 199 | 456 | 655 | | 0,30 | 0,70 | 0,04 | 19,4 |
| 100 | Barquinha 150 m | 157 | 396 | 553 | | 0,28 | 0,72 | 0,04 | 26,3 |
| 74 | v.g. Arripiado 135 m | 144 | 372 | 516 | | 0,28 | 0,72 | 0,04 | 16,3 |
| 72 | v.g.Gonçalo 141 m | 79 | 321 | 400 | | 0,20 | 0,80 | 0,04 | 16,5 |
| 75 | v.g. Caneiro 134 m | 147 | 421 | 568 | | 0,26 | 0,74 | 0,04 | 18,7 |
| 76 | S. Miguel Rio Torto 146 m | 32 | 87 | 119 | | 0,27 | 0,73 | 0,08 | 21,0 |
| 77 | Boi2 141 m | 107 | 324 | 431 | | 0,25 | 0,75 | 0,04 | 21,8 |
| 78 | Caldelas 150 m (remov.) | 15 | 43 | 58 | | 0,26 | 0,74 | 0,11 | 22,7 |
| 79 | Cruxifixo 142 m (Tramagal) | 139 | 328 | 467 | | 0,30 | 0,70 | 0,04 | 20,9 |
| 102 | Cameirões 148 m S.Mig.R.Torto | 130 | 369 | 499 | | 0,26 | 0,74 | 0,04 | 20,5 |
| 117 | v.g.Pai Neto2 149 m (remov.) | 56 | 174 | 230 | | 0,24 | 0,76 | 0,06 | 22,0 |
| 81 | Martin Pais 145 m | 153 | 294 | 447 | 1 | 0,34 | 0,66 | 0,04 | 25,0 |
| 82 | Martin Pais 156 m | 105 | 260 | 365 | 1 | 0,29 | 0,71 | 0,05 | 25,0 |
| 103 | Martin Pais 150 m (barranco) | 140 | 296 | 436 | | 0,32 | 0,68 | 0,04 | 23,0 |
| 104 | v.g. Jordoa 158 m | 125 | 245 | 370 | | 0,34 | 0,66 | 0,05 | |
| 105 | Portela 149 m (cerâmica) | 120 | 200 | 320 | | 0,38 | 0,63 | 0,05 | 33,8 |
| 106 | Martinchel 149 m | 69 | 109 | 178 | | 0,39 | 0,61 | 0,07 | 32,3 |
| 107 | Grou 143 m (povoação) | 157 | 309 | 466 | | 0,34 | 0,66 | 0,04 | 15,1 |
| 108 | v.g.Cascalheira 141 m | 103 | 210 | 313 | 3 | 0,33 | 0,67 | 0,05 | 33,8 |
| 109 | Rodeio (patamar a 155 m) | 109 | 340 | 449 | | 0,24 | 0,76 | 0,04 | |
| 110 | Casal de S.Gonçalo 139 m | 101 | 298 | 399 | | 0,25 | 0,75 | 0,04 | |
| 111 | v.g.Lebre 133 m | 26 | 82 | 108 | | 0,24 | 0,76 | 0,08 | 19,1 |
| 112 | v.g.Franciscão 109 m (Almeir) | 84 | 116 | 200 | | 0,42 | 0,58 | 0,07 | 24,1 |
| 113 | v.g.Carvalhal 133 m V.Caval. (t) | 120 | 337 | 457 | | 0,26 | 0,74 | 0,04 | 20,3 |
| 114 | Lama Atela (rechã 110 m) | 115 | 300 | 415 | | 0,28 | 0,72 | 0,04 | 18,1 |
| 86 | Bemposta3 167 m | 104 | 345 | 449 | | 0,23 | 0,77 | 0,04 | 17,4 |
| 83 | Lagarinho 174 m | 122 | 348 | 470 | | 0,26 | 0,74 | 0,04 | 21,5 |
| 84 | Brunheirinho2 174 m | 181 | 200 | 381 | | 0,48 | 0,52 | 0,05 | 7,0 |
| 115 | Brunheirinho3 174 m | 32 | 70 | 102 | | 0,31 | 0,69 | 0,09 | 17,4 |
| 116 | Ferrarias 100 m | 86 | 272 | 358 | | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 22,2 |
| | **MÉDIAS E TOTAIS** | 3401 | 8126 | 11527 | 5 | 0,30 | 0,70 | 0,05 | 21,5 |

## Outros níveis inferiores de terraços

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 57 | Montalvo (terr. 50 m) | 50 | 95 | 145 | 4 | 0,34 | 0,66 | 0,08 | 27,0 |
| 73 | Montalvo (terr. 80 m) | 104 | 283 | 387 | 1 | 0,27 | 0,73 | 0,04 | 24,6 |
| 222 | Chamusca (miradouro 70 m) | 108 | 178 | 286 | | 0,38 | 0,62 | 0,06 | 19,0 |
| 101 | Tancos 66 m | 98 | 239 | 337 | 11 | 0,29 | 0,71 | 0,05 | 30,3 |
| | **MÉDIAS E TOTAIS** | 360 | 795 | 1155 | 16 | 0,32 | 0,68 | 0,06 | 25,2 |

**Fig. VI-24 Intervalos de confiança (95%) relativos à composição petrográfica dos depósitos de terraço**

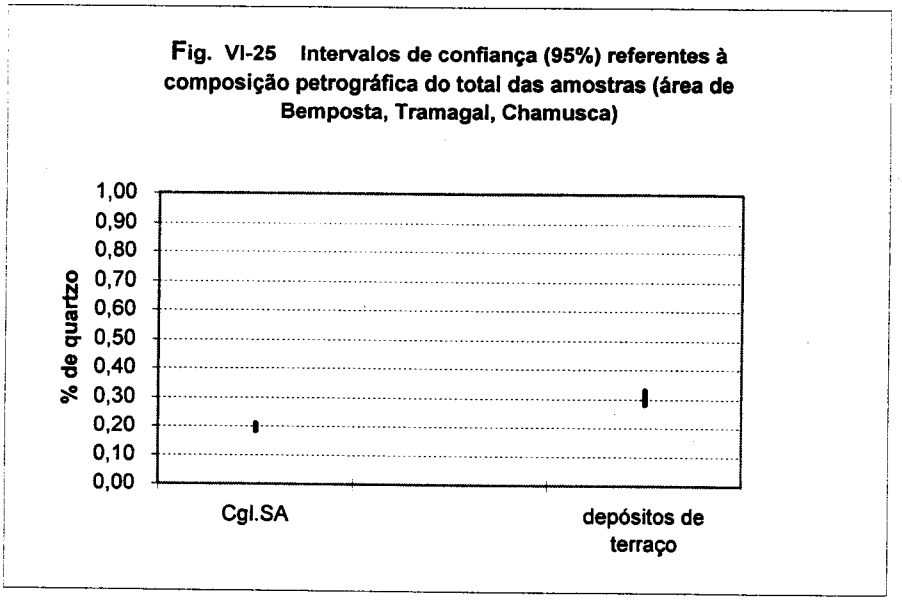


**Quadro VI-12 Principais parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço (área da Bemposta, Tramagal, Chamusca).**

| | Cgl.SA | depósitos de terraço |
|---|---|---|
| **Nº Amostras** | 19 | 36 |
| **Média** | 0,20 | 0,31 |
| **Desv. Padrão** | 0,0296 | 0,07 |
| **Erro Est.** | 0,0133 | 0,0239 |

Intervalos de confiança

| | Cgl.SA | depósitos de terraço |
|---|---|---|
| **Max. quartzo** | 0,21 | 0,33 |
| **Mín. quartzo** | 0,18 | 0,28 |



Mas, o facto destes elementos aparecerem nestes depósitos e a quase total ausência dos mesmos nos Cgl. SA é significativo e, em muitos casos, foi mais um elemento a ter em conta na identificação dos primeiros terraços do Tejo.

## 6.6-DEPÓSITOS DE NÍVEIS EMBUTIDOS DA ÁREA DE GAVIÃO-ALVEGA

### 6.6.1-Análises granulométricas

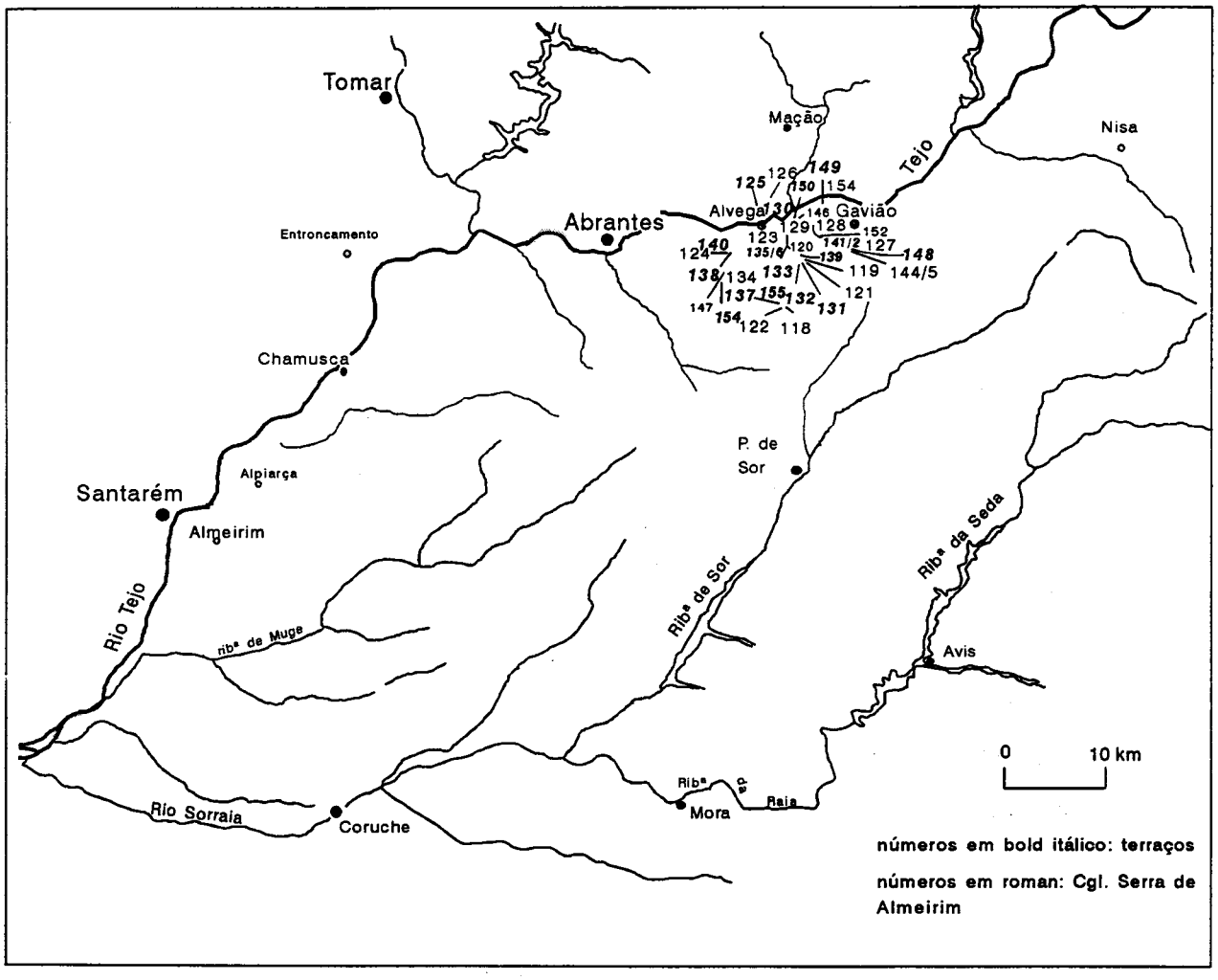
A sueste de Alvega, ocorrem dois patamares entre o vale do Tejo e a superfície culminante da bacia, no Gavião. Estes patamares correspondem ao nível embutido do Campo Militar de Stª Margarida (170-180 m) e ao patamar intermédio com 200-210 m de altitude, interposto entre o NCM e superfície culminante da bacia.

No nível embutido de 170-180 m surgem depósitos pouco espessos (0,5 a 5 m), que também se encontram no topo do patamar intermédio do Alto do Termo (200-210) m e na extremidade noroeste da superfície culminante, próximo do v.g. Abitureira 239 m, assentes nos Cgl. SA. Indicam-se algumas amostras com o mesmo nome, referindo-se uma aos Cgl. SA e a outra, aos depósitos sobrejacentes.

No Quadro VI-13 apresentam-se as análises granulométricas dos Cgl. SA e de depósitos sobrejacentes a estes conglomerados[9], que pelas características granulométricas e composição petrográfica, que a seguir apresentamos, consideramos de terraço, excepto as amostras nº 131 e 132 de Abitureira que nos pareceram depósitos removidos ou de recobrimento superficial.

[9] Estes depósitos assentam nos Cgl. SA, mas estão embutidos nesta unidade litostratigráfica, que se encontra parcialmente truncada pelo nível do Campo Militar de Stª Margarida.

**Fig. VI-26** Localização das amostras da área de Gavião e Alvega



**Quadro VI-13 Granulometrias dos Cg. SA e dos depósitos de terraço da área de Gavião e Alvega**

## Conglomerados de Serra de Almeirim

| LOCAL | Nº AMOST | PESO | MÉDIA | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDN. | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Esteveira 217 m | 118 | 192,9 | -0,38 | 3,36 | 1,04 | -0,75 | S 0.64 | -0,42 | 4,66 |
| Abitureira1 | 119 | 174,5 | -0,5 | 3,96 | 1,18 | -0,75 | S 0.86 | -0,64 | 4,28 |
| Lampreia1 174 m | 120 | 166,6 | -0,51 | 3,96 | 1,19 | -0,75 | S 0.97 | -0,61 | 4,62 |
| Abitureira2 | 121 | 159,0 | 0,83 | 1,32 | 1,18 | 0,25 | MP0.69 | 0,49 | 2,75 |
| Esteveira2 242 m | 122 | 189,1 | -0,45 | 3,18 | 0,97 | -0,75 | S 0.96 | -0,51 | 6,39 |
| Carregal1 170 m | 123 | 191,6 | -0,84 | 5,01 | 1,22 | -0,75 | S 1.53 | -0,95 | 6,31 |
| Cab. Cuco1 160 m | 124 | 176,4 | -0,06 | 2,25 | 0,97 | -0,25 | S 0.79 | -0,08 | 6,38 |
| v.g. Mte. Novo 209 m | 126 | 173,1 | -0,36 | 3,64 | 1,22 | -0,25 | S 1.01 | -0,45 | 4,93 |
| Martenote | 127 | 179,5 | -0,01 | 2,97 | 1,19 | -0,25 | S 0.55 | -0,06 | 4,02 |
| v.g.Cadafáz 264 m | 128 | 149,7 | -0,086 | 2,51 | 1,08 | -0,25 | S 0.85 | -0,16 | 5,06 |
| Lampreia2 186 m | 129 | 239,0 | -0,44 | 4,46 | 1,3 | -0,75 | S 0.68 | -0,55 | 3,49 |

## Depósitos de terraços

| LOCAL | Nº AMOST | PESO | MÉDIA | D10 | SIM | MODA | SKM | MEDIANA | KM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ortiga1 137 m | 130 | 201,6 | -0,15 | 3,53 | 1,40 | -0,75 | P 0.99 | -0,39 | 3,99 |
| Abitureira3 | 131 | 227,1 | -0,32 | 4,31 | 1,58 | -0,75 | MP1.16 | -0,68 | 3,85 |
| Abitureira4 | 132 | 199,2 | -0,39 | 4,42 | 1,78 | -1,25 | MP1.13 | -1,02 | 3,14 |
| Lampreia2 174 m | 133 | 195,9 | -0,13 | 5,06 | 1,72 | -2,25 | P 0.70 | -0,49 | 2,61 |
| Carregal2 170 m | 135 | 217,2 | -0,3 | 7,59 | 1,90 | -2,25 | P 0.87 | -0,76 | 2,67 |
| Carregal3 177 m | 136 | 206,4 | -0,26 | 6,21 | 1,69 | -2,25 | P 0.85 | -0,57 | 3,03 |
| Esteveira 217 m | 137 | 234,1 | -0,02 | 2,88 | 1,14 | 0,25 | S 0.43 | -0,01 | 4,08 |
| Cab. Cuco2 160 m | 138 | 226,9 | 0,17 | 2,67 | 1,43 | 0,25 | S 0.58 | 0,12 | 3,74 |
| Alto do Termo 200 m | 139 | 227,5 | -0,19 | 2,98 | 1,16 | -0,75 | P 0.93 | -0,32 | 4,87 |
| Concavada | 140 | 225,7 | -0,1 | 4,54 | 1,13 | 0,25 | MN0.03 | 0,01 | 3,87 |

**Fig. VI-27 Moda, frequência por classes granulométricas**

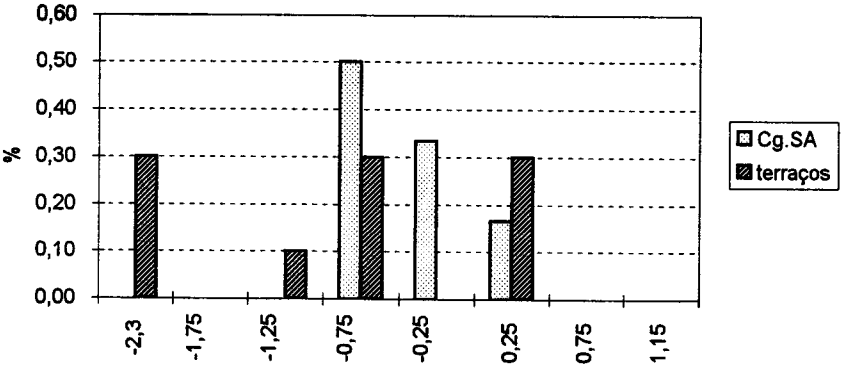


**Fig. VI-28** Granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos de terraços

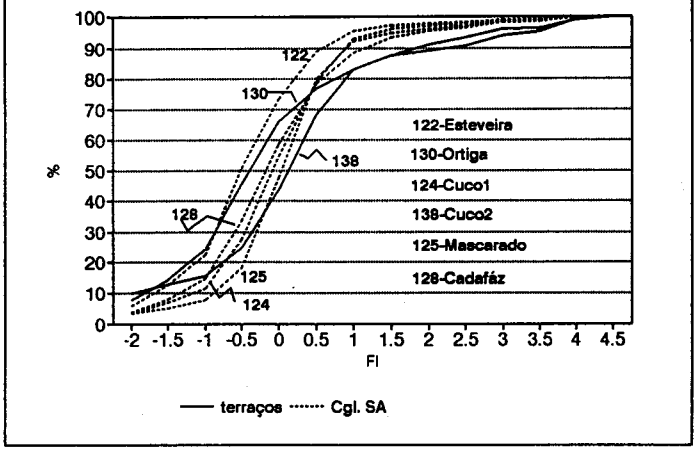



**Fig. VI-29** Granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos terraços

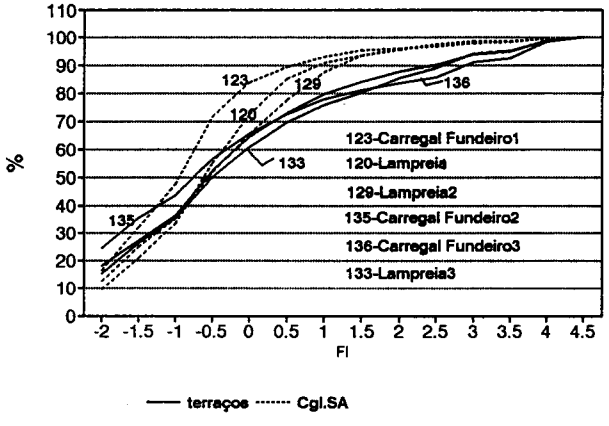
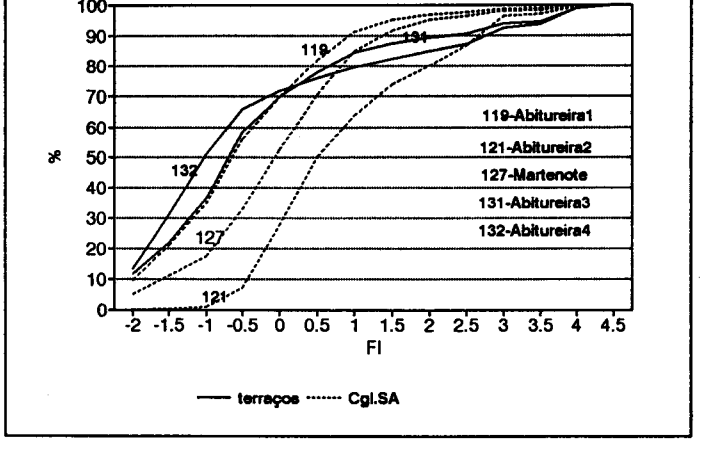



**Fig. VI-30** Granulometrias dos Cgl.SA e dos depósitos de terraços



À semelhança do que acontece com os depósitos de terraço do nível do Campo Militar de Stª Margarida, na área de Tramagal e Chamusca, também aqui a matriz arenosa dos depósitos sobrejacentes aos Cgl. SA apresenta calibragem inferior à matriz dos conglomerados desta unidade litostratigráfica, que se mostra moderadamente calibrada (desvio padrão entre 0,80 e 1,40). Nos depósitos sobrejacentes àqueles conglomerados, a maioria das amostras apresenta fraca calibragem (desvio padrão entre 1,40 e 2,0). A maioria das curvas de frequências relativas dos Cgl.SA aproxima-se da curva de distribuição normal (aproximadamente simétrica), enquanto nos depósitos sobrejacentes a esta unidade litostratigráfica, a maior parte das amostras apresenta excesso de finos (assimetria positiva e muito positiva)[10]. Os depósitos sobrejacentes aos Cgl. SA revelam ainda valores de percentil 10 mais elevados e valores ligeiramente inferiores de kurtose.

Quanto à frequência da moda das granulometrias (Fig. VI-27) verifica-se que esta se distribui por três classes nos Cg. SA e por quatro classes nos depósitos sobrejacentes a estes conglomerados. A classe mais grosseira (-2,25) nunca é a moda nos Cgl. SA, mas nos depósitos sobrejacentes constitui a frequência máxima em 3 amostras deste grupo (cerca de 30% das amostras).

No gráfico de frequências acumuladas (Fig. VI-28), comparam-se as granulometrias do terraço do Tejo de Ortiga e do depósito do cimo do v.g. Cabeço do Cuco 168 m (amostra Cuco2) com os Cgl. SA subjacentes ao depósito do topo do mesmo v.g. Cabeço do Cuco (amostra Cuco1) e da superfície culminante do v.g. Esteveira 235 m e Cadafáz. A curva cumulativa de Cuco2 é semelhante à do terraço do Tejo de Ortiga, enquanto a curva dos conglomerados subjacentes ao depósito de Cuco 2 apresenta comportamento semelhante à dos Cgl. SA.

A rotura superior da curva cumulativa do terraço de Ortiga e do depósito de Cuco2 ocorre próximo da cifra de 80%, enquanto nas amostras de Cuco1, Esteveira e Cadafáz a mesma inflecção verifica-se acima de 90%, indicando maior peso da fracção fina no terraço de Ortiga e no de-

[10] Veja-se a coluna SKM do Quadro V-14.

pósito do topo de Cabeço do Cuco2, relativamente às amostras dos Cgl.SA. A calibragem mais deficiente no terraço de Ortiga e no depósito do Cabeço do Cuco2 nota-se pela inclinação das curvas; menos verticalizadas nestas amostras.

As mesmas características observam-se na Fig. VI-29, entre os depósitos de terraço de Carregal Fundeiro2, Carregal Fundeiro3, Lampreia3 e os Cgl. SA de Carregal Fundeiro1, Lampreia1 e Lampreia2. As curvas cumulativas dos Cgl. SA apresentam verticalidade superior, verificando-se igualmente coincidência da rotura da parte superior das curvas acima da cifra 90%, nos Cgl. SA, enquanto nos terraços a referida inflecção ocorre entre as cifras de 70% e 80% das curvas cumulativas.

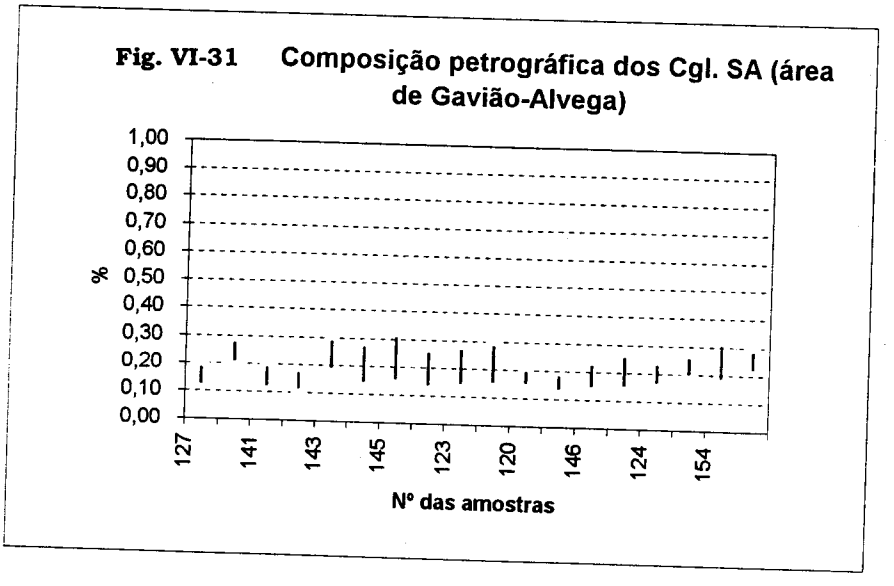
No bordo do planalto v.g. Abitureira, os Cgl. SA sustentam um depósito removido com 2 m de espessura. Observa-se nas curvas desse depósito (Fig. VI-30) pior calibragem e maior quantidade de fracção fina, assinalada com roturas ao nível dos 70% da curva cumulativa, enquanto nos Cgl. SA as mesmas roturas ocorrem ao nível da cifra de 90%.

### 6.6.2-Composição petrográfica

Nos Quadros VI-14 e VI-15 apresenta-se a composição petrográfica dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço. A composição dos dois tipos de depósitos deu informações idênticas às recolhidas noutras àreas da bacia. Os Cgl. SA apresentam intervalos de confiança em torno da média geral de 0,20 para o conjunto das amostras (Quadro VI-14 e Fig. VI-31), com valores extremos que oscilam entre 0,14 e 0,25, enquanto os depósitos de terraço apresentam intervalos de confiança em torno da média geral de 0,28 para o conjunto das amostras, com valores que variam entre 0,23 e 0,41 (Quadro VI-15 e Fig. VI-32). Estes depósitos registam também maior variabilidade na composição petrográfica do que os Cgl. SA, como se pode ver pelos parâmetros de dispersão em torno da média: variância e desvio padrão (Quadro VI-16 e Fig. VI-33).

## Cgl. SA

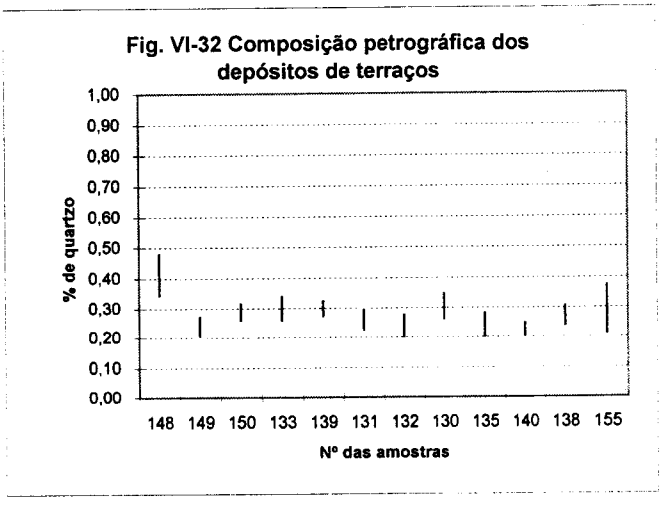
| LOCAL | Nº | Quartzo | Quartzito | Total | % QZ | % QT | Erro Est | MPS cm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Martenote | 127 | 54 | 301 | 355 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 15,0 |
| Cadafaz 270 m | 128 | 98 | 311 | 409 | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 18,0 |
| Cadafaz 247 m | 141 | 44 | 243 | 287 | 0,15 | 0,85 | 0,04 | 21,6 |
| Cadafaz 236 m | 142 | 52 | 318 | 370 | 0,14 | 0,86 | 0,04 | 31,8 |
| Cadafaz 214 m | 143 | 51 | 164 | 215 | 0,24 | 0,76 | 0,06 | 27,5 |
| Pai Dias 262 m | 144 | 26 | 100 | 126 | 0,21 | 0,79 | 0,07 | 26,2 |
| Matos Frades 250 m | 145 | 23 | 77 | 100 | 0,23 | 0,77 | 0,08 | 24,1 |
| Esteveira 217 m | 118 | 26 | 108 | 134 | 0,19 | 0,81 | 0,07 | 25,4 |
| Carregal1 170 m | 123 | 27 | 104 | 131 | 0,21 | 0,79 | 0,07 | 29,5 |
| Lampreia2 186 m | 129 | 27 | 97 | 124 | 0,22 | 0,78 | 0,07 | 24,0 |
| Lampreia1 174 m | 120 | 115 | 550 | 665 | 0,17 | 0,83 | 0,03 | 22,6 |
| v.g. Abitureira1 | 119 | 84 | 453 | 537 | 0,16 | 0,84 | 0,03 | 22,4 |
| Vale de Entrudo 218 m | 146 | 51 | 226 | 277 | 0,18 | 0,82 | 0,05 | 30,3 |
| Barrada1 | 147 | 37 | 145 | 182 | 0,20 | 0,80 | 0,06 | 25,2 |
| Cabeço do Cuco1 | 124 | 78 | 319 | 397 | 0,20 | 0,80 | 0,04 | 19,2 |
| Alto do Termo 180 m | 152 | 110 | 375 | 485 | 0,23 | 0,77 | 0,04 | 28,6 |
| v.g. Belver | 154 | 39 | 120 | 159 | 0,25 | 0,75 | 0,07 | 22,4 |
| v.g.Vale | 134 | 139 | 422 | 561 | 0,25 | 0,75 | 0,04 | 23,5 |
| TOTAL | 18 | 1081 | 4433 | 5514 | 0,20 | 0,80 | 0,05 | 24,3 |



**Quadro VI-15 Composição petrográfica dos depósitos de terraço (área de Gavião e Alvega)**

Depósitos de terraço

| Local | Nº | Quartzo | Quartzito | Outros | Total | % QZ | % QT | Erro Est. | MPS |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vale Pai Dias | 148 | 65,0 | 93 | | 158 | 0,41 | 0,59 | 0,08 | 12,2 |
| Cadafáz 176 M | 149 | 95,0 | 305 | | 400 | 0,24 | 0,76 | 0,04 | 23,4 |
| v.g. Entrudo 188 m | 150 | 169,0 | 421 | | 590 | 0,29 | 0,71 | 0,04 | 23,8 |
| Lampreia2 174 m | 133 | 100,0 | 235 | | 335 | 0,30 | 0,70 | 0,05 | 22,6 |
| Alto do Termo 200 m | 139 | 205,0 | 486 | | 691 | 0,30 | 0,70 | 0,03 | 30,0 |
| Abitureira3 | 131 | 100,0 | 287 | | 387 | 0,26 | 0,74 | 0,04 | 24,3 |
| Abitureira4 | 132 | 78,0 | 250 | | 328 | 0,24 | 0,76 | 0,05 | 26,5 |
| Ortiga | 130 | 97,0 | 204 | 18 | 319 | 0,30 | 0,64 | 0,05 | 31,6 |
| Carregal Fund. (Moinho) | 135 | 70,0 | 216 | | 286 | 0,24 | 0,8 | 0,05 | 20,0 |
| Mte. Cortido (Concavada) | 140 | 157,0 | 517 | 26 | 700 | 0,22 | 0,74 | 0,03 | 32,0 |
| Cabeço do Cuco | 138 | 122,0 | 327 | | 449 | 0,27 | 0,73 | 0,04 | 28,3 |
| Esteveira 242 m | 155 | 30,0 | 73 | | 103 | 0,29 | 0,71 | 0,09 | 18,5 |
| Mascarado | 125 | 105,0 | 230 | | 335 | 0,31 | 0,69 | 0,05 | 22,4 |
| Total | | 1393,0 | 3644,0 | 44,0 | 5081,0 | 0,28 | 0,71 | 0,05 | 24,28 |

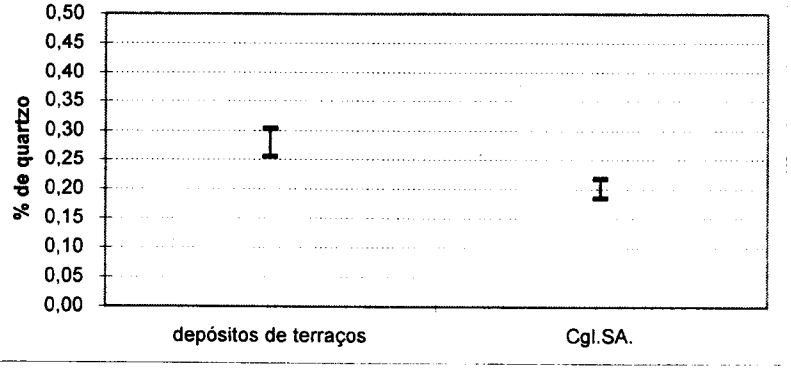


**Quadro VI-16 Principais parâmetros estatísticos referentes à composição petrográfica dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço (área de Gavião e Alvega)**

| | depósitos de terraços | Cgl.SA. |
|---|---|---|
| Nº Amostras | 14 | 18 |
| Média | 0,28 | 0,20 |
| Variância | 0,0021 | 0,0012 |
| Desv. Padrão | 0,05 | 0,04 |
| Erro Est | 0,02 | 0,02 |

| | depósitos de terraços | Cgl.SA. |
|---|---|---|
| Máx. quartzo | 0,30 | 0,22 |
| Mín. quartzo | 0,26 | 0,18 |

**Fig. VI-33 Intervalos de confiança (95%) referentes à composição petrográfica das amostras dos Cgl.SA e dos terraços (área de Gavião-Alvega).**



No Alto do Termo (amostra nº139), verificou-se que o depósito conglomerático assente nas Argilas de Tomar contém calhaus e blocos rolados de quartzito com rolamento de 0,32, mas o rolamento médio do depósito (quartzo e quartzito) é apenas de 0,28, facto que se atribui ao fraco rolamento de alguns calhaus de quartzo (0,22). Este depósito deve constituir um terraço pois, nos Cgl. SA, o quartzo adquire rolamento superior ao do quartzito. A presença de elementos subangulosos de quartzo conjuntamente com calhaus de quartzito e quartzo rolados indica que o depósito do Alto do Termo (amostra nº 139) corresponde a um depósito contaminado por elementos de origem local, neste caso, quartzo proveniente directamente do soco.

No v.g. Cabeço do Cuco (168 m), o depósito conglomerático do topo do patamar (amostra Cuco2) apresenta elementos líticos pouco resistentes (xistos). Estes elementos brandos são frequentes nos terraços, mas raramente aparecem nos Cgl. SA. No v.g. Cabeço do Cuco, os depósitos de terraço assentam nos Cgl. SA que foram quase totalmente truncados pelo nível do Campo Militar de Stª Margarida. O depósito de terraço tem cerca de 4 m de espessura.

Os depósitos assentes sobre os Cgl. SA, que acabam de se referir, devem constituir provavelmente os primeiros terraços do Tejo, na área do nível do Campo Militar de Stª Margarida.

É curioso verificar, nos mesmos sítios, enriquecimento em quartzo entre os Cgl. SA e os depósitos de terraço que assentam sobre aqueles. Este facto é visível nos pares de amostras do v.g. Cabeço do Cuco, Abitureira e Lampreia. Este aumento de quartzo não se deve à dimensão dos calhaus, pois o enriquecimento neste elemento é acompanhado de aumento do MPS naqueles locais e, pelas razões que se explicaram anteriormente, medições em calhaus de maior tamanho apresentam menos quartzo. Portanto, o aumento do número de calhaus de quartzo não se deve a uma questão do tamanho dos calhaus, tomados para contagens, mas a contaminações vindas de unidades miocénicas mais ricas neste mineral, ou dos filões de quartzo do Maciço Hespérico.

No patamar, a 174 m, ao norte de Lampreia (Fig. V-20 e V-23 do capítulo anterior) o depósito do topo contém 30% de quartzo e assenta nos Cgl. SA com 17%. Situação idêntica ocorre na extremidade norte da superfície de Barrada (v.g. Cabeço do Cuco) onde o depósito do topo com 27% de quartzo assenta nos Cgl. SA com 20% deste elemento. O depósito do topo é mais mal estruturado, apresenta elementos de xisto e aumento de MPS a par da calibragem mais deficiente da fracção arenosa.

### 6.6.3-A composição dos terraços do nível embutido mais antigo na área de Glória do Ribatejo e Santo Estevão, comparação com terraços de níveis inferiores

Apresenta-se no Quadro VI-17 a composição petrográfica dos depósitos correspondentes a manchas assinalados nas cartas geológicas 31-C (Coruche) e 35-A (Santo Estevão) (ZBYSZEWSKY & VEIGA FERREIRA, 1968 e 1969) com Q1, a 75-95 m, ao norte do rio Sorraia e com Q2 a sul deste curso de água, na área dos v.g. Peso (78 m) e Cascalho (60 m) prolongando-se para sudoeste até à área do Campo de Tiro de Alcochete.

Ao nível do afloramento, estes depósitos chegam a lembrar os Clg. SA, pois exibem tonalidades avermelhadas devido à intensa oxidação do ferro presente na matriz areno-argilosa, a qual se encontra também muito consolidada. Os clastos estão manchados de tons vermelhos vivos e alaranjados. Numa primeira interpretação encarámos mesmo a hipótese de pertencerem àquela unidade pliocénica, parcialmente truncada pelo nível de Mora-Lamarosa. No entanto, a composição petrográfica destes depósitos está muito mais próxima da composição de outros terraços do Tejo do que da composição dos Cgl. SA.

## 6.7-SÍNTESE E INTERPRETAÇÃO DE CONJUNTO DOS DEPÓSITOS DE TERRAÇO

Quadro VI-17 **Composição petrográfica, dimensão dos clastos e calibragem da matriz dos terraços na área de Glória do Ribatejo**

**Terraços do nível embutido mais antigo da bacia (N1)**

| *Local e Coordenadas* | *Terraço e alt.* | *% Quartzo* | *MPS cm* | *Calibragem da matriz* |
|---|---|---|---|---|
| Cocharro ND 344 225 | T1 94 m | 0,35 | 20 | ? |
| Gloria do Ribatejo ND320 177 | T1a 70 m | 0,31 | 17 | 0,9 moderada |
| Cascavel ND 305 136 | T1 80 m | 0,31 | 15 | ? |
| Peso ND 267 089 | T1 78 m | 0,32 | 15 | 0,9 moderada |
| Colmeirinho ND 285 138 | T1 72 m | 0,30 | 15 | ? |
| Cascalho ND 223 035 | T1 60 m | 0,35 | 15 | 0,8 moderada |

**Outros níveis inferiores de terraços**

| *Local e Coordenadas* | *Terraço e alt.* | *% Quartzo* | *MPS cm* | *Calibragem da matriz* |
|---|---|---|---|---|
| Malhadios ND 342 299 | T2a 57 m | 0,44 | 22 | ? |
| Chã da Murta ND 313 278 | T2a 50 m | 0,35 | 16 | |
| Glória do Ribatejo ND 286 253 | T2a 40 m | 0,32 | 20 | 0,9 moderada |
| Chã da Murta ND 334 274 | T2a 54 m | 0,35 | 15 | ? |
| Carvoeira ND 185 076 | T2 33 m | 0,36 | 23 | 1,2 fraca |

### 6.7.1- Síntese dos resultados

Nas áreas que foram objecto de análise, verificaram-se diferenças nas granulometrias da matriz arenosa dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço cujas características sedimentológicas passamos a resumir.

Apesar de tanto os Cgl. SA como os depósitos de terraço constituirem deposições fluviais, certos parâmetros estatísticos, principalmente desvio padrão, percentil10, assimetria e kurtose mostram pequenas diferenças nos processos de transporte e sedimentação de cada um dos depósitos.

Os depósitos de terraço apresentam, quase sempre, desvio padrão mais elevado, revelando pior calibragem, maior percentagem de grosseiros e de finos nas classes representativas e valores inferiores de kurtose. O excesso de finos traduz-se em curvas de assimetria positiva, em maior número nos depósitos de terraço do que nos Cgl. SA, que primam por curvas aproximadamente simétricas. O excesso da fracção fina exprime-se nas representações gráficas por roturas nas curvas cumulativas entre 70% e 80% da população, enquanto nos Cgl. SA, a rotura correspondente à mesma fracção ocorre, quase sempre, acima de 90%. O excesso de grosseiros traduz-se em valores mais elevados de percentil10 nos depósitos de terraço, chegando algumas amostras a ter a moda na classe de maior dimensão (-2,25), situação que nunca ocorre nos Cgl. SA. Estas características revelam diminuição relativa das granulometrias de dimensão intermédia a favor das classes extremas do lado dos grosseiros e dos finos, que acabam por se traduzir na deficiente calibragem e em valores mais baixos da kurtose nos depósitos de terraço.

As Figs.VI-34 a VI-37, referentes ao total das amostras de todas as áreas da bacia ao sul do Tejo, traduzem isso mesmo. Na representação gráfica do desvio padrão versus kurtose e do desvio padrão versus percentil 10, verifica-se separação em campos distintos dos Cgl. SA e dos depósitos de terraço (Fig. VI-34). Estes dispõem-se quase todos à direita do valor de desvio padrão 1,3, enquanto os Cgl. SA se colocam, quase todos, à esquerda daquela referência. No que respeita aos valores da kurtose, verifi-

ca-se que a maioria das amostras dos depósitos de terraço têm valores inferiores a 4, enquanto nos Cgl. SA sucede praticamente o inverso. No percentil10, quase todas as amostras dos Cgl. SA apresentam valores inferiores a 4, mas nos depósitos de terraço, dois terços das amostras têm valores acima daquela referência (Fig. V-35).

A representação do desvio padrão *versus* moda (Fig. VI-36) revela que a classe de –2,25 não constitui, em nenhum caso, a frequência máxima nos Cgl. SA, enquanto nos depósitos de terraço constituiu a classe modal em 9 amostras, 12% do total. Na distribuição da moda pelas restantes classes não se notam grandes diferenças, excepto nas classes de 0,75 e 1,25, que constituem mais vezes a moda dos Cgl. SA do que nos depósitos de terraço.

A representação do desvio padrão *versus* assimetria não exprime a propriedade de desvio positivo, observado em grande número das amostras dos depósitos de terraço, pelo facto dessa propriedade resultar de valores relativos entre a fracção grosseira e a fracção fina dentro da mesma amostra. Assim, ao compararem-se amostras diferentes, um valor de assimetria 0,38 pode corresponder a uma curva de desvio positivo numa amostra e, noutra amostra, o mesmo valor pode corresponder a uma curva aproximadamente simétrica. Deste modo, as propriedades relativas à assimetria das curvas visualizam-se através das percentagens de amostras com simetria positiva, negativa ou aproximadamente simétricas em cada tipo de depósitos de todas as áreas da bacia a sul do Tejo (Fig.VI-38). Nos Cgl. SA, só 10% das amostras apresentam assimetria positiva, sendo a maioria das curvas aproximadamente simétricas (cerca de 70%), enquanto nos depósitos de terraço, a assimetria positiva corresponde a 47% das amostras e as curvas aproximadamente simétricas a quase outras tantas, havendo muito poucas com assimetria negativa.

### 6.7.2-Interpretação do sistema deposicional dos terraços mais antigos da bacia

**Fig. VI-34** Total das amostras, representação da kurtose contra o desvio padrão

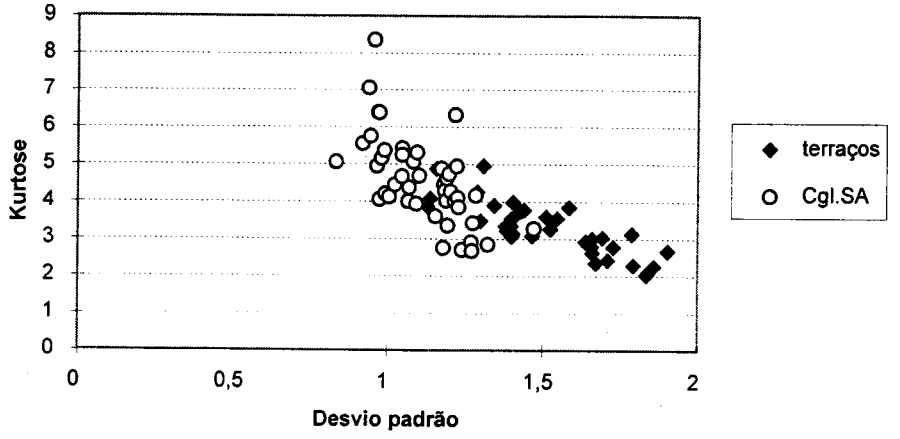



**Fig. VI-35** Total das amostras, representação do desvio padrão contra o perdentil 10

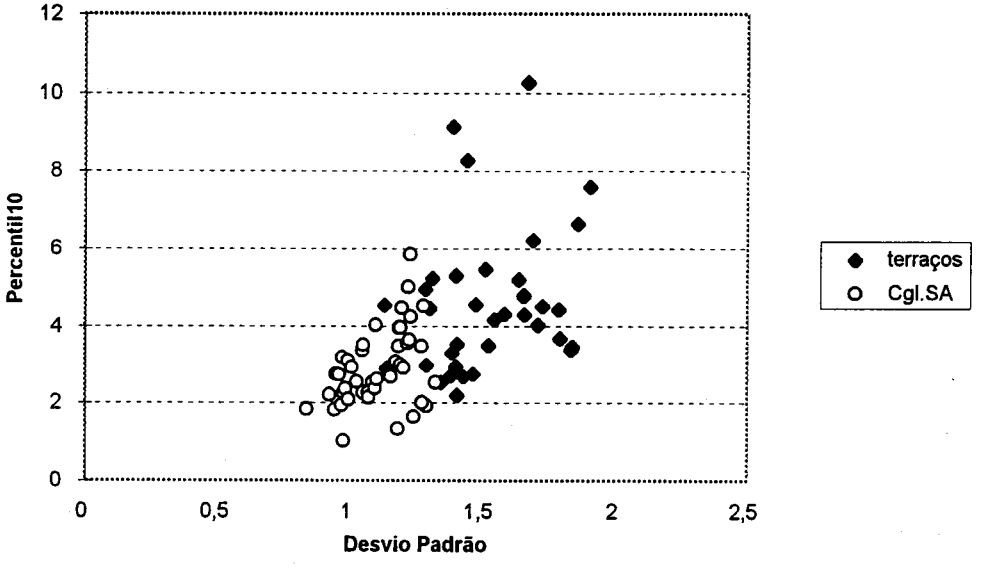



**Fig. VI-36** Total das amostras, representação do desvio padrão contra a moda

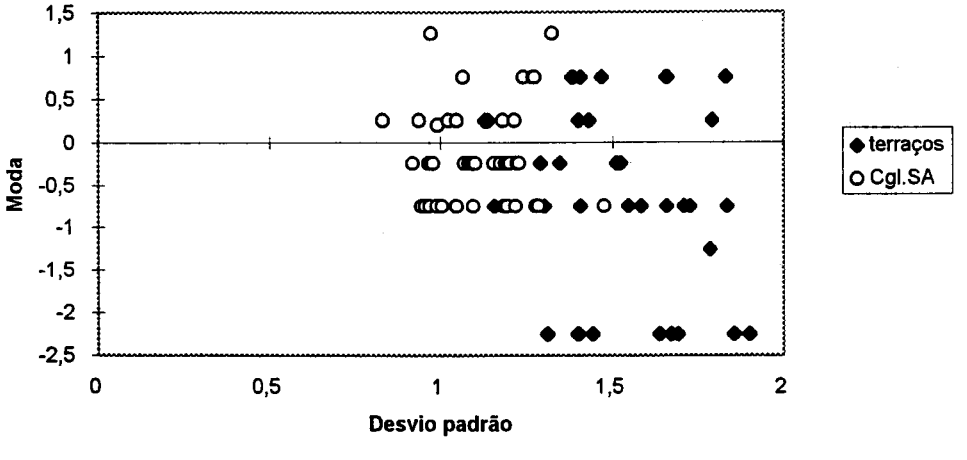


**Fig. VI-37** Total das amostras, representação do desvio padrão versus skewness

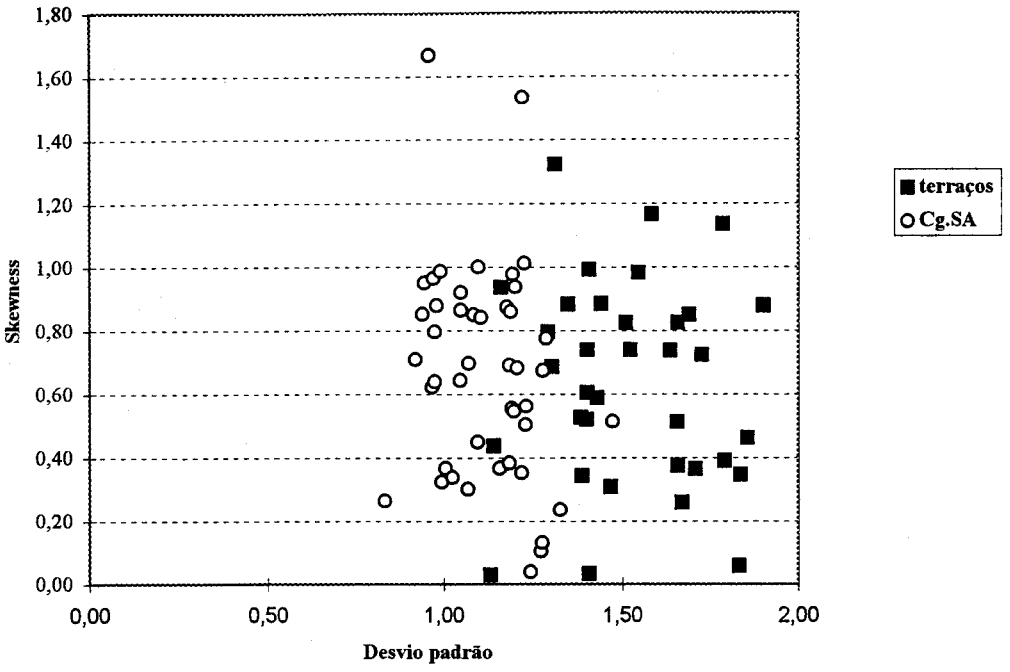
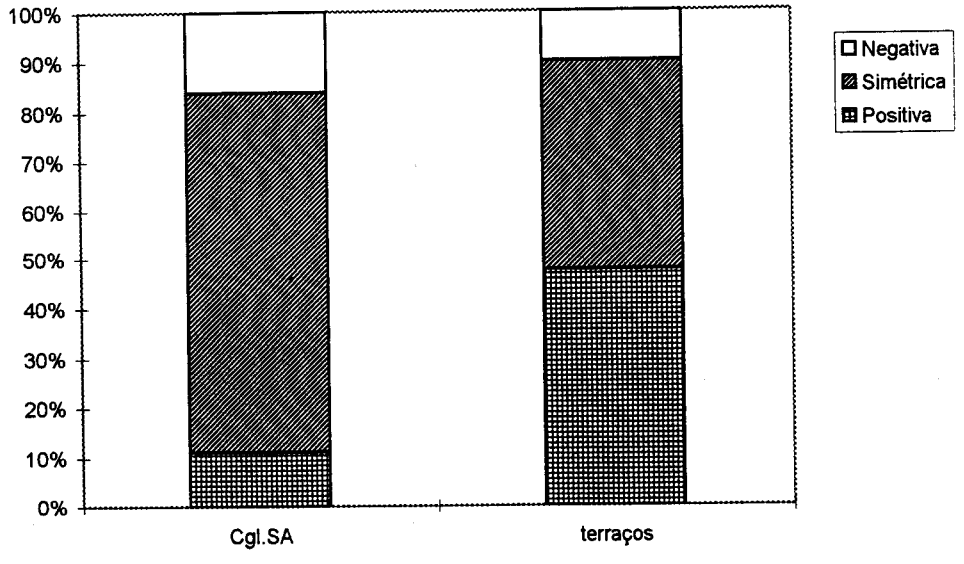



**Fig. VI-38** percentagem de amostras com assimetria (skewness) positiva, negativa ou aproximadamente simétrica



A correlação dos depósitos de terraço com o nível embutido mais antigo da bacia, a que se junta uma constituição petrográfica derivada maioritariamente dos Cgl. SA, indicam origem essencialmente intraformacional dos depósitos de terraço, com algumas contaminações extraformacionais, trazidas pela drenagem cujos prolongamentos excedem os limites da bacia sedimentar: casos do rio Sorraia, Divor, ribeira da Raia, rios Tejo e Zêzere. As contaminações consistem no enriquecimento de quartzo com baixo rolamento, de elementos líticos residuais de menor resistência ao transporte, como xistos e pedaços de granito. A mistura de elementos com origens diversas concorda com as características polimodais dos depósitos de terraço. Esta propriedade dos depósitos é observável em curvas de frequências relativas, mas a sua representação foi preterida a favor das curvas de frequências acumuladas. A remoção a partir de unidades litostratigráficas anteriores, que conduziu à mistura dos diversos elementos líticos, levou também à reorganização da estrutura dos depósitos e, ao mesmo tempo, a uma maior imaturidade textural dos mesmos. Essa imaturidade exprime-se na elevada percentagem de finos e de grosseiros da matriz arenosa, na calibragem mais deficiente e, em determinados casos, na contaminação com arenitos arcósicos e calhaus de quartzo com fraco rolamento.

Pode estranhar-se o aumento da imaturidade dos depósitos ligados às formas de embutimento com o retrabalhar dos mesmos pelas correntes fluviais, pois, por norma, a maturidade dos depósitos vai aumentando com as sucessivas retomas dos materiais pelas correntes ou, o mesmo é dizer, com a distância que vão percorrendo (TUCKER, 1990). Neste caso, a imaturidade dos depósitos dos terraços deve interpretar-se face às modificações ocorridas na dinâmica sedimentar da bacia na transição do Pliocénico para o Quaternário. Os Cgl. SA representam a etapa final de colmatação da bacia e "correspondem a um sistema deposicional aluvial com canais entrançados de carga predominantemente cascalhenta, definindo uma drenagem regional para SSW" (BARBOSA & REIS 1989; BARBOSA, 1995). Esta drenagem era suficientemente extensa, com colectores principais provenientes de Espanha (CUNHA, 1992), a ponto de dar aos calhaus

de quartzito e quartzo notável grau de rolamento e, ao mesmo tempo, permitir razoável calibragem da matriz arenosa dos Cgl. SA.

Os depósitos de terraço, na maioria dos casos analisados, correspondem ao início da fase erosiva e assinalam nova reorganização da drenagem em função do levantamento regional e de áreas desigualmente subsidentes no interior da bacia. Em muitos casos, corresponde a uma drenagem mais curta, com início no interior da bacia e, provavelmente também mais energética, em função do abaixamento do nível de base geral que determinou a formação do primeiro nível embutido. Esta drenagem removeu os elementos siliciclásticos dos Cgl.SA e de outras unidades litostratigráficas subjacentes, mas parece ter sido incapaz de seleccionar os materiais de uma forma tão eficaz como o havia feito a drenagem fini-neogénica que depositou os Cgl. SA, pois os trajectos percorridos são bastante mais curtos, iniciando-se muitos cursos de água no interior da bacia.

Na reorganização da rede de drenagem, verifica-se modificação da composição petrográfica, mesmo nos depósitos com origem intraformacional. O enriquecimento em quartzo é relativamente pequeno nas áreas onde a drenagem se inícia no interior da bacia, mas, nas áreas com cursos de água provenientes do exterior, casos das ribeiras da Seda-Raia e do Divor, o enriquecimento naquele elemento chega a ser considerável, ultrapassando o quartzito nalgumas amostras. Parte do enriquecimento de quartzo deve derivar de filões deste mineral, nas rochas metamórficas do soco, de unidades litostratigráficas do bordo norte da bacia (leques aluviais), ou ainda, dos complexos da base da série sedimentar, aflorantes no bordo oriental da bacia muito ricos em quartzo anguloso; é o caso das formações atribuídas ao Paleogénico na cartografia geológica. Como se referiu no capítulo IV, os leques aluviais da superfície culminante ao norte do Tejo são muito mais ricos em quartzo dos que os Cgl. SA a sul do Tejo, mas a extensão destes leques a montante da falha de Gavião é diminuta. Este facto poderá explicar a menor percentagem de quartzo nos terraços mais antigos do Tejo da área de Gavião-Alvega (Quadro VI-15), comparativamente a outros terraços, mais a jusante, onde as diferenças percentuais se revelaram mais marcantes.

Nas áreas onde a drenagem se inicia no interior da bacia sedimentar, admite-se que o enriquecimento em quartzo se fez à custa das unidades litostratigráficas subjacentes aos Cgl. SA, como os Arenitos de Ulme, ou em leitos conglomeráticos interstratificados na unidade das Argilas de Tomar, ricos em quartzo. O enriquecimento dos terraços em quartzo, feito a partir de unidades litostratigráficas subjacentes aos Cgl. SA pode parecer contraditório com a posição dos primeiros terraços, assentes, em muitos locais, naquela unidade litostratigráfica. No entanto, como se viu no capítulo III, há todo um conjunto de pequenos degraus tectónicos que criaram, no interior da bacia, compartimentos desigualmente desnivelados. Em consequência disso, a rede de drenagem entra nas unidades estratigráficas subjacentes aos Cgl. SA através de pequenos embutimentos nos compartimentos levantados. Estas situações ocorrem nas imediações de desnivelamentos tectónicos, como sucede nos planaltos do NCM, entre Alvega e Gavião; no planalto da Lagoa da Murta, a leste de Chamusca e junto aos relevos de S. Facundo e Vale de Água, a nordeste de Bemposta.

Em termos médios, pode considerar-se um incremento de 10% de quartzo nos depósitos de terraço. O aumento do quartzo não se pode atribuir à variação da dimensão dos calhaus pois, de certa forma, há uma relação inversa entre a dimensão dos calhaus e a percentagem de quartzo, uma vez que nas dimensões maiores, os calhaus são maioritariamente de quartzito. Nos mesmos locais, ou próximos, o MPS é ligeiramente superior nos terraços (Est. VI-1). Atendendo a este factor, deveria verificar-se aumento do quartzito, em vez do quartzo, nos depósitos de terraço. Como isso não acontece, o aumento do quartzo não se explica pelo efeito da concentração residual, no sedimento, do quartzo em detrimento do quartzito, mas uma proveniência por contaminação; seja ela do Maciço Hespérico, ou de unidades litostratigráficas subjacentes mais ricas neste mineral. Essa contaminação é suficientemente forte para contrariar o aumento relativo do quartzito determinado pela deposição dos elementos siliciclásticos maiores nos depósitos de terraço.

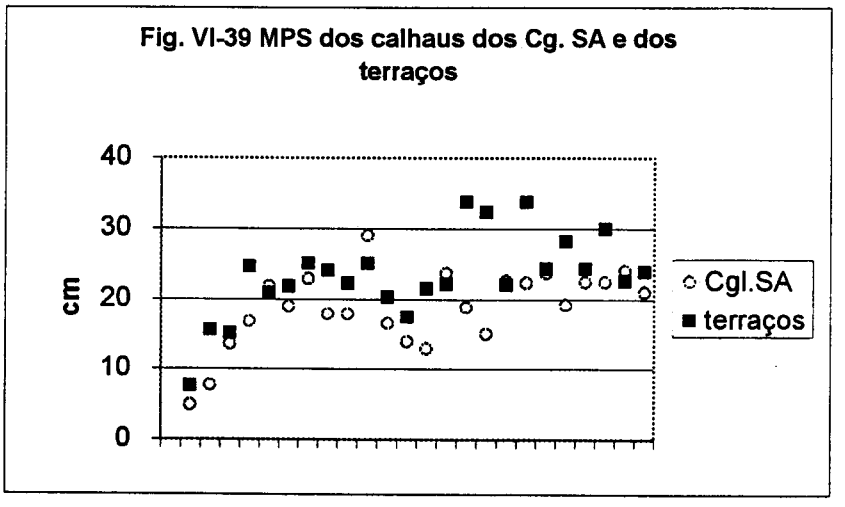
A comparação da dimensão dos calhaus entre os Cgl. SA e os depósitos de terraço requere algumas cautelas, pois esta comparação só é válida

quando feita nos mesmos locais, ou próximos. Comparações do MPS entre unidades diferentes e áreas muito afastadas não têm grande significado, pois na mesma unidade, verifica-se diminuição geral da dimensão dos calhaus das áreas proximais para as áreas distais e, dentro da mesma unidade, registam-se sequências verticais com gradação, em geral positivas. Por isso, a comparação do MPS entre unidades diferentes pode não ser tão rigorosa quando se desconhece parte da sequência vertical da unidade estratigráfica. Por isso, na comparação da dimensão dos calhaus usam-se apenas as amostras do mesmo local, ou locais muito próximos (Quadro VI-18 e Fig. VI-39). Como se pode verificar, em 75% dos casos registou-se aumento do MPS entre os Cgl. SA e os depósitos de terraço. Esse aumento é muito variável consoante os locais, tendo pouco significado a variação média de quase 5 cm do conjunto das amostras. Como na maioria das amostras se verifica aumento da dimensão dos calhaus, admitimos que os casos em que se verifica diminuição do MPS correspondam às casualidades acima referidas: por exemplo, medição de um depósito deixado por um canal importante nos Cgl. SA e, por casualidade do afloramento, medição do MPS num depósito de terraço dum canal secundário.

O aumento do MPS, nos terraços, pode traduzir aumento da energia do sistema fluvial, determinada pelo encaixe da rede, pelo aumento do declive e alteração da geometria do vale, ou aumento do caudal. Com estes factores relaciona-se a progradação dos materiais conglomeráticos para jusante, em paralelo com processo de dissecação da bacia, cuja expressão morfológica é o primeiro nível embutido (nível de Mora-Lamarosa s.l.). A progradação dos materiais grosseiros acompanha o encaixe da rede quaternária, depositando-se litofácies grosseiras, onde a drenagem finineogénica depositara materiais mais finos. Apontam-se, como exemplo, a deposição das cascalheiras dos primeiros terraços do Sorraia e Divor sobre as fácies areníticas distais dos Cgl. SA (Arenitos de Ulme), nas áreas de Mora-Coruche, ou a dimensão dos calhaus dos Cgl. SA, no cimo da serra de Almeirim (17,9 cm) e dos terraços do Tejo de Franciscão (24 cm) e Ferrarias (22,2 cm), na mesma área.

**Quadro VI-18** **Comparação do *mean maximum particle size* (MPS) dos calhaus dos Cgl.SA e dos terraços em locais próximos. Locais muito próximos estão a sombreado.**

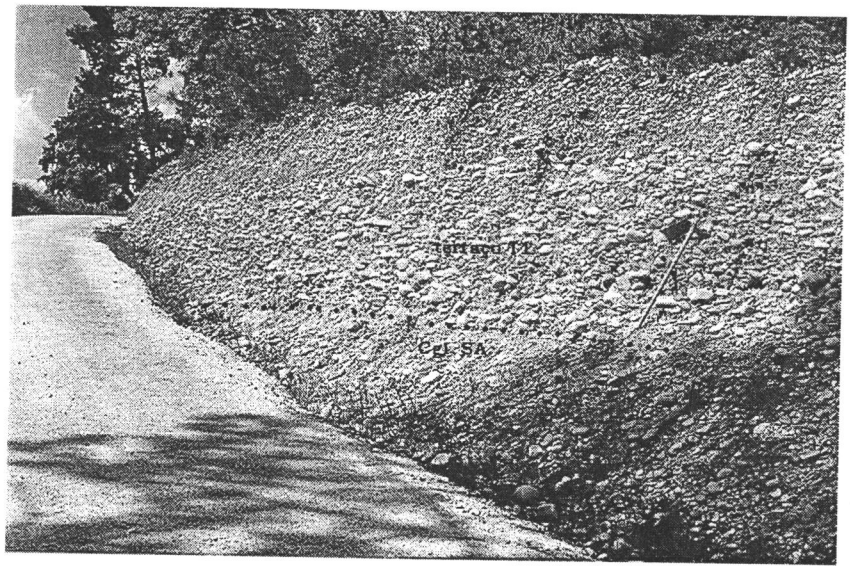
| | Dimensão do MPS em cm | | |
|---|---|---|---|
| *Area ou local* | *Cgl.SA* | *terraços* | *Diferença* |
| Área de Mora | 4,9 | 7,6 | 2,70 |
| Barata | 7,7 | 15,5 | 7,80 |
| Ponte de Sor | 13,5 | 15,1 | 1,60 |
| Montalvo | 16,8 | 24,6 | 7,80 |
| Cruxifixo | 21,8 | 20,9 | -0,90 |
| Boi | 19 | 21,8 | 2,80 |
| Cabeça Alta | 22,8 | | |
| Martim Pais | | 25 | 2,2 |
| Serra de Almeirim | 17,9 | | |
| Franciscão | | 24 | 6,1 |
| Ferrarias | | 22,2 | 4,3 |
| Rodeio | 29,1 | | |
| Martim Pais | | 25 | -4,1 |
| Vale de Cavalos | 16,5 | 20,3 | 3,8 |
| Vale das Móz | 13,9 | | |
| Bemposta3 | | 17,4 | 3,5 |
| Bufão | 12,9 | | |
| Lagarinho | | 21,5 | 8,6 |
| Pereiro | 23,7 | 22,1 | -1,6 |
| Chorafome | 18,9 | | |
| Cascalheira | | 33,8 | 14,9 |
| Medroa | 15 | | |
| Martinchel | | 32,3 | 17,3 |
| Pai Neto | 22,6 | 22 | -0,6 |
| Cartaxa | 22,3 | | |
| Portela | | 33,8 | 11,5 |
| Pereiro | 23,7 | 24,3 | 0,6 |
| Cuco | 19,2 | 28,3 | 9,1 |
| Abitureira | 22,4 | 24,3 | 1,9 |
| Abitureira | 22,4 | | |
| Alto do Termo | | 30 | 7,6 |
| Lampreia | 24 | 22,6 | -1,4 |
| Cadafáz | 21 | 23,8 | 2,8 |
| Média total | 18,8 | 23,3 | 4,51 |



Conjuntamente com o aumento de quartzo, regista-se maior variabilidade na composição petrográfica entre as amostras dos depósitos de terraço, que contrastam com certa regularidade da composição dos Cgl. SA ao sul do Tejo. De forma geral, a composição petrográfica regista muito bem as vicissitudes da rede de drenagem, tais como: travessia de afloramentos do soco, confluência de outras linhas de água com carga diferente, ou remoção de outros depósitos além dos Cgl. SA. Corroboram esta interpretação as próprias estruturas sedimentares que se referiram na distinção dos terraços e dos Cgl. SA. O predomínio de estruturas sedimentares de conglomerado maciço (Gm) com imbricação de calhaus e maior escassez de corpos arenosos e de conglomerado com estruturas entrecruzadas côncavas (Gt) e de conglomerado estratificado planar (Gp) nos depósitos de terraço, associados ao aumento do MPS, são reveladores de fluxos mais energéticos, provavelmente confinados a vales, com possibilidades de migração lateral de canais mais reduzida relativamente aos Cgl. SA, depositados em planície aluvial extensa. Nos modelos fluviais que comportam estruturas sedimentares do tipo Gm (*Gravel massive*) e que são fundamentalmente os rios cascalhentos de canais entrançados e os leques aluviais, o predomínio de estruturas do tipo Gm é conforme com situações mais proximais, enquanto estruturas sedimentares Gt (entrecruzado côncavo) e Gp (entrecruzado planar) são mais comuns em situações um pouco mais distais, sem que nenhuma seja exclusiva de qualquer modelo e duma posição determinada dentro do sistema fluvial (WALKER, 1979, COLLINSON, in READING, 1978, GALLOAW & HOBDAY, 1983). Os depósitos de terraço apresentam estruturas concordantes com situações de deposição mais proximal relativamente aos Cgl. SA que, nas áreas mais distais, desenvolvem cada vez maior número de corpos arenosos, passando às suas correspondentes fácies areníticas distais (Arenitos de Ulme) (BARBOSA, 1995).

O carácter mais proximal, evidenciado pelas estruturas sedimentares dos depósitos de terraço, parece-nos em conformidade com a reorganização da drenagem na bacia, na transição do Pliocénico para o Quaternário. Esta reorganização ter-se-á traduzido em bacias-vertente mais curtas relativamente à drenagem fini-neogénica, com provável aumento do declive

longitudinal dos cursos de água devido ao levantamento geral. Tais modificações concordam com a pior calibragem da matriz arenosa dos depósitos de terraço e com o aumento do MPS. Mas estes cursos de água, mais energéticos, transportaram também maior quantidade de elementos finos, como ficou demonstrado em praticamente todas as amostras. As correntes transportavam também mais carga em suspensão. Qual o significado deste registo no sedimento? Terá alguma relação com a deterioração climática do final do Pliocénico (Pretigliano ou Eburiano), períodos que poderão ser apontados para a elaboração do nível embutido mais antigo da bacia? A estas questões não é ainda possível dar resposta satisfatória. Elas constituem um desafio para trabalhos futuros. Contudo o as correlações estratigráficas dos Cgl. SA com unidades continentais de outras bacias e que fundamentalmente a colocam no Pliocénico superior (Placenciano) (CUNHA, 1992; PIMENTEL, 1997), ou no Pliocénico inferior, podendo ir até à base do Pliocénico superior (BARBOSA, 1995), poderão ser elementos a ter em conta quanto ao posicionamento estratigráfico do nível embutido mais antigo da bacia (NML.s.l.) e dos depósitos de terraço que lhe estão associados.




Est. VI-1 Depósitos conglomeráticos dos terraços mais antigos do Tejo na extremidade norte do planalto de Stª Margarida (145 m). Note-se a descontinuidade da base do terraço, sublinhada pela diferença no MPS entre os depósitos do terraço e dos Cgl. SA subjacentes.

# CAPÍTULO VII

# OS *GLACIS* E TERRAÇOS DO TEJO

Neste capítulo abordam-se os vários níveis de terraço e de *glacis* do médio e baixo Tejo português. Subdividimos o vale do Tejo nestes dois troços: o baixo vale, que vai de Vila Nova da Barquinha ao delta interior, em frente de Alhandra e o médio vale, correspondente ao troço E-W do Tejo, entre Vila Nova da Barquinha e Gavião. Estes dois troços do Tejo apresentam características morfológicas e dinâmicas fluviais diferenciadas. O primeiro é um vale aluvial largo, sujeito a inundações e que termina no delta interior acima referido; o segundo é bastante mais estreito, sobretudo onde o rio corta o Maciço Antigo, como acontece imediatamente a montante de Vila Nova da Barquinha e entre Abrantes e Tramagal.

Abordam-se os vários níveis embutidos em dois aspectos: o do seu escalonamento morfológico e continuidade ao longo do Tejo e o da sua natureza, ou génese. Tenta-se ainda estabelecer algumas hipóteses de correlação entre os três níveis embutidos mais desenvolvidos do médio e baixo Tejo, em termos de funcionalidade temporal, assunto que se pensa prosseguir em futuros trabalhos.

## 7.1-TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS TERRAÇOS DO TEJO

De todos os trabalhos sobre os terraços do Tejo destaca-se a clássica obra em dois volumes de BREUIL & ZBYSZEWSKI, *Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et leurs rapports avec la Géologie du Quaternaire* (1942 e 1945). A estas obras seguiram-se outras sínteses (ZBYSZEWSKI, 1946, 1947, 1954, 1958 e 1985).

Os trabalhos na área de Alpiarça e Almeirim (BREUIL & ZBYSZEWSKI, 1945; ZBYSZEWSKI, 1946, 1947) levaram ao reconhecimento de quatro níveis de terraços no vale do Tejo, assinalados por Q1, Q2, Q3 e Q4, na cartografia geológica. Naquela área, o terraço mais desenvolvido corresponde ao Q3, designado "terraço médio" (ZBYSZEWSKI, 1946, 1947, 1958 e 1985), tendo os depósitos deste terraço merecido estudo pormenorizado, tanto em termos da organização sequencial da sua litologia, como de pesquisas arqueológicas, que conduziram a um modelo explicativo da formação dos terraços do Tejo (ZBYSZEWSKI, 1946).

Segundo ZBYSZEWSKY (1946), estes enchimentos aluviais quaternários estão associados às variações do nível do mar, de natureza glacioeustáticas e a causas climáticas dos períodos glaciários e interglaciários, que fizeram variar o caudal do Tejo nesses períodos. De acordo com o modelo concebido por aquele autor, as fases de escavamento do vale terão coincidido com os períodos glaciários de abaixamento do nível do mar e clima fresco e chuvoso, enquanto as fases de enchimento aluvial coincidiriam com a subida do nível de base marinho (fase transgressiva) nos períodos interglaciários, de clima quente e seco. Associou-se a sedimentação grosseira e mal calibrada da base do enchimento aluvial de cada terraço ("depósitos de início do ciclo") a dejecções torrenciais laterais e processos de solifluxão nas vertentes, resultantes do entalhe em condições de máxima humidade dos períodos glaciários. Estes depósitos eram então redistribuídos pelo rio que, possuindo fortes caudais, ia transportando os sedimentos grosseiros para jusante.

Os sedimentos mais finos de areias e argilas ("depósitos de meio de ciclo"), sobrepostos aos materiais grosseiros da base, foram associados à fase transgressiva do mar e ao período interglaciário de clima quente e seco, correspondendo os sedimentos finos de argilas ao máximo de secura. Intercalações conglomeráticas no interior das areias e argilas foram associadas a pequenos episódios pluviais (BREUIL & ZBYSZEWSKI, 1945; ZBYSZEWSKI, 1946). No esquema apresentado, o enchimento termina com cascalheiras derivadas, por solifluxão, do terraço anterior mais alto

("depósitos de fim de ciclo"), que correspondem à mudança climática no sentido do aumento progressivo da pluviosidade e do arrefecimento, que iniciam novo período glaciário (ZBYSZEWSKI, 1946).

O tipo de indústrias paleolíticas, principalmente as do corte de Vale do Forno (Alpiarça), levaram BREUIL & ZBYSZEWSKI (1945) a considerar as cascalheiras da base do "terraço médio" de idade Mindel, os materiais finos sobrejacentes (areias e argilas) ao interglaciário Mindel-Riss e as recorrências grosseiras do topo deste terraço ao início do Riss. Os quatro níveis de terraços foram ordenados de acordo com a cronologia clássica, então reconhecida para as praias do Mediterrâneo, daí que o enchimento aluvial deste terraço tenha sido correlacionado com o andar marinho Tirreniano e com o interglaciário Mindel-Riss da cronologia glaciária alpina (BREUIL & ZBYSZEWSKI, 1945: p. 597-598). Na ordenação dos terraços, o critério altimétrico foi rigidamente seguido e, como norma, foram considerados pliocénicos os depósitos acima de 100 m de altitude. Na área de Alpiarça-Santarém foram reconhecidos quatro níveis de terraços: "terraços sicilianos", ou superiores (Q1), entre 75-95 m; "altos terraços", milazziano (Q2), aos 65-75 m; "terraço médio", tirreniano (Q3), entre 35-60 m e "baixos terraços", ou grimaldianos (Q4), a 15-20 m de altitude.

O critério altimétrico veio influenciar a cartografia geológica do Quaternário, na bacia do Tejo e nas áreas junto do litoral, relegando a influência da tectónica para papel secundário. Veja-se ZBYSZEWSKI (1946) e a síntese posterior do mesmo autor do ano de 1958.

O modelo glacio-eustático tem sido largamente questionado por isso (DAVEAU, 1980; SOARES DE CARVALHO, 1981) e por encerrar algumas deficiências no que respeita à espessura dos depósitos dos terraços, que não aparece claramente indicada nos cortes (DAVEAU, 1980 e 1993).

A natureza fina da sedimentação levou DAVEAU (1980) a questionar-se sobre o ambiente fluvial tranquilo em que se teria formado o "terraço médio", admitindo que este terraço teria ficado protegido das oscila-

ções marinhas, devido a subsidência relacionada com a falha do vale inferior do Tejo.

DAVEAU (1993) também se questiona sobre o significado das indústrias paleolíticas na datação dos terraços. Embora a maioria dos artefactos daquelas indústrias tenha sido colhida *in situ*, o aparecimento de instrumentos líticos, na estratigrafia dos terraços, não significa forçosamente que aqueles sejam da mesma idade destes, apenas nos indicam a idade máxima do terraço, no caso da tipologia das indústrias ser bem conhecida.

A idade dos depósitos do "terraço médio" do Tejo, atribuída ao interglaciar Mindel-Riss (ZBYSZEWSKI, 1946), é questionada por RAPOSO *et al.* (1985), com base no estudo tipológico dos materiais da estação paleolítica de Vale do Forno (Alpiarça). Estes autores consideram que os instrumentos encontrados naquela estação justificam a atribuição da indústria a um período mais recente (Acheulense superior final) do que o que lhe foi atribuído por Zbyszewski em 1946, pelo que, RAPOSO *et al.* (1985) acham necessário rever a idade das formações quaternárias da região. Recentes datações por termoluminiscência (RAPOSO & SANTOJA, 1995), nos níveis estratigráficos superiores do "terraço médio", que suportam indústrias Acheulense e Micoquense (RAPOSO *et al.*, 1985), parecem confirmar a ideia deste autor, que apontava para o final do Plistocénico Médio, início do Plistocénico superior, a idade dos níveis estratigráficos superiores do "terraço médio". A mesma posição é defendida por AZEVEDO *et al.* (1998), ao considerar que a unidade superior do terraço (*Upper Sands*), assente sobre a unidade conglomerática da base (*Lower Gravels*) teria sido depositada durante um interglaciário. As indústrias líticas encontradas nesta unidade superior, juntamente com (controversas) datações por termoluminiscência (TL), apontariam para uma idade do interglaciar Eemiano.

## 7.2-OS NÍVEIS EMBUTIDOS DO BAIXO VALE DO TEJO.

A jusante de Chamusca, os níveis embutidos do baixo vale do Tejo encontram-se bem desenvolvidos, principalmente na margem esquerda deste rio (Fig. VII-1). O primeiro nível embutido na superfície culminante (nível de Mora-Lamarosa) foi analisado no capítulo V. Como se referiu, o NML forma uma superfície de erosão extensa, entalhada pela rede hidrográfica actual, enquanto os patamares abaixo do NML são menos desenvolvidos e encontram-se numa situação de claro embutimento de vale, dispostos num escalonamento mais conforme com as situações de terraço.

No bordo ocidental do NML surgem materiais conglomeráticos correspondentes aos terraços mais antigos do Tejo, cujo estudo sedimentológico se apresentou no capítulo VI. Os depósitos destes terraços contrastam com os sedimentos pliocénicos e miocénicos desta área, essencialmente areníticos e greso-argilosos, em que assentam os conglomerados dos terraços.

Em termos geomorfológicos, os terraços mais antigos do Tejo, por norma, não se encontram embutidos no NML, podendo até surgir ligeiramente salientes desta superfície, circunstância que atribuímos ao diferente desempenho, face à erosão, dos conglomerados dos terraços, relativamente às formações greso-argilosa em que se desenvolve o NML. Admitimos, no entanto, que numa fase anterior tenha existido ligeiro embutimento dos terraços mais antigos do Tejo no NML, pois esse embutimento ainda é visível no patamar de Franciscão, situado do lado norte da serra de Almeirim, no planalto de Ervideira (144 m), situado na extremidade norte do nível do Campo Militar de Santa Margarida (carta de Abrantes) e no terraço de Cabeço do Cuco, ao sul de Alvega (Figs. VII-1, VII-6 e VII-9).

O estudo dos terraços mais antigos do Tejo teve uma preocupação essencialmente sedimentológica (veja-se toda a abordagem do capítulo VI), o que não acontece neste capítulo, sobre os *glacis* e terraços mais recentes, onde se valoriza a componente geomorfológica (escalonamento dos vários patamares).

Em termos de escalonamento, designamos os terraços mais antigos do Tejo por T1, os imediatamente abaixo por T2 e assim sucessivamente (Fig. VII-1). Subdivisões do mesmo nível de terraço são referenciadas pela letra (a), por exemplo T1a, ou T2a e o seu significado será discutido adiante.

Na margem esquerda do baixo Tejo, os terraços organizam-se fundamentalmente em três grandes patamares, podendo ocorrer subdivisões locais do mesmo patamar, como acontece na margem esquerda do Tejo, entre as ribeiras de Muge e de Magos (sector de Glória do Ribatejo).

No escalonamento dos terraço pomos em evidência o patamar tipo, considerado o que melhor representa um determinado nível, seja pelo desenvolvimento que tem, pelo estado de conservação, ou pelo enquadramento que apresenta em relação aos patamares, superiores e inferiores.

### 7.2.1-Escalonamento dos terraços entre Alpiarça e Almeirim e a sul da ribeira de Magos

Os terraços mais antigos do Tejo (T1) seguem um alinhamento paralelo ao traçado actual do Tejo, desde os planaltos de Caniçais e Cocharro (94 m), a leste de Glória do Ribatejo, até Malhada Alta (52 m) a sul de St°. Estevão (Fig. VII-1). Fazem parte dos terraços mais antigos do Tejo, o *terraço de Ferrarias* (100 m), na extremidade sul da serra de Almeirim e o patamar de Franciscão (109 m), ao norte do referido relevo. Estes terraços surgem com a rubrica T1, ou T1a, no caso do patamar se subdividir, noutro, com significado meramente local. Conforme referimos, os terraços mais antigos do Tejo foram analisados, do ponto de vista sedimentológico, no capítulo anterior, não serão objecto de análise neste capítulo, a não ser como elementos de enquadramento para os terraços inferiores.

O terraço (T2) corresponde ao segundo patamar do vale do Tejo e situa-se imediatamente abaixo dos terraços mais antigos, numa posição intermédia entre o NML e o designado "terraço médio" (T3). Os terraços T2

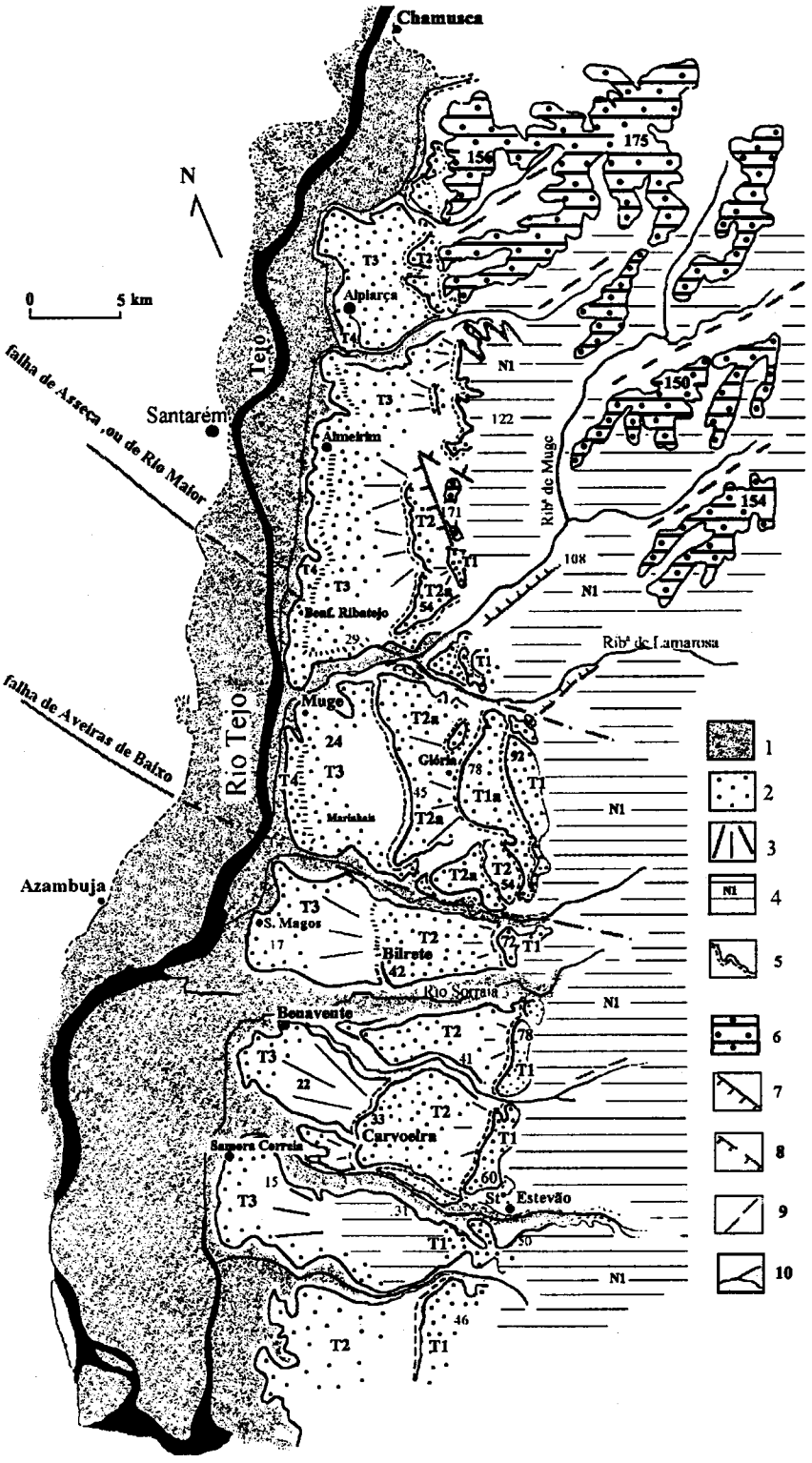



Fig. VII-1. Mapa geomorfológico com os principais níveis de terraços do baixo vale do Tejo.Legenda: 1-planície aluvial; 2-terraços; 3-*glacis*; 4-nível de Mora-Lamarosa; 5-alto e base de vertente, ou rebordo superior e inferior de terraço; 6-superfície culminante da bacia; 7-escarpa de falha; 8-escarpa de falha provável; 9-alinhamento de vale de fractura;10-curso de água.

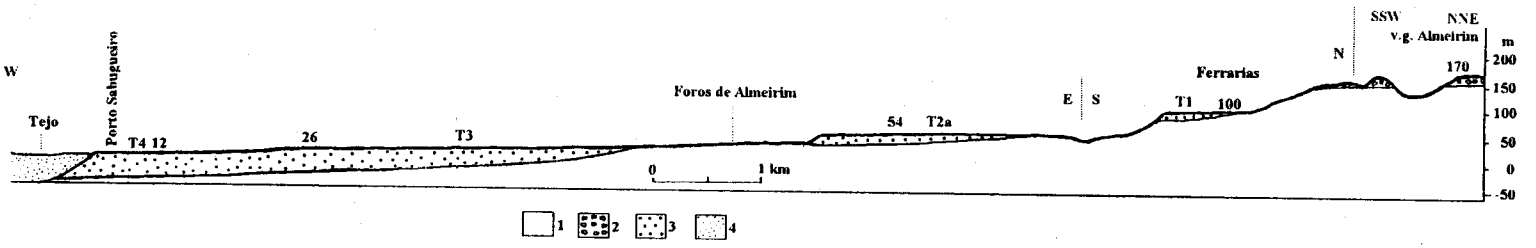



Fig. VII-2. Perfil dos terraços do Tejo na área de Foros de Almeirim.
Legenda: 1- substrato miocénico; 2-Cgl. SA. (Pliocénico); 3-terraços (Plistocénico); 4-aluviões (Holocénico).

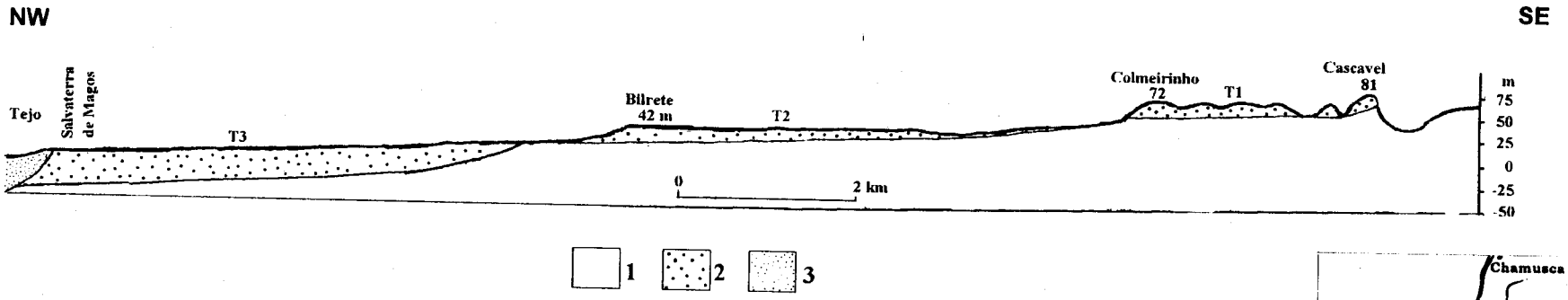
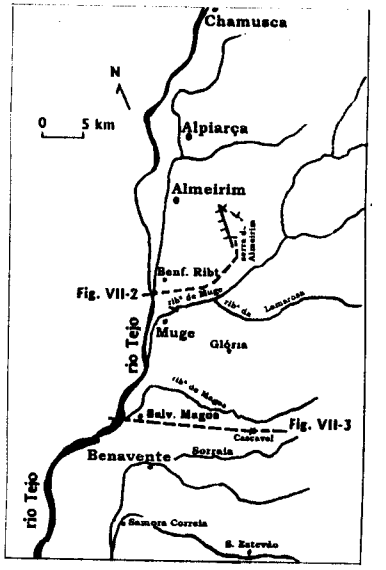



Fig. VII- 3 Perfil dos terraços da margem esquerda do Tejo a E de Salvaterra de Magos.
Legenda: 1- substrato miocénico; 2-terraços (Plistocénico); 3-aluviões (Holocénico).



têm altitude de 70-80 m a leste de Alpiarça, cerca de 75 m do lado ocidental da serra de Almeirim (Convento da Serra) e cerca de 35-50 m nas áreas dos v.g. Bilrete e Carvoeira, a sudoeste de Glória do Ribatejo. A oeste da serra de Almeirim, o terraço T2 subdivide-se no patamar T2a, com altitude de 50-60 m (Fig. VII-1).

O terraço tipo T2 corresponde ao *terraço de Bilrete* (Figs. VII-1 e VII-3). A jusante da ribeira de Muge, ZBYSZEWSKI & FERREIRA (1968-1969) assinalam o patamar de Bilrete, juntamente com o patamar inferior, com Q3, mas naquela área existem dois patamares separados por um degrau, a leste de Marinhais e a ocidente de Bilrete e Carvoeira (Fig. VII-1 e VII-3). Consideramos apenas o patamar a ocidente de Bilrete e Carvoeira com equivalência ao terraço Q3 de Zbyszewski.

O terraço T2 constitui um patamar estreito, a leste de Alpiarça, mas alarga-se progressivamente para jusante, de modo que, no Bilrete e Carvoeira apresenta desenvolvimento igual ao terraço (T3), imediatamente inferior. A jusante de Samora Correia, na área do Campo de Tiro de Alcochete, observam-se apenas dois patamares, desconhecendo-se, naquela área, se o segundo patamar (T2) é equivalente ao (T3) dos interflúvios a montante, ou ao patamar de Bilrete (T2), a oeste de St. Estevão. A confirmar-se a última hipótese, o terraço (T3) estaria coberto pelo enchimento holocénico, na área do Campo de Tiro de Alcochete. Uma situação deste tipo não seria única na Península Ibérica; acontece, na bacia do Guadalquivir, a jusante de Sevilha, onde alguns terraços mais baixos estão submergidos pelos sapais de Doñana (RODRIGUEZ RAMIREZ, 1993; RODRIGUEZ *et al.*, 1993).

O enchimento do terraço T2 parece ser da ordem de 20 m, nos cortes de Bilrete e Carvoeira (veja-se adiante Figs. VII-19 e VII-20). Estamos a admitir que a base do terraço T2 coincide com a descontinuidade do topo das argilas esverdeadas, no perfil litostratigráfico da Fig. VII-19 e com o nível de *gallets mous*[1], no perfil da Fig. VII-20.

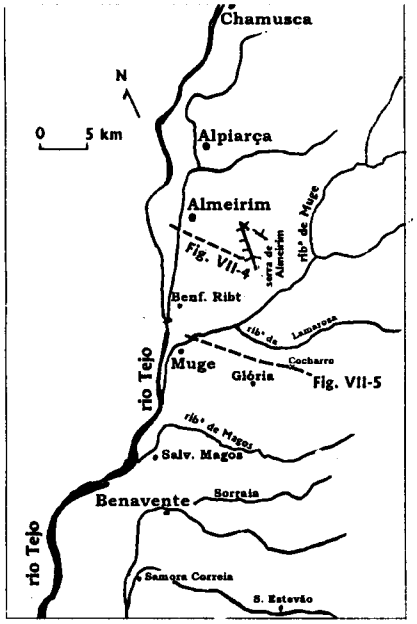
---

[1] *Gallet mous* são seixos ou calhaus de argilas (*clay balls*). Estas bolas de argila são frequentes em sistemas fluviais, onde geralmente pavimentam o fundo dos canais mais

Uma sondagem hidrogeológica no v.g. Aroeira (42 m), ao sueste de Benavente, aponta para uma espessura semelhante, considerando que a base do terraço coincide com o limite inferior dos arenitos com seixos rolados (ver Fig. 9 nos Anexos finais). Por norma, o T2 do baixo vale do Tejo constitui um terraço de acumulação, mas nem sempre se pode considerar, todo o patamar como tal. No sopé ocidental da serra de Almeirim, a escarpa do *semi-horst* (ZBYSZEWSKI, 1947) modelada em forma de *glacis*, liga-se aos terraços T2 e T2a, originando um *glacis*-terraço (Fig. VII-1, VII-2 e VII-4). O fraco declive da superfície dos terraços (T2 e T2a) e a constituição conglomerática dos respectivos enchimentos parecem ter contribuído para a conservação deste patamar. Ao invés, o patamar (T3), com declive mais pronunciado e uma constituição de materiais finos para o topo do enchimento, surge mais degradado, sobretudo nos interflúvios a leste de Samora Correia e Benavente.

O terceiro patamar de terraço corresponde ao *terraço de Alpiarça* (T3), designação que utilizaremos para o maior terraço do Tejo, apesar desta localidade, se situar, tal como Almeirim, no terceiro nível de terraço e no inferior (Fig. VII-1). O terraço de Alpiarça (T3) é equivalente ao "terraço médio" do Tejo de ZBYSZEWSKI (1946) e dispõe-se em forma de ladeira ligeiramente inclinada para o Tejo. A altitude deste patamar varia entre 25 e 40 m, na área de Benfica do Ribatejo. Nesta área, o terraço de Alpiarça apresenta 0,1% de declive no terço inferior, 0,6% no terço intermédio e 1% no terço superior que estabelece a passagem ao terraço (T2). O declive de 1% do terço superior da superfície do terraço de Alpiarça sugere que aquele sector do patamar possa corresponder a uma forma erosiva truncando a superfície do terraço ou, o substrato miocénico, que surge na base dos terraços T2 e T2a, a oeste da serra de Almeirim (Fig. VII-2 e VII-4). Não se conhece ao certo a espessura do terraço de Alpiarça. No entanto e em conformidade com o critério utilizado, que justificaremos à

importantes. Resultam da erosão de lentículas argilosas que se depositaram a montante, ou do próprio substrato, no caso deste ser argiloso. Têm o mesmo significado dos *lag deposits*, ou seja, dos depósitos conglomeráticos de pavimento de fundo de canal, só que, neste caso, os seixos e calhaus são de argilas.



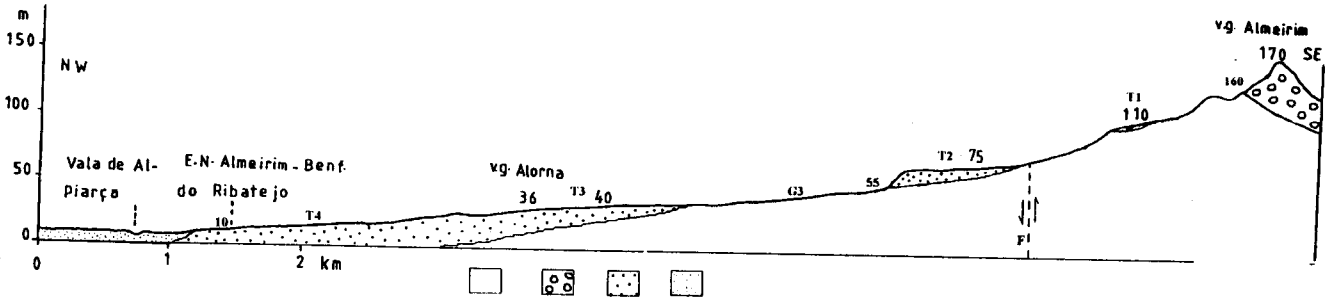




Fig. VII-4 Perfil dos terraços do Tejo a W da serra de Almeirim.
Legenda: 1-substrato miocénico; 2-Cgl. SA. (Pliocénico); 3-terraços (Plistocénico); 4-aluviões (Holocénico).

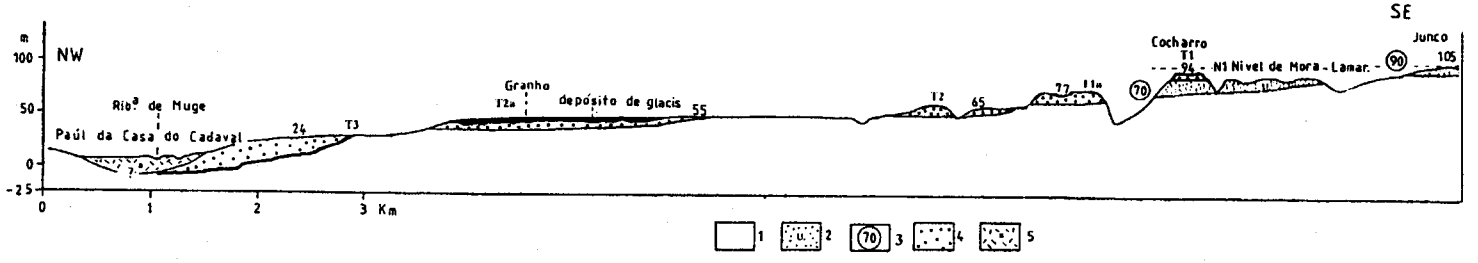



Fig. VII-5 Perfil dos terraços da margem esquerda do Tejo na área de Glória do Ribatejo. (O perfil não chega a cruzar o terraço T4).
Legenda: 1-substrato miocénico; 2-"Arenitos de Ulme" (Pliocénico); 3-cota da base dos "Arenitos de Ulme"; 4-terraços (Plistocénico); 5-aluviões.

frente, a base do enchimento aluvial deste terraço deverá situar-se no limite inferior da última camada de calhaus rolados, encontrados em sondagens hidrogeológicas efectuadas neste terraço, ou num limite muito próximo da base daqueles calhaus rolados. De acordo com os dados das sondagens, a base do terraço de Alpiarça situa-se abaixo do enchimento holocénico.

Segundo este critério, nos perfis litostratigráficos da área de Casalinho e Foros da Goucha (Alpiarça), o enchimento aluvial do terraço T3 será certamente superior aos cerca de 20 m de exposição dos perfis litostratigráficos (Figs. VII-12 e VII-13 e VII-14). Sondagens hidrogeológicas, na área de Alpiarça e Almeirim, parecem confirmar uma espessura compreendida entre 20 a 30 m de enchimento aluvial deste terraço (ver Figs. 1 e 2 nos Anexos finais). Na área de Marinhais e Muge, as sondagens apontam para enchimentos da ordem dos 30 m e, mais a jusante, em Benavente e Salvaterra de Magos, o enchimento deste terraço parece atingir 50-60 m, chegando uma sondagem, no Porto Alto, a dar indicação de 90 m (ver Figs. 4 a 16 em Anexos finais).

Uma questão que fica por resolver, diz respeito à natureza do terraço de Alpiarça. Esta rampa pode ser: um terraço com deformação tectónica; um *glacis*-terraço, ou um terraço modelado em *glacis*. A primeira parece-nos menos provável, uma vez que a rampa diminui de declive na parte inferior. Admitimos, com maior probabilidade, que esta rampa, pelo menos no sector superior, com declive mais pronunciado, possa corresponder a um *glacis* de erosão. Neste caso, é provável que o patamar T3 represente mais do que a antiga planície aluvial do Tejo e inclua também a parte da vertente de ligação a essa planície, ou seja, corresponda a uma forma de *glacis*-terrraço. Neste caso, *glacis* e terraço seriam duas formas que se teriam desenvolvido em simultâneo, mas os processos que as originaram seriam de erosão, na rampa e de enchimento no terraço.

A terceira hipótese pode igualmente ser encarada. O patamar (T3) corresponderia, neste caso, a um terraço parcialmente truncado por um *glacis* de erosão. A modelação em *glacis* seria posterior ao enchimento do

terraço (T3) e ter-se-ia dado por truncatura parcial do seu enchimento e retrocesso do rebordo interior do patamar. Neste caso, a rampa poderá truncar depósitos quaternários, no sector intermédio e inferior e o substrato miocénico próximo do rebordo interior, que estabelece a ligação ao terraço (T2). Note-se que as duas hipóteses poderão ter existido nos vários níveis de terraço. Por exemplo, entre Almeirim e Benfica do Ribatejo a morfologia do patamar T3 parece ajustar-se à forma de um *glacis*-terraço, mas no sector entre a ribeira da Lamarosa e a ribeira de Magos, o patamar T2a parece ter sido modelado em *glacis*, atendendo à truncatura parcial dos depósitos do terraço em toda a sua largura, como veremos no (§ 7.2.2) deste capítulo. Datações pelo método de luminescência estimulada pela luz (OSL)[2], também não foram suficientemente conclusivas sobre esta questão, nem sobre a idade dos depósitos do terraço de Alpiarça (ver, no final deste capítulo, o relatório sobre as datações § 7.8.2).

Abaixo do terraço de Alpiarça (T3), esboça-se um patamar (T4) (*terraço de Benfica do Ribatejo*), com altitude de 10-20 m. Este terraço dispõe-se em rampa ligeiramente inclinada para a planície aluvial actual. Em Muge, este patamar encontra-se quase ao nível desta planície e o seu declive varia entre 0,8% e 1% para o Tejo. Trata-se de um declive acentuado para a um terraço de acumulação sem deformação tectónica. Não se encontrando deformado, este patamar poderá corresponder a uma forma erosiva, talhada no terraço (T3), tal como se representa nas Figs. VII-2 e VII-4.

### 7.2.2-Subdivisões dos patamares principais na área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim.

No sector de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim (Figs. VII-1 e VII-5) estão presentes os quatro patamares anteriormente referidos, contudo, surgem aqui subdivisões, que alteram aquele escalonamento.

---

[2] Do inglês "optically stimulated luminescence"

O nível mais alto de terraços (T1) encontra-se representado nos planaltos de Caniçais (94 m), Cocharro (94 m) e serra da Folga (80 m), a leste de Glória do Ribatejo e Ferrarias, na extremidade sul da serra de Almeirim. Estes terraços surgem às vezes ligeiramente salientes do nível de Mora-Lamarosa, daí o atributo de "serra" aos planaltos com estes depósitos conglomeráticos. "Serra" Galega, "serra" do Valão, "serra" da Folga e "serra" do Pessegueiro constituem a toponímia daqueles planaltos, a leste de Glória do Ribatejo.

O segundo patamar (T1a), com 75-80 m, corresponde a uma subdivisão local do terraço de serra da Folga, a leste de Glória do Ribatejo. Esta subdivisão surge apenas a sul da ribeira da Lamarosa e o rebordo do embutimento deste patamar no terraço T1 atenua-se para sul, sendo praticamente despercebido junto à ribeira de Magos. O patamar T1a está embutido no terraço T1 e tanto pode corresponder a um novo enchimento, embutido no terraço anterior, ou a um terraço erosivo talhado no terraço T1. É possível que esta subdivisão se relacione com o soerguimento tectónico do compartimento a sul da ribeira da Lamarosa, uma vez que aquela subdivisão não aparece a norte deste curso de água. O compartimento a sul da ribeira da Lamarosa parece ter sofrido ligeiro soerguimento em relação ao compartimento do lado norte, conforme se verificou no capítulo III (ver § 3.2.3.4).

O terraço T2 está mal representado, encontrando-se os patamares mais extensos a sul de Glória do Ribatejo, com cerca de 65 m de altitude média (Fig. VII-1 e VII-5). Este nível encontra-se assinalado com Q2 na cartografia geológica (ZBYSZEWSKI & VEIGA FERREIRA, 1968) e corresponde a um terraço de acumulação formado por materiais conglomeráticos. Em termos de escalonamento, este terraço deverá ter equivalência com o terraço de Bilrete, tal como o terraço T2a da estação de radio de retransmissão (RARET), situada 2 km a oeste de Glória do Ribatejo. Esta equivalência do terraço T2 com o patamar de Bilrete baseia-se no facto de ambos se situarem numa posição intermédia, ou seja, entre os terraços

mais antigos (T1) e o terraço mais desenvolvido no interior do vale do Tejo, o terraço de Alpiarça (T3).

O terraço (T2a) referencia-se pelas localidades de Cocharro, Chão da Murta e estação de radio (RARET), com altitude de 40 a 55 m. A oeste de Glória do Ribatejo, este terraço foi modelado em *glacis*, que truncou parte do seu enchimento. Esse afeiçoamento erosivo originou o declive ligeiramente superior deste patamar (0,8% a 1%) e o rebordo de erosão suave que se observa na extremidade norte do terraço, próximo da localidade de Cocharro, onde a superfície de enchimento do terraço parece melhor conservada (ver capítulo III, fig. III-25). Esta interpretação geomorfológica concorda com as diferenças de espessura entre os depósitos deste terraço e dos patamares, que em termos altimétricos, constituem o prolongamento para jusante deste patamar (terraços T2 de Bilrete e Carvoeira). A actual espessura do depósito de terraço subjacente à superfície do *glacis* parece ser da ordem de 3 m a oeste de Glória do Ribatejo, enquanto nos patamares a jusante (T2 dos perfis de Bilrete e Carvoeira), ou do sector a montante (T2a de Chão da Murta), o enchimento de terraço parece ser da ordem de 20-25 m. Estamos a considerar que a base dos terraço corresponde ao limite inferior dos conglomerados, ou a um limite muito próximo (vejam-se adiante Figs.VII-19, VII-20 e VII-21).

O terraço T3, com 20-25 m de altitude, apresenta grande desenvolvimento na área de Marinhais, onde se encontra fossilizado por uma cobertura arenosa. O terço superior deste terraço, que estabelece a passagem ao terraço T2a, tem a forma de rampa. Foram colhidas amostras para datação pelo método OSL num corte desta rampa. Os resultados destas não foram conclusivos sobre a sua natureza. (Ver, no final do capítulo, o relatório das datações (§ 7.8.2).

A espessura do terraço T3 é mal conhecida. Sondagens hidrogeológicas, situadas 3 km a sueste de Muge (Fig. VII-17) e (ver Figs. 3 e 4 em Anexos) apontam para uma espessura da ordem de 30 m de enchimento, que naturalmente deverá ser superior nas imediações do Tejo. O declive

de 0,3% deste terraço contrasta com o declive de 1% do patamar inferior (T4) junto à planície aluvial.

O terraço ( T4) constitui uma rampa estreita entre a planície aluvial e o terraço de Marinhais (T3) e não está representada na Fig. VII-5, pois o perfil termina na ribeira de Muge. Esta rampa parece constituir o prolongamento, para jusante, do terraço de Benfica do Ribatejo. Em Escaroupim, esta rampa, com 1 km de extensão e declive de 1% para o Tejo, sugere que a mesma poderá resultar de uma forma erosiva talhada no terraço de Marinhais, ou corresponder a um terraço deformado. A última hipótese parece menos provável, por ser estranho que a deformação tectónica afecte apenas o terraço mais baixo.

Como acabámos de verificar, na área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim, a organização dos vários patamares aparece mais complexa, uma vez que surgem aqui maior número de patamares do que no sector a jusante de Benavente-Salvaterra de Magos e a montante, entre Alpiarça e Benfica do Ribatejo. Em termos morfológicos, observam-se aqui subdivisões que não aparecem entre Alpiarça e a jusante da ribeira de Magos.

Uma vez que estas subdivisões correspondem a uma particularidade da área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim, onde se confirma a ocorrência de movimentos tectónicos (veja-se capítulo III, § 3.2.2.4) é possível que esta particularidade do escalonamento dos terraços se relacione com as referidas movimentações. Neste caso, admitimos que tenha havido movimentação da falha da ribeira da Lamarosa durante a formação do terraço T1 (ligeiro soerguimento do compartimento entre a ribeira da Lamarosa e a ribeira de Magos, com ligeiro movimento de balança para sul). Esta movimentação seria responsável pelo embutimento e formação do terraço T1a, a leste de Glória do Ribatejo. Posteriormente, talvez durante a formação do terraço T2, ter-se-á dado movimentação na falha da ribeira de Muge e falhas confinantes da serra de Almeirim, que teriam levado a ligeiro encaixe da drenagem e à subdivisão do terraço T2, formando-se o patamar T2a.

Chama-se a atenção para o facto dos troços NW-SE das ribeiras de Magos e Lamarosa (Fig. VII-1) coincidirem com o alinhamento das falhas de Aveiras de Baixo e Asseca, da margem direita do Tejo. Admite-se que estes acidentes, com extensão até ao vale tifónico das Caldas da Rainha, se prolonguem para a margem esquerda do Tejo, originando soerguimento do compartimento entre estas falhas.

Quadro VII-1. Principais níveis embutidos a jusante de Chamusca.

| Terraço tipo | *Entre Alpiarça e Almeirim* | *Área de Glória do Ribatejo-serra de Almeirim* | *A jusante da ribeira de Magos* |
|---|---|---|---|
| Ferrarias | (T1) Terraços de acumulação na extremidade ocidental do nível de Mora-Lamarosa a 100-110 m. Ex: terraço de Ferrarias. | (T1) Terraços de acumulação na extremidade ocidental do nível de Mora-Lamarosa (Ex: Terraços de Ferrarias (100 m), Cocharro, Caniçais e serra da Folga (90 m). | (T1) Terraços de acumulação na extremidade ocidental do nível de Mora-Lamarosa, altitude 60-70 m (Ex: Cascavel, Peso e Cascalho). |
| | | (T1a) Subdivisão do terraço de serra da Folga. Alt. 75-80 m a leste de Glória do Ribatejo. Possivelmente, terraço erosivo embutido na superfície do T1. | |
| Bilrete | (T2) Patamar intermédio. Altitude de 70-80 m a leste de Alpiarça. Terraço de acumulação. | (T2) Terraço de acumulação de Convento da Serra com 75 m a oeste da serra de Almeirim e com 60-65 na área de Glória do Ribatejo. | (T2) Terraços de acumulação de Bilrete e Carvoeira, com altitude de 40-50 m e 35-40 m, respectivamente. |
| | | (T2a) Terraço de acumulação de Chão da Murta (40-55 m). Terraço da estação Raret, truncado por um *glacis*. | |

Quadro VII-1 (continuação)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Alpiarça | (T3) "Terraço médio"de Zbyszewski (1946). Alt. 25-50 m em Almeirim. Terraço de acumulação nos 2/3 inferiores da superfície. A leste de Almeirim, possivelmente um *glacis*-terraço. | (T3) Terraço de Marinhais com altitude de 20-35 m. Terraço de acumulação nos 2/3 inferiores. Possivelmente um *glacis*-terraço. | (T3) Rampa a leste de Salvaterra de Magos, Benavente e Samora Correia. Possivelmente um *glacis*-terraço. Altitude de 15-30 m |
| Benfica do Ribatejo | (T4) Rampa com altitude de 10-17 m em Almeirim. Terraço de acumulação, ou retoque erosivo no T3? | (T4) Rampa com altitude de 10-17 m em Escaroupim. Terraço modelado em *glacis*, ou terraço deformado? | |

## 7.3-OS NÍVEIS EMBUTIDOS DO MÉDIO TEJO

### 7.3 1-Entre Arripiado e Abrantes (Fig. VII-6 )

A montante de Arripiado, o Tejo corre num vale mais estreito do que a jusante desta localidade, verificando-se alguns troços encaixados, como no sector de Almourol, onde o Tejo corta, por epigenia, um *horst* granítico limitado por falhas WNW-ESE, assinaladas no mapa geológico de Abrantes (GONÇALVES *et al.*, 1979). Neste sector do médio Tejo, os terraços com melhor continuidade ao longo do vale são os dos níveis mais altos. Os níveis inferiores de terraço encontram-se sobretudo em locais de abatimento tectónico, como os alvéolos de Montalvo, Rossio de Abrantes e Alvega.

A análise dos níveis embutidos do troço do médio Tejo faz-se em duas partes: a que vai de Arripiado a Abrantes e a que se estende a montante desta localidade até à depressão de Alvega (Figs.VII-6 e VII-9).

No médio Tejo, os primeiros terraços (T1) encontram-se nas extremidades dos planaltos do nível do Campo Militar de Stª Margarida, com altitude de 140-150 m (Fig. VII-6). Estes terraços surgem no bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta[3], a leste de Chamusca, onde estão representados pelos *terraços Martim Pais* 146 m (patamar tipo) e de Cabeça Alta 155 m. Mais a norte, os terraços mais antigos do Tejo correspondem aos patamares T1a de Arripiado (135 m), Gonçalo (141 m) e, do lado norte do Tejo, os terraços T1 de Barquinha (150 m) Éguas (144 m) e Chã de Martinchel (150 m), este situa-se já no vale do Zêzere (Fig.VII-6). No bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta, os terraços T1 estão sensivelmente à mesma altitude da superfície culminante a sul da ribeira de Ulme, onde os terraços correlativos, termos de escalonamento (*terraço tipo de Ferrarias*), se encontram a 100-110 m de altitude. O desnível de cerca de 40 m, entre os terraços mais antigos da bacia, a montante e a jusante da ribeira de Ulme, estará, em grande medida, relacionado com o soerguimento do compartimento ao norte deste curso de água (§ 3.2.2.1).

A melhor referência do nível de terraços (T2) corresponde aos patamares a 100-115 m de altitude, no cimo da escarpa de Santa Margarida (*terraço de Santa Margarida da Coutada*) e a 100-110 m a sudoeste de Tramagal (Fig. VII-6). A jusante de Constância, o mesmo nível de terraços está representado pelos patamares, a 100-110 m, no cimo da povoação de Arripiado e, na margem oposta do Tejo, pelos terraços com idêntica altitude, a nordeste de Vila Nova de Barquinha. No bordo ocidental do planalto de Chamusca, este nível está mal representado. Ali, extensos *glacis* estabelecem a ligação entre a superfície culminante e o nível inferior de terraços (T3), com altitude de 70-75 m, embutidos na superfície daquelas rampas (Fig. VII-6 e VII-7). No limite norte das depressões de Tancos e Montalvo, o T2 também está representado por rampas do mesmo tipo.

---

[3] Como se referiu a propósito do nível do Campo Militar de Stª. Margarida, a ocidente da ribeira de Pai Poldro, existem subdivisões deste nível, relacionadas com o soerguimento do planalto da Lagoa da Murta. Essas subdivísões correspondem aos terraços T1a e são atribuídas a pequenos deslocamentos tectónicos.

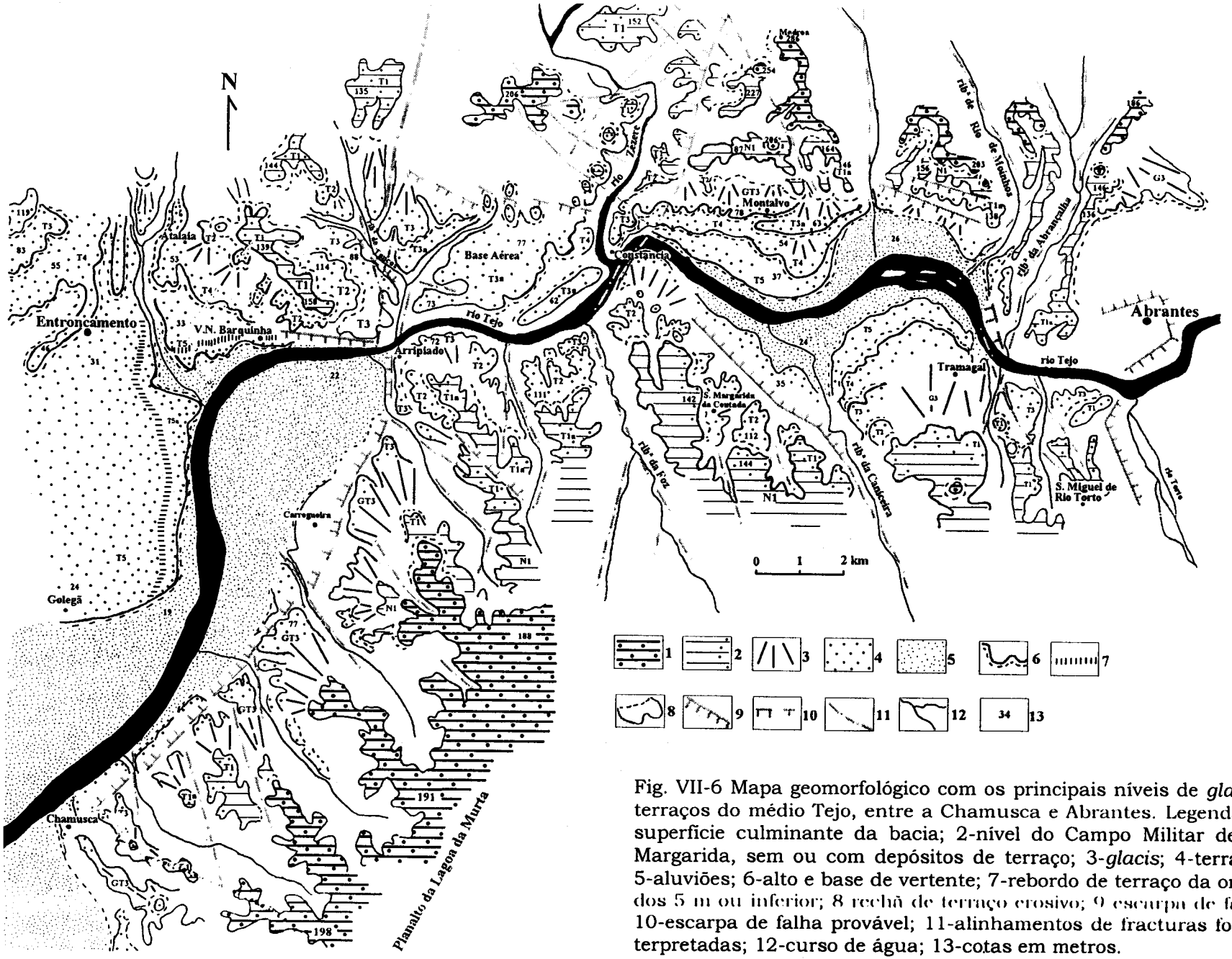
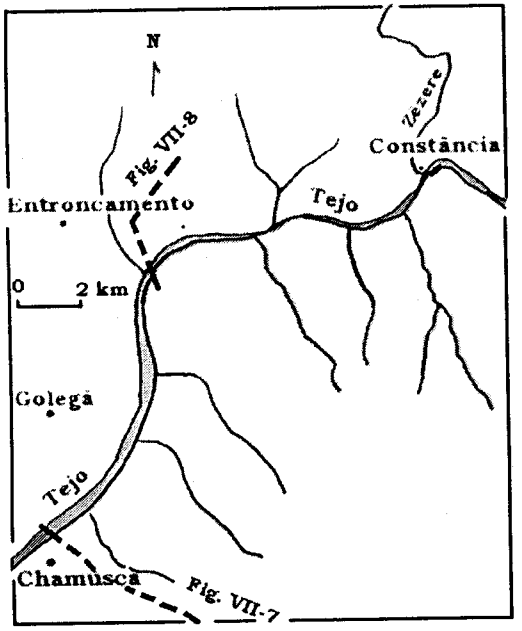



Fig. VII-6 Mapa geomorfológico com os principais níveis de *glacis* e terraços do médio Tejo, entre a Chamusca e Abrantes. Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível do Campo Militar de Stª Margarida, sem ou com depósitos de terraço; 3-*glacis*; 4-terraços; 5-aluviões; 6-alto e base de vertente; 7-rebordo de terraço da ordem dos 5 m ou inferior; 8-rechã de terraço erosivo; 9-escarpa de falha; 10-escarpa de falha provável; 11-alinhamentos de fracturas fotointerpretadas; 12-curso de água; 13-cotas em metros.



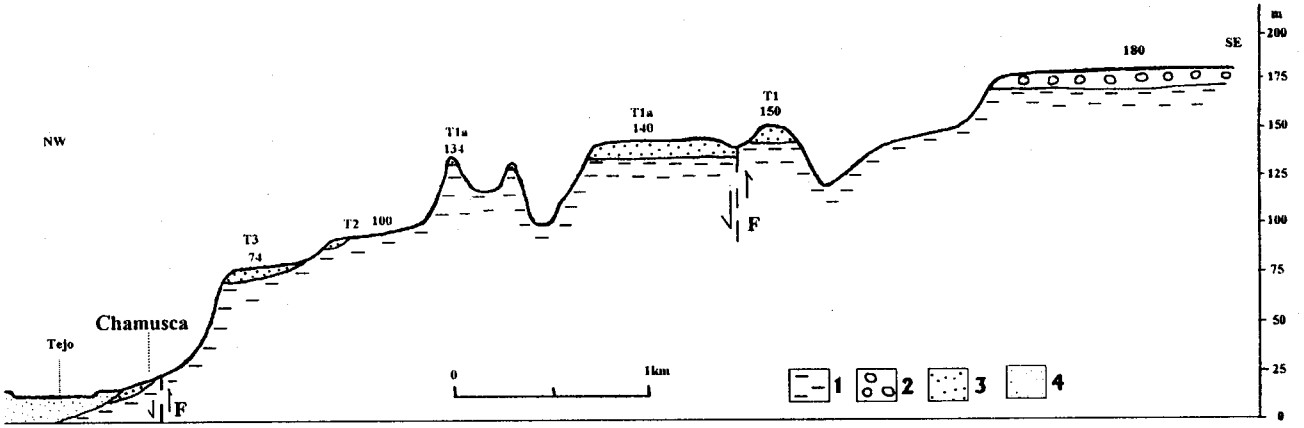




Fig. VII-7 Perfil dos terraços do Tejo a leste da Chamusca.
Legenda: 1-substrato miocénico; 2-Cgl. SA. (Pliocénico); 3-terraços (Plistocénico); 4-aluviões (Holocénico).

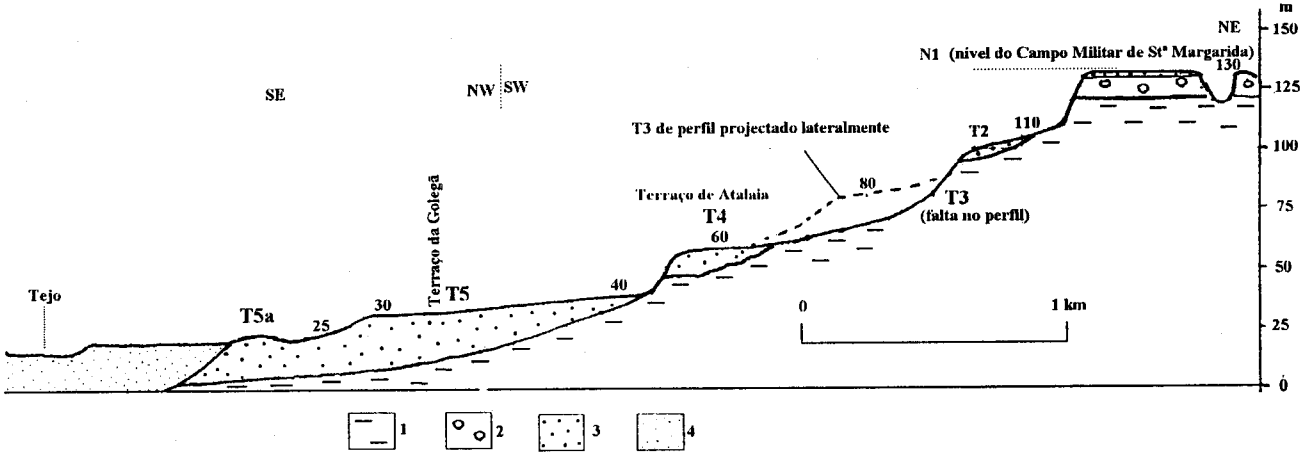



Fig. VII-8 Perfil dos terraços do Tejo na área de Entroncamento.
Legenda: 1-substrato miocénico; 2-Cgl. SA. (Pliocénico); 3-terraços (Plistocénico); 4-aluviões (Holocénico).

O terceiro nível de terraço (T3) constitui o embutimento de vale que se segue quase continuamente ao longo do Tejo, desde a Chamusca a Alvega. Uma das melhores referências deste nível de terraço corresponde ao patamar *da Base Aérea de Tancos*, que se subdivide nos patamares T3 e T3a, com altitude de 85-95 m e 65-75 m respectivamente. Esta subdivisão do maior terraço do Tejo parece-nos devida a tectónica local, nomeadamente à falha da ribeira de Tancos (GONÇALVES *et al.*, 1979). Este acidente controla a ribeira de Tancos, com vale dissimétrico e vertente mais abrupta voltada a NE[4]. No terraço da base aérea de Tancos foram encontradas indústrias líticas junto às ribeiras da Gata, de Tancos e no sítio de Casal dos Cucos, 500 m a norte de Tancos (GRIMALDI *et al.*, 1997). A interpretação geo-arqueológica destes achados e dos que foram encontrados no terraço da Atalaia e Golegã refere-se adiante.

A montante da base aérea, este nível de terraço tem continuidade com o terraço da Igreja Matriz de Constância (81 m), situado na foz do Zêzere (margem esquerda deste rio) e com o terraço de Montalvo (83 m). Este terraço fica na orla exterior dos *glacis*, que se desenvolvem até à base do degrau norte do alvéolo de Montalvo. Nesta depressão, imediatamente abaixo do terraço (T3), encontra-se um terraço de acumulação (T3a) com altitude de 60-65 m, que se referencia pelo sítio da fábrica da Tupperware.

Do lado do Tramagal, os terraços T3 e T2 parecem ter sido modelados em extensos *glacis*, que se ligam ao nível inferior (terraço T4), com 60 m de altitude. A oeste de Tramagal, a parte inferior dos *glacis* e o terraço T4 encontram-se cobertos por areias finas, formando um pequeno campo de dunas.

Os níveis de terraço inferiores ao T3 e T3a não apresentam a mesma continuidade dos níveis superiores, ao longo do vale do Tejo. Os terraços abaixo do T3 desenvolvem-se sobretudo em áreas de subsidência tectónica, coincidentes com alargamentos do vale do Tejo (alvéolos). Uma das

[4] Na vertente mais suave da ribeira de Tancos, os sedimentos terciários descem até 45 m, junto ao leito da ribeira, enquanto na vertente abrupta, o soco sobe a 75 m, subjacente aos depósitos do terraço T2.

áreas onde se consegue observar o escalonamento de todos os níveis é na transição do baixo para o médio Tejo; passagem que se dá sensivelmente entre as localidades de Entroncamento e Arripiado e no interior do alvéolo de Montalvo. (Fig. VII-6).

O quarto nível de terraço (T4) corresponde ao *terraço de Atalaia*, com 50-60 m de altitude. Este terraço envolve, à maneira de anfiteatro, a localidade de Entroncamento (Fig.VII-6 e VII-8). Neste terraço foram encontradas indústrias paleolíticas *in situ* (GRIMALDI *et al.*, 1997; CORRAL, 1997).

O quinto patamar (T5) corresponde ao *terraço da Golegã*, que se desenvolve para norte desta localidade, com altitude 25-35 m (Fig. VII-6 e VII-8). O terraço da Golegã subdivide-se no patamar (T5a), situado na orla exterior deste terraço, cerca de 5 m abaixo. Não se sabe, se o patamar (T5a) corresponde a uma forma erosiva talhada no terraço da Golegã, conforme se representa na Fig. VII-8, ou a um terraço de acumulação embutido no terraço (T5). Nos terraços da Golegã (T5 e T5a) foram encontradas indústrias líticas à superfície e na estratigrafia (GRIMALDI *et al.*, 1997).

O terraço da Golegã, não está representado nos troços encaixados do médio Tejo, excepto na depressão de Montalvo, onde o terraço (T5) de Casal de Montalvo, com 30-40 m de altitude, poderá ser equivalente do terraço da Golegã.

Quadro VII-2. Níveis embutidos entre Chamusca e Abrantes

| Terraço-tipo | *Planaltos da Chamusca, Barquinha e Arripiado* | | *Alvéolo de Montalvo* |
|---|---|---|---|
| | *Natureza do patamar e escalonamento morfológico* | *Altitude* | *Altitude e natureza* |
| Martim Pais | (T1) Terraços de acumulação nas extremidades dos planaltos do nível do Campo Militar de Stª Margarida. Planaltos de Martim Pais (145 m), Cabeça Alta (155 m), Barquinha (150 m), Ervideira (149 m) e Chã de Martinchel (150 m) etc. | 140-150 m | (T1) Terraços de acumulação na extremidade N do nível do Campo Militar de Stª Margarida. Alt. 150-160 m |

Quadro VII-2 (continuação)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Martim Pais | (T1a) Terraços de acumulação a N e W do planalto da Lagoa da Murta. Correspondem a subdivisões locais dos terraços T1. | 135-140 m | (T1a) Terraços de acumulação no cimo da escarpa de Rio de Moinhos. Alt. 125-130 m. |
| Santa Margarida da Coutada | (T2) Terraços de acumulação Sta. Margarida da Coutada e em redor do planalto de Barquinha. *Glacis* do lado ocidental do planalto da Lagoa da Murta e ao norte de Montalvo e Tancos. | 100-110 m<br>110-85 m (no caso dos *glacis*) | (T2) Terraço de acumulação de Stª Margarida da Coutada e de Cruxifixo a SW de Tramagal. Alt. 100-110 m |
| Base Aérea de Tancos | (T3) Terraço de acumulação da igreja matriz de Constância. Nível com grande continuidade ao longo do Tejo. | 80-90 m | (GT3) *Glacis*-terraço de Montalvo e do Tramagal Alt. 80-100 m |
| | (T3a) Terraço de acumulação da base militar de Tancos. | 65-75 m | (T3a) Patamar da fábrica da Tupperware. Terraço de acumulação. Alt. 60-65 m |
| Atalaia | (T4) Terraço de acumulação de Atalaia na área do Entroncamento. | 45-60 m | (T4) Terraço de acumulação de Chã da Bica. Alt. 50-60 m |
| Golegã | (T5) Terraço de acumulação da Golegã. | 25-35 m | (T5) terraço de acumulação de Casal de Montalvo. Alt. 30-40 m |
| | (T5a) patamar de 25 m embutido no terraço da Golegã. Forma erosiva ou de acumulação (?) embutida no terraço da Golegã. | 20-25 m | |

### 7.3.2- Significado geo-arqueológico dos achados pré-históricos dos terraços do Tejo na área de Vila Nova da Barquinha.

No âmbito do Programa Capital Humano e Mobilidade, coordenado pelo CEIPHAR (Centro Europeu de Investigação da Pré-história do Alto Ribatejo), sediado no Centro de Pré-história do Instituto Politécnico de Tomar, investigadores portugueses, espanhóis e italianos realizaram um conjunto de prospecções arqueológicas nos terraços do Nabão e do Tejo (CRUZ & OOSTERBEEK, 1997; REIS, 1997; MOZZI, 1997; CORRAL, 1997; GRIMALDI *et al.*, 1997).

As prospecções tiveram lugar nas áreas de Entroncamento, Vila Nova da Barquinha e no vale do Nabão. Os autores identificam os terraços do Tejo de acordo com a carta geológica 1:50000 de Abrantes (GONÇALVES *et al.*, 1979), tendo no entanto reconhecido duas superfícies diferentes no terraço Q4, em Vila Nova da Barquinha (terraços Q4-1 e Q4-2). Estes dois níveis de terraço são equivalentes, no nosso escalonamento, aos terraços T5 e T5a do *terraço da Golegã*. O acréscimo de mais um nível de terraço no nosso escalonamento, relativamente aos quatro níveis clássicos, tem a ver com o facto dos autores do estudo terem seguido o escalonamento clássico, que não considera os terraços do nível do Campo Militar de Santa Margarida como sendo os mais antigos do Tejo.

Os achados arqueológicos foram encontrados nos terraços de Atalaia (T4) e Golegã (T5 e T5a) e no terraço da base aérea de Tancos (T3) (CORRAL, 1997; GRIMALDI *et al.*, 1997).

A maioria dos locais de proveniência das indústrias líticas situam-se em secções do terraço de Atalaia (Fig. VII-6). Este terraço tem uma espessura de aproximadamente 11-14 m e altitude de 45-60 m acima do nível do mar. Os artefactos líticos, estratigraficamente *in situ*, posicionam-se sempre na base (conglomerática) ou no tecto do enchimento microconglomerático deste terraço (GRIMALDI *et al.*, 1997; CORRAL, 1997 ). Também foram encontrados artefactos líticos nos dois níveis do terraço da Golegã (T5 e T5a) e no leito aluvial da ribeira da Ponte da Pedra e do Tejo (Fig. VII-6). Os terraços de Atalaia e Golegã foram os únicos a fornecer artefactos líticos na estratigrafia.

Os artefactos foram talhados em calhaus de quartzito de "morfologia mais ou menos arredondada, particularmente abundantes em toda a região" (GRIMALDI *et al.*, 1997). Muitos artefactos, encontrados à superfície, em concentrações muito variadas, estão associados com instrumentos líticos (cerâmica, pedras talhadas, pontas de flecha em silex) de idade holocénica (*op. cit.*, p. 176). É frequente a presença de artefactos sem nenhum traço de alteração química e/ ou mecânica, conjuntamente com artefactos caracterizados por diferentes graduações de patines e alterações superfici-

ais. Segundo os autores do estudo, estas alterações não se relacionarão com uma diferenciação temporal dos artefactos, mas serão devidas a numerosos factores químicos e físicos, que agiram em medidas muito variadas tanto em tempo, como em intensidade, durante o período pós-deposicional dos artefactos.

Do ponto de vista morfológico e tecnológico foram encontrados "tanto artefactos atribuídos ao Paleolítico médio-inferior, como artefactos de incerta atribuição cronológica que, *a priori*, poderão eventualmente ser interpretados como mesolíticos e/ou neolíticos por causa da contemporânea presença de artefactos de segura atribuição holocénica" (GRIMALDI *et al.*, 1997, p. 151). "Tecnologicamente, as diferenças observadas entre uns artefactos e os outros são limitadas a algumas características da superfície de laboração e da superfície de percussão, mas em medida mais relevante, quanto à modalidade de gestão da matéria prima" (*op. cit.*, p. 152).

Na região tomada para estudo, GRIMALDI *et al.* (1997) colocam três hipóteses quanto à origem dos artefactos. 1) Todos serem ainda plistocénicos, com proveniência do terraço da Atalaia por erosão deste terraço por parte do rio, que seria a principal causa da sua dispersão, no terraço inferior da Golegã. A presença contemporânea, neste terraço, dos artefactos líticos plistocénicos com artefactos holocénicos dever-se-ia à remoção actual ou subactual do solo. 2) Só uma parte dos artefactos líticos de quartzito proviria da erosão do terraço de Atalaia. Nesta consideração, uma parte dos artefactos líticos de superfície não possuiria uma origem plistocénica, mas holocénica. Nesta caso havia que sublinhar a ausência, por um lado, de nítida diferenciação entre os artefactos holocénicos e os artefactos atribuídos ao Paleolítico superior e, seria preciso considerar, entre o *homem de Neandertal* ou *Erectus* e os grupos humanos holocénicos, um paralelismo comportamental no uso de uma matéria prima particular (GRIMALDI *et al.*, 1997). 3) A hipótese de todos os artefactos líticos dispersos no território não provirem do terraço da Atalaia seria pouco provável, por causa da identidade das características tecno-morfológicas dos artefactos encontrados em estrato e à superfície.

Após a análise dos grupos de artefactos líticos, encontrados nos diversos níveis estratigráficos dos terraços, os autores concluíram pela existência de associação de artefactos de segura origem paleolítica (Paleolítico-médio-inferior) e de incerta atribuição holocénica.

### 7.3.3-Níveis embutidos entre Abrantes e Alvega (Fig. VII-9).

A montante de Abrantes, o nível do Campo Militar de Stª. Margarida (N1) subdivide-se em dois patamares: um, com 175-190 m (N1) e outro, com 155-165 m (T1a). O primeiro corresponde aos planaltos de S. Facundo e Barrada, o segundo aos *terraços de Cabeço do Cuco* (168 m) e Pai Neto (150 m), ligeiramente embutidos na extremidade noroeste do nível do Campo Militar de Stª Margarida (Figs.VII-9, VII-10 e Quadro VII-3).

O segundo nível de terraço (T2) corresponde ao *terraço de Arreciadas*, com 125-130 m de altitude. Terraços equivalentes a este encontram-se a sueste de Pego e Concavada (Fig. VII-10), com idêntico escalonamento. O terraço (T2) encontra-se assinalado com Q1 na cartografia geológica (GONÇALVES *et al.*, 1979; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1981), certamente por não terem sido considerados os terraços do nível do Campo Militar de Santa Margarida (T1 e T1a). Na área de Pego, estão assinalados com Q1, o patamar T2 e o terraço inferior do Pego (*op. cit.*, 1979; 1981), não se percebendo a razão desta uniformização, pois entre estes patamares existe um rebordo de erosão nítido (Figs. VII-9 e VII-10). Em termos morfológicos, o nível do terraço de Arreciadas (T2) situa-se numa posição intermédia entre os terraços mais antigos (T1a) e o maior terraço do Tejo, correspondente ao patamar do Pego, imediatamente abaixo (Fig. VII-10).

O terraço (T3) corresponde ao *terraço do Pego*. Este patamar corresponde a um *glacis*-terraço (GT3), com 85-110 m de altitude. Trata-se do terraço com maior desenvolvimento, abaixo do nível do Campo Militar de Santa Margarida. No Pego, este nível encontra-se representado pelos extensos *glacis*-terraços de Pego e Concavada, que se ligam a um terraço de

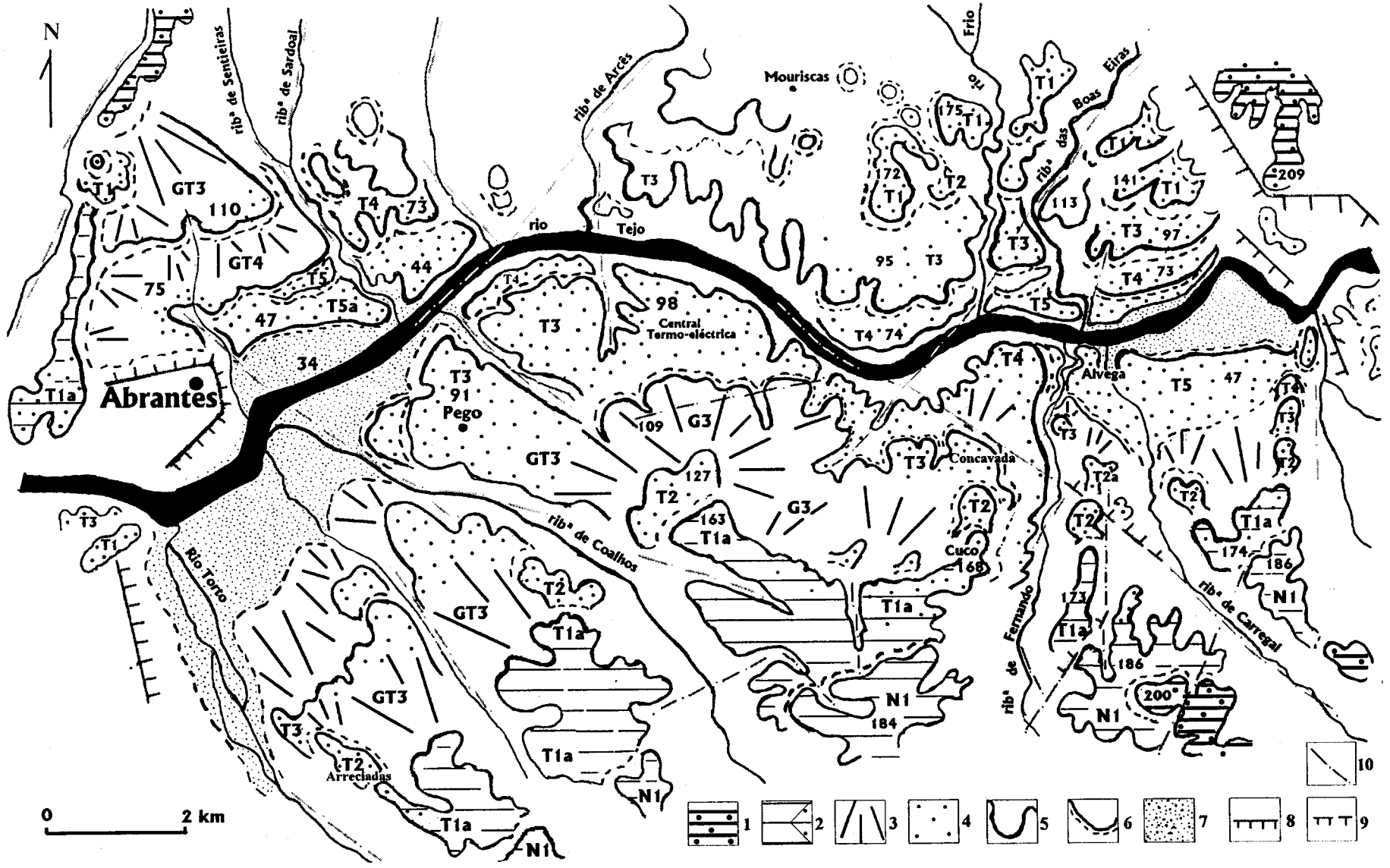



Fig. VII-9 Mapa geomorfológico mostrando os principais níveis de *glacis* e terraços do médio Tejo, entre Abrantes e Alvega. Legenda: 1- superfície culminante da bacia; 2-Nível do Campo Militar de Santa Margarida (N1CM), sem ou com depósitos de terraço; 3-*glacis*; 4-terraços de acumulação; 5-rechãs de terraços erosivos; 6-alto e base de vertente; 7-aluviões; 8- escarpas de falha; 9-escarpas de falha prováveis; 10-alinhamento de fracturas fotointerpretadas.

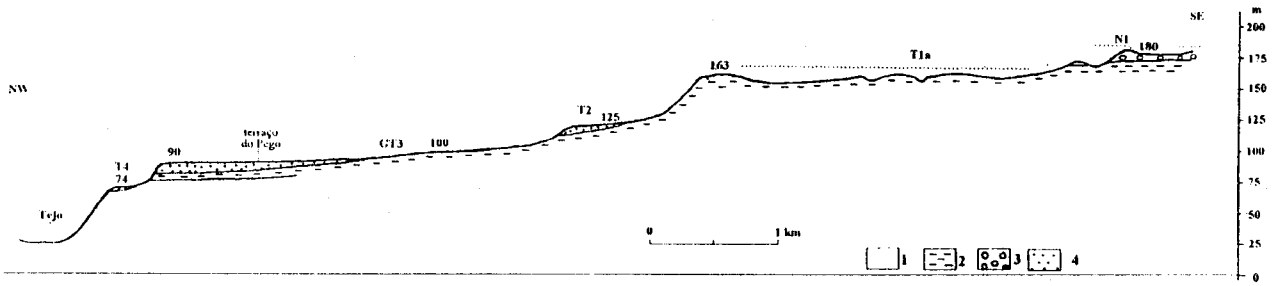



Fig. VII-10 Perfil dos glacis e terraços do Tejo na área de Pego (Abrantes).
Legenda: 1-soco paleozóico; 2-substrato miocénico; 3-Cgl. SA (Pliocénico); 4-terraços (Plistocénico).

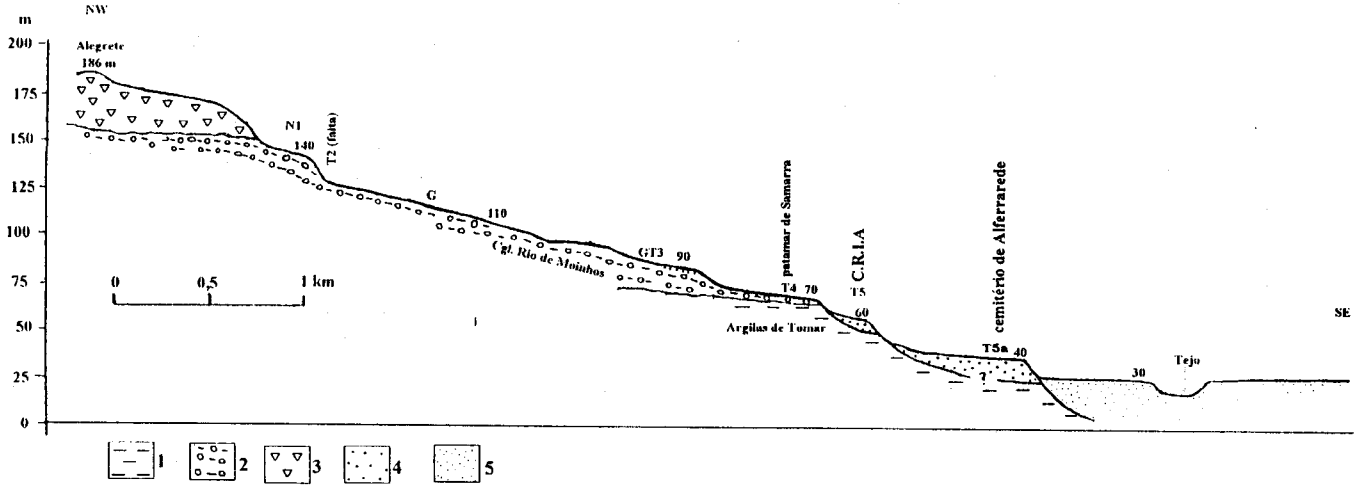
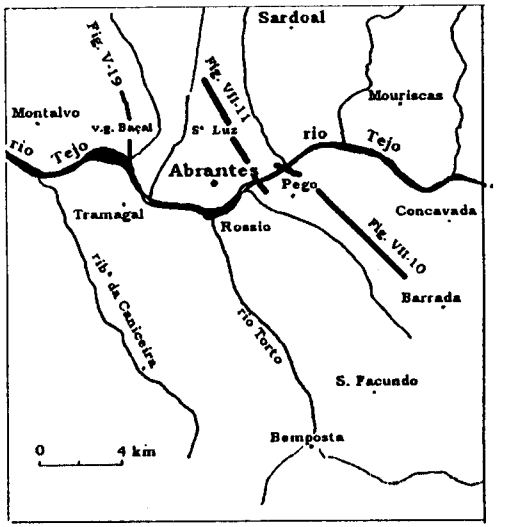



Fig. VII-11 Perfil dos glacis e terraços do Tejo na área de Abrantes.
Legenda: 1-Argilas de Tomar (Miocénico); 2-Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior); 3-Cgl. SA com fácies de leque aluvial (Pliocénico); 4-terraços (Plistocénico); 5-aluviões (Holocénico).



acumulação (terraço da Central Termoeléctrica do Pego (T3), ligeiramente embutido na superfície do *glacis*, no sítio da Central Termoeléctrica, mas em continuidade com a superfície do mesmo *glacis*, na localidade do Pego (Fig. VII-10). A mudança no modo de ligação entre o terraço e o *glacis* mostra a complexidade de correlação de terraços. O terraço do Pego, encontra-se, do lado de Concavada, num escalão diferente, devido à forma de enraizamento do terraço no *glacis*. Esta mudança de "enraizamento" do terraço na superfície do *glacis* parece resultar de ligeiro balançamento para oeste do compartimento entre as ribeiras de Coalhos e do Fernando, ou seja, para o lado do alvéolo do Rossio de Abrantes, o que de certa forma é confirmado pela dissimetria do troço final da ribeira de Coalhos, com vertente mais abrupta voltada a nordeste. A análise detalhada desta área serve para exemplificar, numa escala territorial mais abrangente, como um nível de terraço de uma área subsidente se pode correlacionar com vários níveis de terraço de compartimentos soerguidos.

Ao norte do Tejo, o GT3 está representado por terraços erosivos no soco (T3), a sul de Mouriscas, mas que conservam restos de depósitos dispersos do lado de rio Frio. Na depressão de Alferrarede, o nível equivalente deste, em termos de altitude, deverá corresponder ao *glacis*-terraço (GT3), com 95-125 m, ao norte de Abrantes (Fig. VII-9 e VII-11). Em termos de enquadramento morfológico, o GT3 escalona-se na mesma posição do *terraço de Alpiarça* que, no baixo Tejo, constitui o terraço mais desenvolvido.

Na depressão de Alferrarede, o terraço (T4) encontra-se representado pelo *terraço de Samarra* com 75-90 m de altitude (Fig. VII-11). Este terraço tem a configuração de anfiteatro sugerindo ter sido modelado na área de um antigo meandro do Tejo. Como se demonstra no capítulo seguinte, a natureza deste patamar surge complexa. Do lado ocidental, corresponde a um *glacis*-terraço (GT4) e do lado oriental a um terraço erosivo (T4) talhado na unidade dos "Conglomerados de Rio de Moinhos".

Na margem esquerda do Tejo observa-se um patamar (T4), com altitude de 75 m, embutido no terraço do Pego (T3) e com equivalência alti-

métrica ao patamar de Samarra. Deverão ser equivalentes deste patamar, os terraços de rocha (T4), a sul de Mouriscas e o terraço de acumulação da margem norte da depressão de Alvega, com altitude de 70-80 m (Fig. VII-9).

O terraço (T5) corresponde ao *terraço de Alferrarede*. Este terraço subdivide-se em dois patamares: o do Centro de Recuperação Infantil de Abrantes (T5) e do cemitério de Alferrarede (T5a) (quadro VII-3). O primeiro é muito estreito e desaparece para o lado ocidental (Fig. VII-9), o segundo é mais desenvolvido e corresponde ao patamar do cemitério de Alferrarede. A espessura do terraço (T5) é da ordem dos três metros, no sítio da fábrica de Rações S. Marcos e a do terraço (T5a) ultrapassa 10 m, não se conseguindo ver a base por ficar abaixo do enchimento holocénico. O terraço de Alferrarede deverá ter correspondência com o patamar (T5) (45-55m) da depressão de Alvega.

Quadro VII-3 Níveis embutidos entre Abrantes e Alvega

| Terraço-tipo | *Natureza e escalonamento morfológico* | *Altitudes (referenciadas na área de Pego)* |
|---|---|---|
| Cabeço do Cuco | (N1) Planaltos de S. Facundo e Barrada. Superfície, de erosão extensa, com alguns terraços de acumulação (T1) a 170 m a sul de Bemposta | 175-190 m |
| | (T1a) Patamar de cabeço do Cuco e homólogos deste. Terraço erosivo, ou de acumulação consoante os locais. | 155-165 m |
| Arreciadas | (T2) Terraço de acumulação de Arreciadas e patamares equivalentes a sueste do Pego. Situados, numa posição intermédia entre os terraços mais antigos do Tejo e o nível embutido mais desenvolvido no interior do vale do Tejo. | 125-130 m |
| Pego | (GT3) Patamar da localidade do Pego e Concavada, nível mais desenvolvido no interior do vale do Tejo, *glacis*-terraço. | 85-110 m |

(Quadro VII-3 continuação)

| | | |
|---|---|---|
| Samarra | (T4), ou (GT4) Patamar de Samarra, com forma de anfiteatro na depressão de Alferrarede, *glacis*-terraço e terraço erosivo. | 70-85 m |
| Alferrarede | (T5) Terraço do Centro de Recuperação Infantil de Abrantes. Terraço de acumulação. | 60-65 m |
| | (T5a) Terraço de acumulação do cemitério de Alferrarede. | 40-50 m |

## 7.4-SINTESE DOS PRINCIPAIS NÍVEIS DE TERRAÇO DO BAIXO E MÉDIO TEJO

No baixo vale do Tejo, se exceptuarmos a área de Glória do Ribatejo, que constitui um caso particular, o escalonamento do relevo organiza-se em três grandes níveis de terraço, referenciados do mais alto para o mais baixo pelos seguintes patamares tipo: *Ferrarias* (T1), *Bilrete* (T2), *Alpiarça* (T3), esboçando-se um quarto nível, junto à planície aluvial (*terraço de Benfica do Ribatejo*, ou T4) (Fig. VII-1).

*Ferrarias* (T1) corresponde ao terraço-tipo mais antigo do Tejo, no troço do vale a jusante de Vila Nova da Barquinha (baixo vale). *Bilrete* (T2) designa o terraço-tipo correspondente ao terraço de acumulação intermédio, situado imediatamente abaixo dos terraços mais antigos e anterior ao terraço mais desenvolvido. *Alpiarça* (T3) constitui o terraço mais desenvolvido da margem esquerda do baixo vale do Tejo.

No troço do médio Tejo, os três níveis superiores de terraço ordenam-se do mais alto para o mais baixo da seguinte forma: terraços mais antigos de *Martim Pais* (T1) e *Cabeço do Cuco* (T1a); terraço de acumulação intermédio (T2), correspondente aos patamares tipo de *Santa Margarida da Coutada* e *Arreciadas* e, terraço ou *glacis*-terraços abaixo do patamar intermédio, formado pelos patamares-tipo da *Base Aérea de Tancos* (T3 e T3a) e do *Pego* GT3), que constitui o nível de terraço mais desenvolvido

no interior do vale do Tejo. No alvéolo de Montalvo, este nível estaria representado pelos terraços de Montalvo (T3) e da fábrica Tupperware (T3a) (Fig. VII-6).

No sector do médio Tejo desenvolveram-se mais dois níveis gerais de terraço abaixo dos três referidos, sendo estes, por norma, terraços de acumulação. Os terraços mais baixos desenvolveram-se no interior dos alvéolos de Montalvo, Rossio e na transição do baixo para o médio Tejo, entre as localidades de Entroncamento e Vila Nova da Barquinha.

Os dois terraços inferiores correspondem aos patamares tipo de *Atalaia* (T4) e *Golegã* (T5) da área de Entroncamento, os quais parecem ter correspondência, em termos de escalonamento, com os *terraços de Samarra* (T4) e *Alferrarede* (T5) da depressão do Rossio (Fig. VII-9).

## 7.5- NÍVEIS DE TERRAÇO, DEFORMAÇÕES TECTÓNICAS E TENTATIVA DE CORRELAÇÃO DOS PATAMARES TIPO DO MÉDIO E BAIXO TEJO.

Não entrando em linha de conta com as subdivisões do nível do Campo Militar de Stª Margarida, verifica-se, no troço do médio Tejo, mais um nível de terraço do que no sector do baixo Tejo.

Considerando as subdivisões dos níveis principais, chegam a verificar-se mais quatro patamares de terraço, no médio Tejo, relativamente ao baixo Tejo, conforme se pode ver nos quadros VII-1, VII-2 e VII-3.

Do sector do médio Tejo fazem parte as áreas contíguas ao troço E-W deste rio, incluindo o compartimento ao norte da ribeira de Ulme. Este compartimento limita, juntamente com o planalto do v.g. Barquinha (140-150 m), o baixo vale do Tejo, no quadrante norte e oriental. O limite norte do baixo Tejo corresponde com uma escarpa de falha E-W, coincidente com o acidente geológico, no limite sudoeste do maciço granítico de Tancos (GONÇALVES *et al.*, 1979). Do lado oriental, o limite do baixo vale do Tejo corresponde à escarpa de falha NNE-SSW, que se estende do Ar-

ripiado à Chamusca, no bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta (Fig. VII-6). Este planalto é limitado, no quadrante sul, pela acidente da ribeira de Ulme.

A falha da ribeira de Ulme limita áreas da bacia com diferente subsidência, tendo-se verificado soerguimento do compartimento a norte da ribeira de Ulme relativamente ao compartimento a sul deste curso de água (ver capítulos III e V). Sondagens hidrogeológicas e perfis sísmicos também confirmam que o soco paleozóico se "afundou" várias centenas de metros a sul deste curso de água, enquanto a norte da ribeira de Ulme, a subsidência da bacia é bastante menor, a julgar pela espessura dos depósitos dos dois lados da falha. Sondagens hidrogeológicas e perfis sísmicos revelam que a espessura do enchimento terciário será da ordem de 100-160 m a norte da ribeira de Ulme e superior a 400 m a sul deste curso de água[5].

Numa primeira análise, parece que a diferença no número de níveis embutidos entre os sectores do médio e baixo Tejo reflecte, ou pode relacionar-se com a compartimentação tectónica da bacia, que teria obrigado a rede de drenagem a desenvolver mais níveis embutidos nos compartimentos com soerguimento relativo, ou deslocado níveis de terraço já formados. De facto, tem-se verificado coincidência entre compartimentos sujeitos a movimentações tectónicas e alteração do número de níveis embutidos da área mais vasta onde se incluem os compartimentos deslocados. Verificámos isso na área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim (subdivisões dos principais níveis de terraço), a oeste da falha de Pai Poldro, no planalto de Medroa, no cimo da escarpa de Rio de Moinhos e na área de Alvega. O mesmo parece suceder entre áreas mais vastas, agora analisadas, como seja, entre o baixo e o médio Tejo, coincidindo o maior número de níveis embutidos com os compartimentos sujeitos a soerguimento relativo.

---

[5] As sondagens e perfis sísmicos revelam espessuras de enchimento terciário à volta de 400 m, no Vale de Atela; mais 400 m, a leste de Santarém e superior a 1000 m, na área de Montijo e Pinhal Novo.

Apesar da complexidade introduzida pelas subdivisões locais do mesmo nível, tenta-se organizar estes de acordo com a sua extensão, continuidade espacial, enquadramento morfológico e natureza, subtraindo subdivisões do mesmo nível relacionadas com eventos locais, que pelas coincidências acima referidas, parecem estar relacionadas com pequenas deformações tectónicas locais, como a que afecta o terraço de Martim Pais (Est. V-1).

### 7.5.1-Tentativa de correlação dos principais níveis de terraço do médio e do baixo vale do Tejo.

No sector do baixo Tejo, a passagem do nível de Mora-Lamarosa para o vale do Tejo, faz-se por um degrau correspondente a um rebordo de erosão, que é comum a todo o vale. Imediatamente abaixo do referido rebordo ocorre o patamar intermédio (T2), formado por um terraço de acumulação, que se situa entre o nível de Mora-Lamarosa e o terraço mais desenvolvido do Tejo, o terraço de Alpiarça (T3). Os principais patamares de terraço e de *glacis*-terraço, abaixo do referido rebordo de erosão, conseguem-se seguir ao longo do Tejo.

No médio Tejo, o nível do Campo Militar de Santa Margarida (NCM) é uma superfície erosiva, tal como o nível de Mora-Lamarosa das áreas contíguas ao troço do baixo vale do Tejo. Os terraços de acumulação (T1 e T1a) de Martim Pais e Cabeço do Cuco situam-se nas extremidades do NCM, próximas do Tejo, tal como o terraço de Ferrarias do sector do baixo vale. O patamar(T2), situado imediatamente abaixo, é um terraço de acumulação (Sta. Margarida da Coutada e Arreciadas). Por sua vez, os patamares-tipo da Base Aérea de Tancos (T3) e do Pego (GT3) constituem o embutimento mais desenvolvido, abaixo do nível do Campo Militar de Stª Margarida e escalonam-se abaixo do patamar T2, anterior, tal como sucede no sector do baixo Tejo, com o terraço de Alpiarça (T3). Contudo, os *glacis*, pela sua configuração em rampa, podem às vezes substituir o terraço de acumulação intermédio (T2) e os terraços mais antigos (T1), como

sucede no rebordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta, onde o trabalho da erosão é dominante na expressão morfológica do bordo daquele planalto. Ali, os *glacis* desenvolveram-se de tal forma que chegam a ligar-se directamente à superfície culminante (Fig. VII-6). Apesar desta particularidade do rebordo ocidental daquele planalto, a extremidade inferior dos *glacis* desce a 90 m, ou seja, abaixo do terraço de acumulação T2, que na mesma área se situa a 112 m, mostrando um escalonamento morfológico destas rampas[6] numa posição idêntica à do terraço de Alpiarça.

No bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta, falta quase sempre o terraço (T2), que poderá ter desaparecido devido ao desenvolvimento dos *glacis* de erosão, ou nem sequer se ter formado no bordo do planalto. Passa-se o mesmo na área de Tramagal. Aqui, os terraços T3 e T2 parecem ter sido modelados em *glacis* de erosão, sugerindo que as rampas se terão desenvolvido à custa dos terraços, sendo provavelmente posteriores estes.

O desaparecimento do patamar (T2), em determinados troços do médio Tejo, não constitui originalidade deste sector. O mesmo terraço também falta na margem esquerda do baixo Tejo, na área das Fazendas de Almeirim. Aqui, o desaparecimento do patamar T2 parece relacionar-se com o retrocesso do rebordo interior do terraço de Alpiarça, que terá evoluído para um *glacis* de erosão.

No bordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta, os *glacis* ligam-se quase sempre a um terraço de acumulação, que se vai embutindo, de forma cada vez mais nítida, na superfície dos *glacis* para jusante de Arripiado até ao paralelo de Chamusca. Veja-se o terraço, a 74 m, do miradouro desta localidade (Fig. VII-7). Este embutimento do terraço na superfície dos *glacis* pode constituir o reflexo do levantamento diferencial do planalto da Lagoa da Murta, ligeiramente balançado para norte, a partir do acidente

[6] Referimo-nos apenas a uma identidade em termos de escalonamento morfológico, o que não significa que sejam da mesma idade do terraço de Alpiarça. As rampas podem truncar depósitos correlativos daquele terraço, sendo neste caso, posteriores a ele, ou constituírem as vertentes do referido terraço, sendo contemporâneas do mesmo.

da ribeira de Ulme[7]. Noutros locais, os terraços de acumulação encontram-se na continuidade dos *glacis*, como acontece no alvéolo de Montalvo e na localidade de Pego (Figs. VII-6, VII-9 e VII-10).

Entre Abrantes a Alvega (Fig. VII-9), individualiza-se o mesmo escalonamento dos principais patamares, referidos a jusante de Chamusca. Na área de Pego, a leste de Abrantes, desce-se do NCM (N1 e T1a), acima de 160 m, para um terraço de acumulação (T2), a 125-130 m. Deste terraço, passa-se para o *glacis*-terraço do Pego (GT3), onde se encontra ligeiramente embutido o terraço de acumulação da Central Termoeléctrica do Pego (T3). Um pouco a montante, desce-se do terraço (T1a) de Cabeço do Cuco, a 168 m, para o terraço de acumulação (T2), a sul de Concavada, e deste, passa-se ao *glacis*-terraço de Concavada. Escalonamento semelhante verifica-se dos dois lados da ribeira de Carregal. No entanto, do lado ocidental deste curso de água, o terraço T2 subdivide-se no patamar (T2a), sugerindo ajustamentos da drenagem a pequenas deformações tectónicas, na altura da formação do terraço T2, ou deslocamento deste terraço pela fractura da ribeira de Carregal, no seguimento da qual se alinha um troço do Tejo (Fig. VII-9).

Como acabamos de verificar, os três níveis principais, mais altos, conseguem-se ordenar segundo a natureza e enquadramento morfológico da seguinte forma: superfície erosiva (N1) com terraços de acumulação (T1 e T1a) nas extremidades próximas do Tejo; patamar intermédio (T2 e T2a), formado por um terraço de acumulação e um terceiro nível, mais desenvolvido que o anterior, que tanto pode ser formado por um terraço de acumulação (T3), um *glacis*-terraço (GT3), ou simples *glacis* (G) que se liga a um terraço de acumulação ligeiramente embutido na superfície daquele *glacis*. Este escalonamento dos três níveis principais, constitui um traço comum, tanto dos troços do baixo como do médio Tejo e, como se viu pela análise sectorial do rio, parece ter grande continuidade ao longo

[7] Vejam-se as cotas do v.g. Figueiras (198 m), na extremidade sul do planalto de Lagoa da Murta e 188 m na extremidade norte do mesmo planalto.

do Tejo, desde as áreas a jusante de Chamusca até ao acidente de Gavião-Mte. do Penedo.

Neste trajecto, o Tejo cruza áreas com características litológicas e vicissitudes tectónicas diferentes: corta o soco em certos troços do médio Tejo, cruza alvéolos tectónicos, onde as características estruturais parecem ter sido favoráveis ao alargamento de certos níveis, ou ao confinamento de outros por escarpas de falha, que a maior ou menor distância controlaram o seu traçado[8]. Estas vicissitudes de natureza estrutural, influenciaram localmente a forma do vale, o desenvolvimento e a natureza dos níveis embutidos. Não admira que em certos troços, determinado nível possa não estar representado, ou ter desenvolvimento menor, enquanto outro tenha larga representação. Por exemplo, parece entender-se porque é que entre Pego e Concavada (Fig. VII-9), o patamar (T2) está mal representado em todo o sector côncavo do rebordo de erosão que define o vale do Tejo. Como se pode observar, a forma côncava deste rebordo parece ter sido modelada por um antigo meandro do Tejo e os terraços de acumulação (T2), nos extremos da concavidade do rebordo de erosão, parecem ter constituído antigas barras de meandro a montante e a jusante do arco côncavo. Reparando bem, a concavidade do rebordo de erosão e os terraços T2 "encaixam", cada qual, com os arcos côncavos e convexos dos actuais meandros do Tejo. Nestas circunstâncias, não se esperaria encontrar, no sector côncavo daquela vertente, o terraço de acumulação intermédio (T2), provavelmente porque este nunca foi totalmente contínuo, ou mesmo que o tenha sido, os *glacis*, sendo mais recentes que o terraço T2, podem tê-lo erodido, total ou parcialmente. De facto, ao desenvolvimento dos *glacis* (G) parece corresponder o desaparecimento do terraço T2.

Os três patamares que temos vindo a analisar poderão considerar-se principais, pela sua continuidade ao longo do Tejo, comparativamente a subdivisões menores cuja representação parece ter importância local. Poderão os três patamares principais representar a obtenção de perfis de

[8] Os alvéolos do Tejo (Tramagal-Montalvo e Rossio de Abrantes), constituem áreas com evolução muito particular e serão, por isso, tratados no capítulo VIII

equilíbrio dinâmicos, durante um certo período de tempo e, nesse sentido, representarem "linhas de tempo" (BULL, 1990) sincrónicas ao longo do vale? Esta é uma questão complexa a que não é fácil dar resposta.

### 7.5.2-Diacronismo e sincronismo dos níveis de terraço. Hipótese interpretativa

É sabido que diferenças de altitude entre níveis de terraço podem ter pouco significado em termos de idade dos terraços e que níveis muito próximos, em termos altimétricos, poderão ter idades diferentes, dependendo, muitas vezes a posição dos terraços, das taxas de soerguimento tectónico, para os casos em que a génese destas formas foi induzida pela tectónica (BULL, 1990).

Este autor, que não analisou os terraços originados pelas variações do nível do mar, mas apenas os terraços tectónicos e climáticos (*major terraces*) e de resposta-complexa (*minor terraces*) discute a questão do sincronismo e diacronismo dos terraços fluviais.

Refere aquele autor que, correspondendo os terraços a antigos leitos, umas vezes talhados num substrato (terraços rochosos), outras vezes a antigas superfícies de enchimento (terraços de acumulação), a continuidade destes patamares por vários quilómetros ao longo dos vales pode ser vista como "linhas de tempo", independentemente da sua génese ter sido ou não sincrónica, pois tal como acontece com os actuais leitos dos rios, estes patamares podem representar a obtenção de perfis regularizados, em equilíbrio dinâmico, de cursos de água que atingiram o nível de base de erosão (BULL, 1990). Contudo, segundo este autor, o grau de sincronismo não é o mesmo entre um patamar de terraço, correspondente a um perfil regularizado em equilíbrio dinâmico, talhado num substrato rochoso, e a superfície de um terraço de acumulação, que geralmente não representa a manutenção, por muito tempo, de condições de equilíbrio, mas um momento transitório entre dois modos de equilíbrio dinâmico, o anterior de

enchimento e o seguinte, de degradação, correspondente ao novo encaixe. Essas mudanças ocorrem normalmente em diferentes ocasiões ao longo do perfil longitudinal (BULL, 1990).

Segundo este autor, um terraço de erosão sincrónico pode continuar sincrónico, ou tornar-se diacrónico, consoante as situações. Os terraços de erosão são sincrónicos só, se todo o patamar for fossilizado ou entalhado ao mesmo tempo, parecendo razoável supor, que um aumento do caudal de uma extremidade à outra da bacia de drenagem afectará todo o patamar ao mesmo tempo. O mesmo não acontece nos casos em que o novo encaixe, induzido pela tectónica, ou por descida do nível do mar, depende das taxas de migração da rotura de declive (*nickpoint*). A migração do *nickpoint* pode ser rápida em cursos de água com caudais permanentes e abundantes correndo em materiais brandos, mas é lenta em cursos de água com regime espasmódico, correndo sobre litologias resistentes BULL (*op. cit.*, p. 360).

No estado actual do conhecimento não é possível saber o grau de sincronismo de cada um dos três embutimentos principais anteriormente referidos: a) nível de Mora-Lamarosa, do Campo Militar de Santa Margarida e terraços mais antigos de Ferrarias e Martim Pais (T1); b) terraços de acumulação de Bilrete, de St$^{a}$. Margarida da Coutada e de Arreciadas (T2); c) terraços de Alpiarça (T3), da Base Aérea de Tancos e *glacis*-terraços do Pego (GT3). Por enquanto, não sabemos qual a continuidade, em termos cronológicos, de cada um dos três níveis principais, tanto no baixo como no médio Tejo. Desconhece-se igualmente, se o escavamento induzido pela tectónica, ou outro tipo de causas, conseguiu desencadear suficientes mudanças morfológicas, capazes de obrigar a rede de drenagem a desenvolver outros níveis, além das subdivisões locais que se referiram no nível embutido mais antigo da bacia. Mas, a confirmar-se sincronismo entre os três níveis do baixo Tejo (Ferrarias, Bilrete, Alpiarça) com os três níveis do médio Tejo (Martim Pais, Arreciadas, Pego) seriam os níveis de Atalaia (T4) e Golegã (T5), inferiores ao terceiro nível de terraço (T3) que, no médio Tejo, representariam novas situações de equilíbrio

temporário, após o soerguimento do compartimento a norte da ribeira de Ulme. A confirmar-se esta hipótese, o terraço de Alpiarça (T3) poderia correlacionar-se com os terraços do Pego, Atalaia e Golegã, do médio Tejo, embora funcionando com cada um dos referidos patamares em períodos diferentes[9].

A hipótese interpretativa, acima referida, tem a seu favor alguns argumentos de ordem geomorfológica e estratigráfica. Vejamos primeiro os argumentos estratigráficos, comparando os rejeitos dos depósitos Pliocénicos (Cgl. SA), dos terraços mais antigos (T1) e eventualmente do maior terraço do Tejo (T3), aqui referenciado pelo terraço do Miradouro da Chamusca (75 m), do lado norte da ribeira de Ulme e pelo terraço de Alpiarça do lado sul deste curso de água.

Conforme se pode observar no quadro VII-4, entre o terraço do miradouro da Chamusca e o terraço de Alpiarça verifica-se um desnível de 25 a 30 m, que é cerca de metade do rejeito dos depósitos pliocénicos na mesma área (veja-se no capítulo III, § 3.2.2.1 e Figs, III-3 e III-4). Os dados parecem indicar certa continuidade dos movimentos tectónicos que, ao afectarem depósitos e formas de idades diferentes, revelam igualmente rejeitos desiguais destes, sendo os deslocamentos menos importantes nas formas e nos depósitos mais recentes.

Quadro VII-4 Rejeito dos depósitos pliocénicos (Cgl. SA), dos terraços mais antigos do Tejo e do terceiro nível de terraços, provocado pelo movimento da falha da ribeira de Ulme.

| | *Altitudes do lado N da rib[a] de Ulme* | *Altitudes do lado S da ribeira de Ulme* | *Rejeito* |
|---|---|---|---|
| Cgl. SA (base) | 170 m, Fonte. de Ladeirão | 120 m, Ulme (barreiro) | 50 m |

9 Nesta circunstância, as datações absolutas podem revelar-se insuficientes, pois nos compartimentos sujeitos a soerguimento relativo, terraços que tiveram funcionalidade comum com os da áreas subsidentes, num determinado período, deixaram de ser funcionais e, assim, não são completamente sincrónicos com estes últimos.

Quadro VII-4 (continuação)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Terraços T1 | 150 m, Martim Pais | 110 m v.g.Franciscão | ±40 m |
| Terraço (T3) | 75 m, Chamusca, miradouro | 45-50 m Alpiarça | 25 - 30 m |

Em termos geomorfológicos, as grandes unidades do relevo, formadas pelo nível de Mora-Lamarosa s.l. (N1) e terraços (T1); pelo terraço de acumulação intermédio (T2) e pelo terraço de Alpiarça (T3) e *glacis*-terraços do médio Tejo (terraços da Base Aérea de Tancos e do Pego), encontram-se a norte e a sul da ribeira de Ulme com idêntica organização em termos de escalonamento, embora a altitudes diferentes. O ressalto destas formas coincide com o acidente da ribeira de Ulme, sugerindo que as mesmas já se teriam constituído e que o movimento que as levou às posições actuais deverá ser posterior a elas. Esta hipótese surge reforçada pelas características do rebordo ocidental do planalto da Lagoa da Murta. Do lado ocidental daquele planalto, desde a Chamusca ao Arripiado, a descida da extremidade dos *glacis*-terraços para a planície aluvial faz-se por uma escarpa de 50 m, rectilínea e relativamente abrupta, apesar do degrau se desenvolver em rochas brandas. Esta escarpa seria, de acordo com a hipótese interpretativa que se aludiu, a expressão morfológica do soerguimento tectónico mais recente do compartimento ao norte da ribeira de Ulme (planalto da Lagoa da Murta) e das formas erosivas e de acumulação "gravadas" naquele compartimento (Fig. VII-6 e VII-7).

## 7.6-PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS E SONDAGENS HIDROGEOLÓGICAS DO TERRAÇO DE ALPIARÇA (T3) E DO PATAMAR INTERMÉDIO (T2) A JUSANTE DE CHAMUSCA

### 7.6.1-Perfis litostratigráficos do terraço de Alpiarça (T3)

#### 7.6.1.1-Perfil de Casalinho (Fig. VII-12)

Este perfil situa-se na margem direita da ribeira de Atela, 4,5 km a sueste de Alpiarça, próximo da povoação de Casalinho, no ponto de coordenadas ND 398 433.

O corte tem cerca de 17 m de registo sedimentar e mostra três sequências básicas positivas, seguindo-se outra que culmina na superfície topográfica do terraço. O corte inicia-se com um corpo conglomerático com estratificação horizontal na base (fácies Gm)[10], formado por calhaus sub-rolados e rolados. Nas sequências seguintes predominam sobretudo as fácies areníticas e lutíticas, estas com boa representação entre os 47 m e 52 m de altitude. Na fracção lutítica, salienta-se a presença de esmectite em proporções idênticas às da caulinite. Na última sequência predominam as fácies areníticas com estratificação entrecruzada em ventre (fácies St)[11]. Os arenitos desta sequência mostram-se muito consolidados e diaclasados.

Nos corpos conglomeráticos da base do corte, o MPS é de 15 cm e os clastos são de quartzito e quartzo, sub-rolados a rolados com cerca de 31% do último elemento.

### 7.6.1.2-Perfil Foros da Goucha, margem direita da ribeira de Atela (Fig. VII-13).

Este perfil situa-se na margem direita da ribeira de Atela, 2,7 km ao sul de Alpiarça no ponto de coordenadas ND 364 434. O perfil começa com corpos conglomeráticos com estratificação horizontal (fácies Gm), passando a uma estratificação entrecruzada de corpos conglomeráticos e arenosos (fácies Gt e St). Na base, os corpos conglomeráticos são formados

---

10 Abreviatura do código de litofácies de Miall (1978). Refere-se a conglomerado de suporte clástico maciço (Gravel massive) ou imperfeitamente estratificado com estruturas sedimentares de estratificação horizontal e imbricações.

11 Abreviatura do código de litofácies de Miall (1978) (Sandy trough crossbeds)

Local **Casalinho**
margem direita do vale de Atela

Coord: ND 398 433

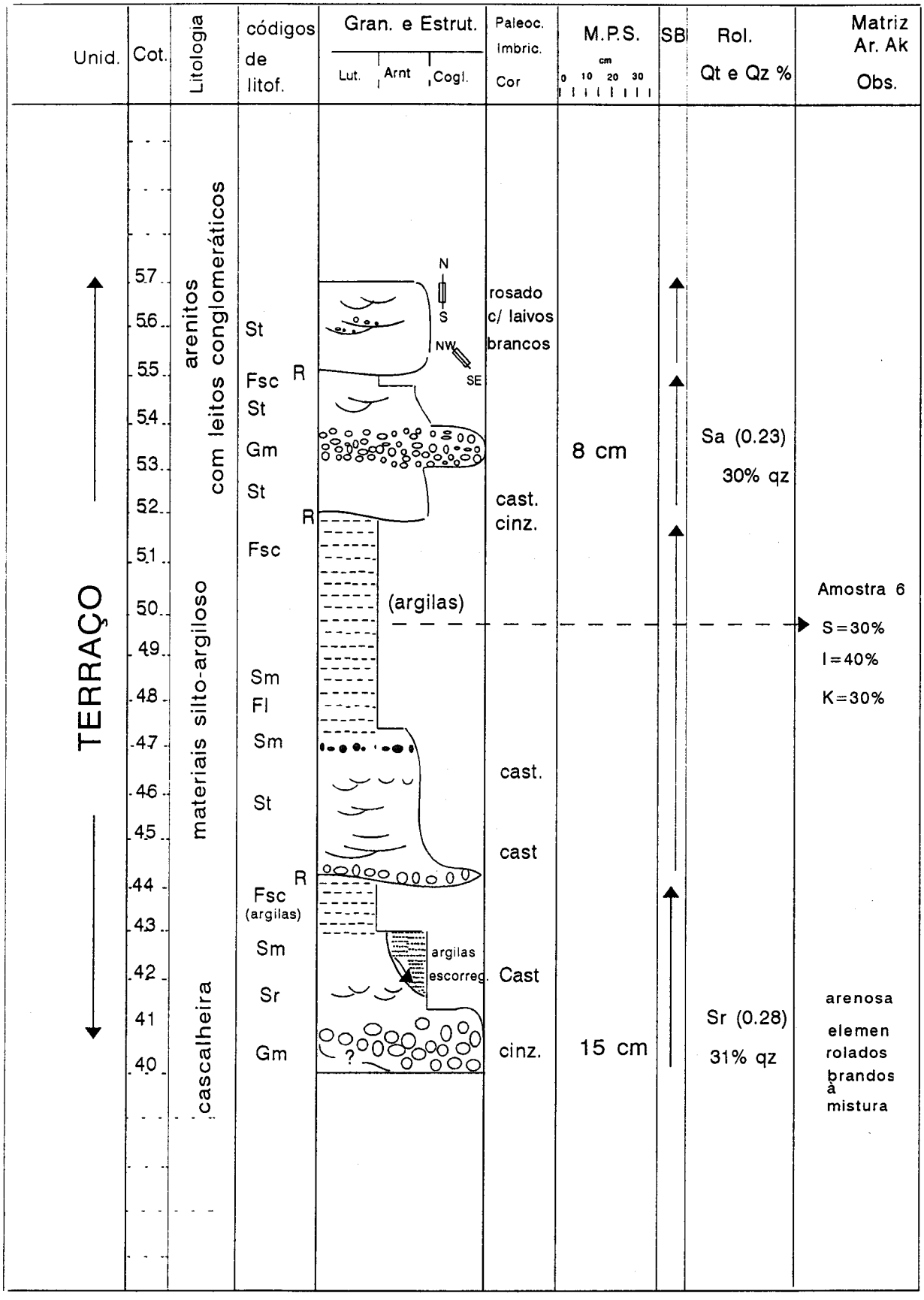



Fig. VII-12

Coluna litoestratigráfica de Casalinho, margem direita da ribª de Atela.

330-B

Local Foros da Goucha Coord: ND 364 434

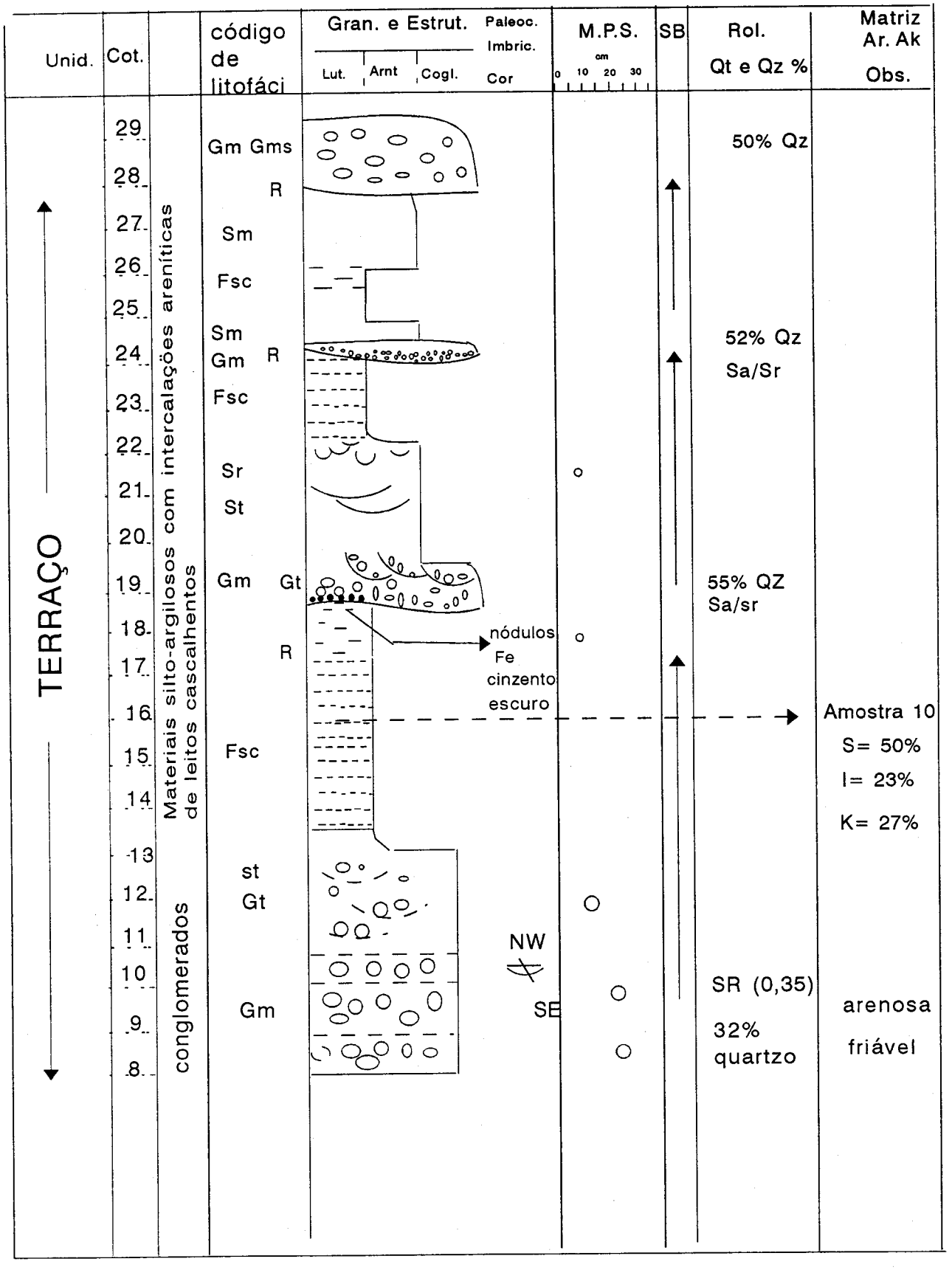



Fig. VII-13 Coluna litoestratigráfica do barreiro de Foros da Goucha

por calhaus de quartzito (68%) e quartzo (32%) sub-rolados e rolados. Os corpos conglomeráticos apresentam espessura métrica e os arenosos espessura decimétrica, mas, para o topo da sequência, dominam corpos arenosos com intercalações conglomeráticas.

Sobrejacentes às fácies conglomeráticas da base sobrepõem-se fácies lutíticas e areníticas, formando corpos de espessura métrica. As fácies lutíticas são essencialmente esmectíticas. Para o topo do perfil, os corpos conglomeráticos são raros e de espessura decimétrica, quase sempre sublinhando a parte inferior de pequenas sequências básicas positivas. Estes corpos são formados por seixos subangulosos a sub-redondos. Um depósito conglomerático, resultante da truncatura parcial da superfície do terraço de Alpiarça, coroa o topo do perfil (fácies Gm e Gms).

7.6.1.3-Perfil do Monte da Goucha, margem esquerda da ribeira de Atela (Fig. VII-14).

Este perfil situa-se na vertente oposta à do perfil de Foros da Goucha, no sítio com as coordenadas ND 355 431.

O registo sedimentar deste perfil é muito semelhante ao anterior. Começa ao nível do leito da ribeira de Atela com barras conglomeráticas com estratificação entrecruzada de baixo ângulo e intercalações arenosas. Os conglomerados são constituídos por calhaus de quartzito (66%) e quartzo (34%) com diferentes graus de desgaste. Aparecem calhaus subangulosos, sub-rolados e rolados. As fácies conglomeráticas passam bruscamente a fácies areníticas que, por sua vez, transitam gradualmente para fácies lutíticas. Uma paragem sedimentar está registada aos 23 m de cota, seguindo-se uma bancada de arenitos avermelhados e amarelados com estratificação entrecruzada em ventre. Nos corpos conglomeráticos da base, as paleocorrentes, medidas pela imbricação e disposição dos seus eixos maiores dos calhaus, indicam uma direcção N-S, próxima da direcção do troço actual do Tejo.

7.6.1.4-Perfil de Vale de Atela, margem esquerda da ribeira (Fig.VII-15).

Este perfil situa-se na margem esquerda do Vale de Atela, 1 km ao sueste da povoação de Casalinho, no ponto de coordenadas ND 398 428.

O corte é formado por dois conjuntos sedimentares, encontrando-se o corpo conglomerático superior a ravinar o inferior. Este é constituído por arenitos de espessura métrica com intercalações conglomeráticas de espessura decimétrica fácies (Gt[12] e Gm) em deriva sequencial positiva terminando em argilas escuras com matéria orgânica à cota de 38 m. A matriz arenosa e argilosa apresenta tonalidades cinzentas escuras. O MPS dos clastos é de 13 cm e a percentagem de quartzo 32%. Os calhaus são sub-rolados.

O corpo sedimentar superior tem cerca de 4 m de espessura e é formado essencialmente por corpos conglomeráticos de espessura métrica com intercalações areníticas de menor espessura, claramente subordinadas aos corpos conglomeráticos. Estes exibem estruturas Gm e Gt intercaladas com estruturas St. A matriz é essencialmente arenosa, por vezes microconglomerática e muito friável. Apresenta tonalidade amarelada e alaranjada. Os clastos são sub-rolados e subangulosos com 30% de quartzo e MPS de 16 cm.

7.6.1.5-Perfil do Arneiro das Figueiras (Fig. VII-16).

Situa-se na margem norte de Vale do Cobrão (10 km a sueste de Samora Correia). Tal como nos perfis anteriores, na base do corte predominam corpos conglomeráticos com estratificações maciças e entrecruzadas em ventre (Gm e Gt), com passagens laterais e para o topo a fácies areníti-

[12] Gt (gravel, stratified trough crossbeds) de Miall (1978). Corresponde a conglomerado estratificado entrecruzado em ventre, interpretado como enchimento de pequenos canais ou sulcos.

Local Monte da Goucha (margem esquerda da ribeira de Atela) Coord 355 431

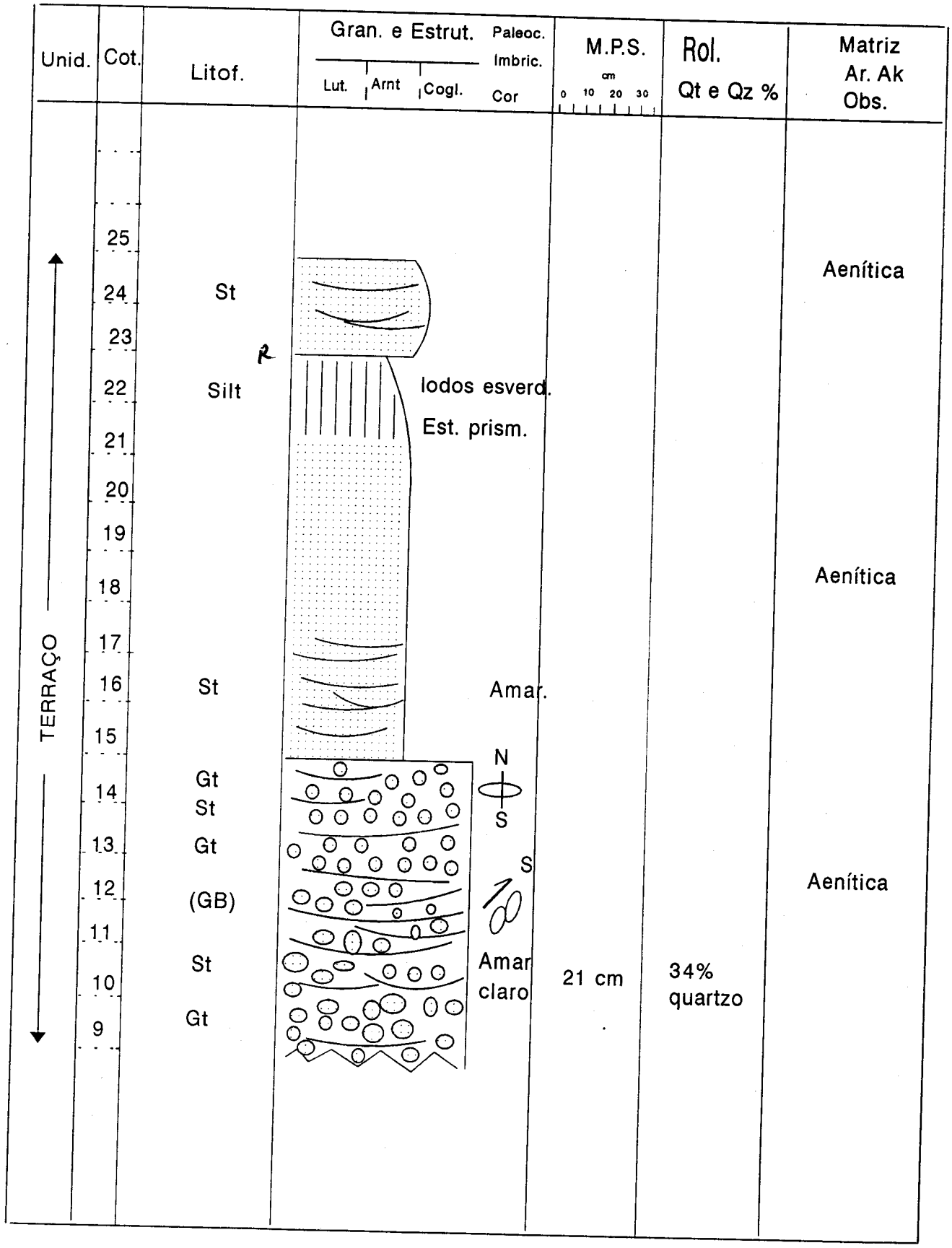



Fig. VII-14 Coluna litostratigrafica do "terraço médio", no Mte. da Goucha, margem esquerda da ribeira de Atela.

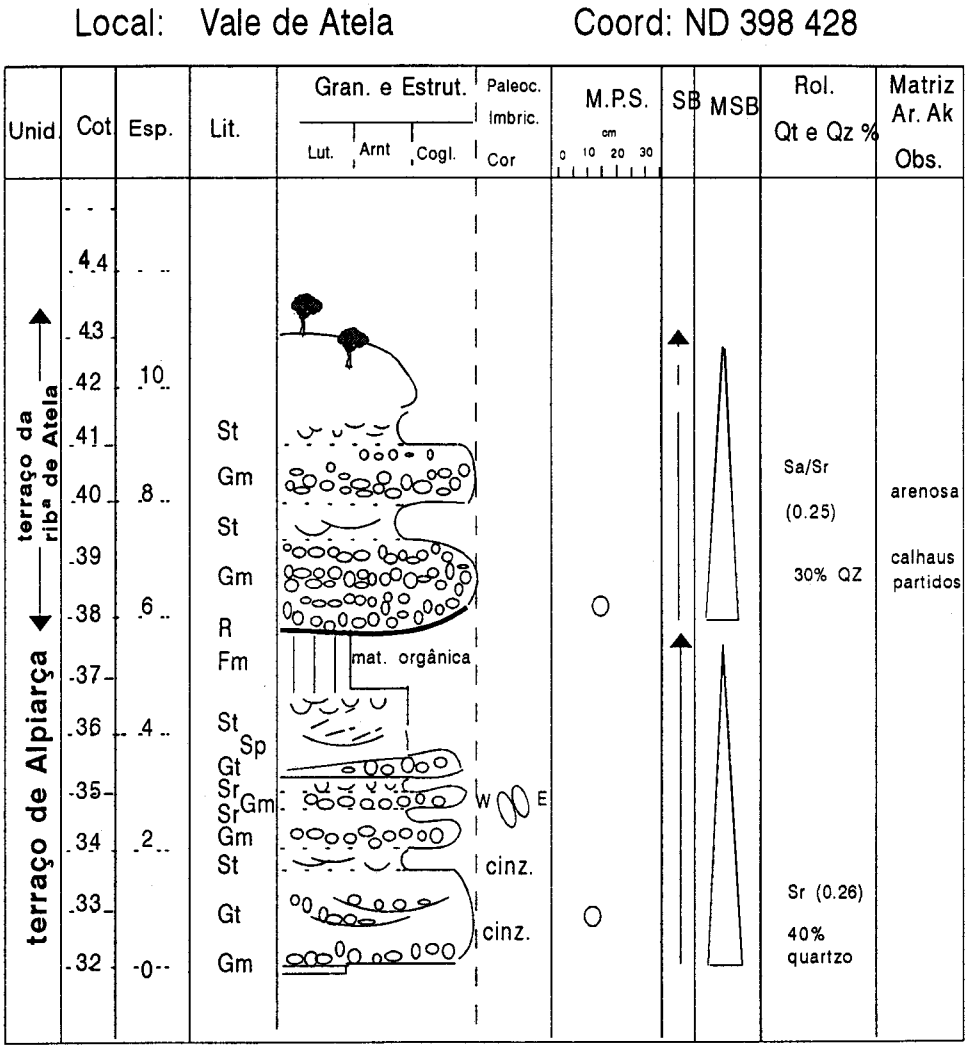



Fig. 15 Coluna litoestratigráfica de Vale de Atela, margem esquerda da ribeira

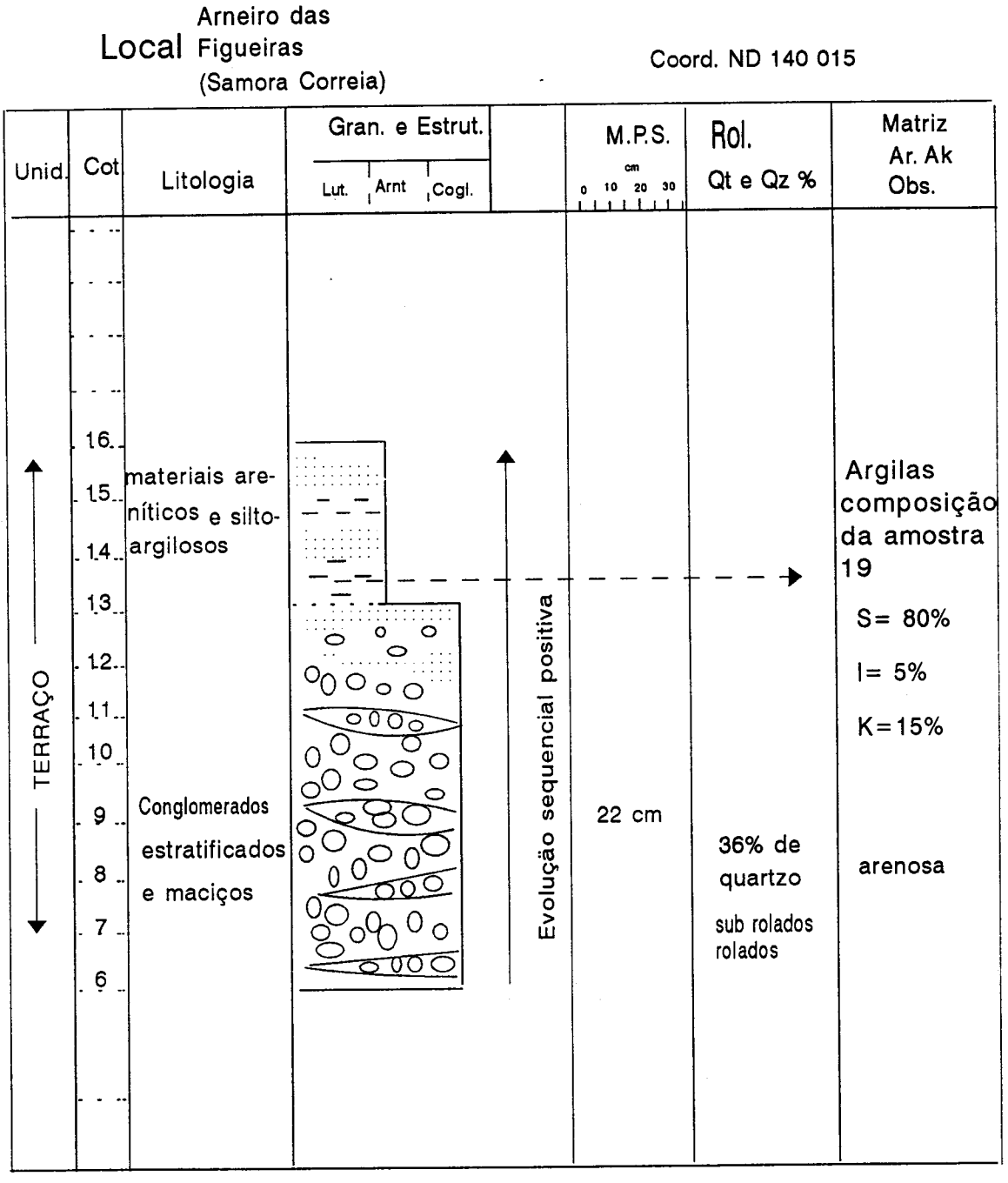



Fig. VII-16 Coluna litostratigráfica do terraço do Arneiro das Figueiras (Samora Correia)

cas e silto-argilosas. Os conglomerados da base são formados por calhaus sub-rolados a rolados com percentagem de quartzo superior a 30% e dimensão máxima da ordem dos 22 cm. Salienta-se o carácter esmectítico da fracção argilosa deste terraço.

### 7.6.1.6- Conclusões sobre os perfis litostratigráficos do terraço de Alpiarça.

À excepção do perfil da margem esquerda do Vale de Atela (Fig. VII-15), os restantes apresentam sequências de fácies que transitam de materiais conglomeráticos para sedimentos areníticos e silto-argilosos, da base para o topo. Esta evolução granulométrica vertical de fácies (*fining-upwards*), nas cerca de duas dezenas de metros de exposição dos perfis, parece constituir apenas a parte superior (visível) de um enchimento de maior espessura, cuja parte inferior se esconde abaixo das actuais aluviões do Tejo.

Os elementos siliciclásticos dos conglomerados da base dos perfis revelam diferentes graus de desgaste, aparecendo calhaus subangulosos, sub-rolados e rolados com composição petrográfica de certo modo uniforme (cerca de 30% a 35% de quartzo), sendo os restantes de quartzito. Podem aparecer outros elementos líticos, mas sem significado estatístico. O MPS varia entre 15 e 22 cm, embora se admitam valores superiores, na base do empilhamento conglomerático, fossilizado pelo enchimento holocénico. A composição e o grau de desgaste dos elementos siliciclásticos revelam claramente fornecimento de sedimento a partir de materiais anteriormente depositados na bacia. A composição petrográfica dos conglomerados do terraço de Alpiarça, pode considerar-se a média aritmética dos Cgl. SA ao sul do Tejo (19% quartzo) e dos leques aluviais do lado norte do Tejo (45% a 50% do mesmo elemento). Por sua vez, a grande variedade do grau de desgaste dos calhaus deste terraço evidencia igualmente mistura de calhaus sub-rolados a rolados dos Cgl. SA ao sul do Tejo e de ele-

mentos siliciclásticos subangulosos e sub-rolados dos leques aluviais do lado norte do Tejo.

Na base dos perfis, as fácies conglomeráticas são dominantes. Estas litofácies, juntamente com o tipo de estruturas sedimentares reveladas, são indicadores de cursos de água com fortes caudais transportando carga sólida abundante. Esta parece ter-se depositado e desenvolvido barras conglomeráticas, na altura dos caudais mais elevados, correspondentes às bancadas mais espessas de conglomerados, com textura mais uniforme (fácies Gm). O ravinamento das barras conglomeráticas por pequenos canais ou sulcos, nos períodos de menor volume de água, conferem aos conglomerados estruturas entrecruzadas de base côncava, correspondentes a enchimento dos pequenos canais ou sulcos (fácies Gt), ou à progradação de dunas hidráulicas de cristas sinuosas (fácies St). A abundância de carga sólida grosseira, juntamente com as oscilações de caudal, evidenciadas pelas intercalações de lentículas arenosas nas litofácies grosseiras, a par da facilidade de mobilidade lateral de canais em margens com fraca coesão, apontam para um sistema fluvial de canais entrançados, cascalhentos, possivelmente de baixa sinuosidade (*braided river*), durante esta fase de construção do terraço de Alpiarça. Salientamos a manutenção destas litofácies e estruturas sedimentares, no sentido longitudinal do sistema fluvial, conforme revela o perfil de Arneiro das Figueiras (Samora Correia), situado mais de 30 km a jusante dos perfis da área de Alpiarça. A manutenção, no sentido longitudinal, das litofácies grosseiras da base dos perfis é igualmente confirmada pelos dados das sondagens do terraço de Alpiarça, como se verá adiante. A transição gradual de fácies, para jusante, constitui uma característica dos depósitos de planícies aluviais construídas por rios de canais entrançados (*braided rivers*), sendo juntamente com a falta de depósitos transportados por fluxos gravíticos (SG), dois elementos de distinção relativamente aos depósitos de leques aluviais (RUST, 1979, in WALKER, 1979; COLOMBO, 1997).

Todos os perfis mostram, na parte superior, deposição de sedimentos areníticos e silto-argilosos, normalmente de cor cinzenta escura, sobre as

fácies conglomeráticas da base[13]. A passagem das litofácies grosseiras da base à sedimentação fina é brusca, indicando uma rápida mutação das condições hidrodinâmicas. Esta mutação de fácies permite pensar numa modificação do sistema fluvial, que terá evoluído para um rio meandrizante, de canal único e elevada sinuosidade.

Nesta mutação de fácies poder-se-á pensar em processos intrínsecos à própria sedimentação, como seja o enchimento do paleovale e modificação da sua geometria, que inevitavelmente conduzem à diminuição do declive e a formas diferentes de confinamento do fluxo. Mas, não se entrevendo condicionalismos de disponibilidade sedimento para esta mutação de fácies, e dado o carácter extensivo da referida mutação, afectando todo o terraço de Alpiarça, parece mais apropriado pensar-se na influência de factores externos, como oscilações eustáticas do nível do mar, modificação climática, ou subsidência tectónica da margem esquerda do Tejo.

O desempenho das oscilações eustáticas, modificação do clima e subsidência tectónica, nesta mutação de fácies e do sistema fluvial, serão discutidos, mais à frente.

### 7.6.2 -Sondagens hidrogeológicas no terraço de Alpiarça (T3)

Quinze sondagens hidrogeológicas, efectuadas no terraço de Alpiarça (Fig. VII-18), permitem estimar a espessura do enchimento aluvial deste terraço, cuja base é difícil observar, por se encontrar abaixo do enchimento holocénico. As espessuras de enchimento do terraço de Alpiarça,

[13] O perfil da margem esquerda da ribeira de Atela (Fig. VII-15) apresenta evolução sequencial positiva, desde a base até à rotura sedimentar, situada aos 38 m de cota, ou seja, uma evolução idêntica à dos restantes perfis do terraço de Alpiarça. Este facto leva-nos a pensar na equivalência das argilas escuras com matéria orgânica, no topo da sequência conglomerática e arenosa, com os empilhamentos silto-argilosos do perfil de Casalinho (Fig.VII-12), situado na margem direita da ribeira de Atela. De acordo com esta interpretação, na margem esquerda da ribeira da Atela, a sedimentação fina teria sido parcialmente erodida pelo embutimento de um novo terraço da ribeira de Atela, cuja base estaria representada pela superfície ravinante nas argilas com matéria orgânica, à cota de 38 m.

indicadas nas sondagens (Fig. VII-17), terão sempre valor local, podendo não corresponder ao enchimento máximo do terraço, ou incluírem alguma margem de erro relacionada com o critério utilizado como limite inferior do enchimento do terraço. De qualquer modo, as informações disponíveis constituem dados objectivos que ajudam a completar os perfis litostratigráficos deste terraço. Como vimos, os perfis do terraço de Alpiarça iniciam-se com materiais conglomeráticos, cuja parte inferior (oculta pelas aluviões) deverá corresponder ao empilhamento conglomerático da base das sondagens.

Considerámos como limite inferior do terraço de Alpiarça, a última camada de arenitos com seixos e calhaus rolados, ou um limite muito próximo da base daqueles conglomerados. Estes deverão definir a "fronteira" entre a sequência aluvial do terraço e os depósitos miocénicos da bacia. De facto, os elementos conglomeráticos das formações miocénicas, que se conhecem, não apresentam o grau de rolamento dos calhaus das sondagens e, abaixo do limite inferior daqueles arenitos com seixos e calhaus rolados, segue-se uma sedimentação relativamente uniforme, em termos petrográficos, composta por argilas, ou grés argilosos com tonalidades amareladas e acastanhadas, que é comum nas formações miocénicas da bacia.

Em conformidade com este critério, o enchimento de terraço, considerado a partir do limite inferior da última camada de arenitos com seixos e calhaus rolados, acaba por constituir um empilhamento sedimentar com uma evolução granulométrica vertical de tendência decrescente, da qual os perfis litostratigráficos mostram apenas uma parte. Essa tendência granulodecrescente, por norma, constitui a evolução natural do enchimento de canais fluviais quando esse enchimento não é perturbado por factores que modifiquem a energia do sistema fluvial. Mesmo nas situações em que factores externos ao sistema fluvial (variações relativas do nível do mar, de natureza climática, ou tectónica) interferem nos enchimentos aluviais, é frequente encontrar empilhamentos sedimentares semelhantes, em termos de evolução granulométrica vertical, com a evolução

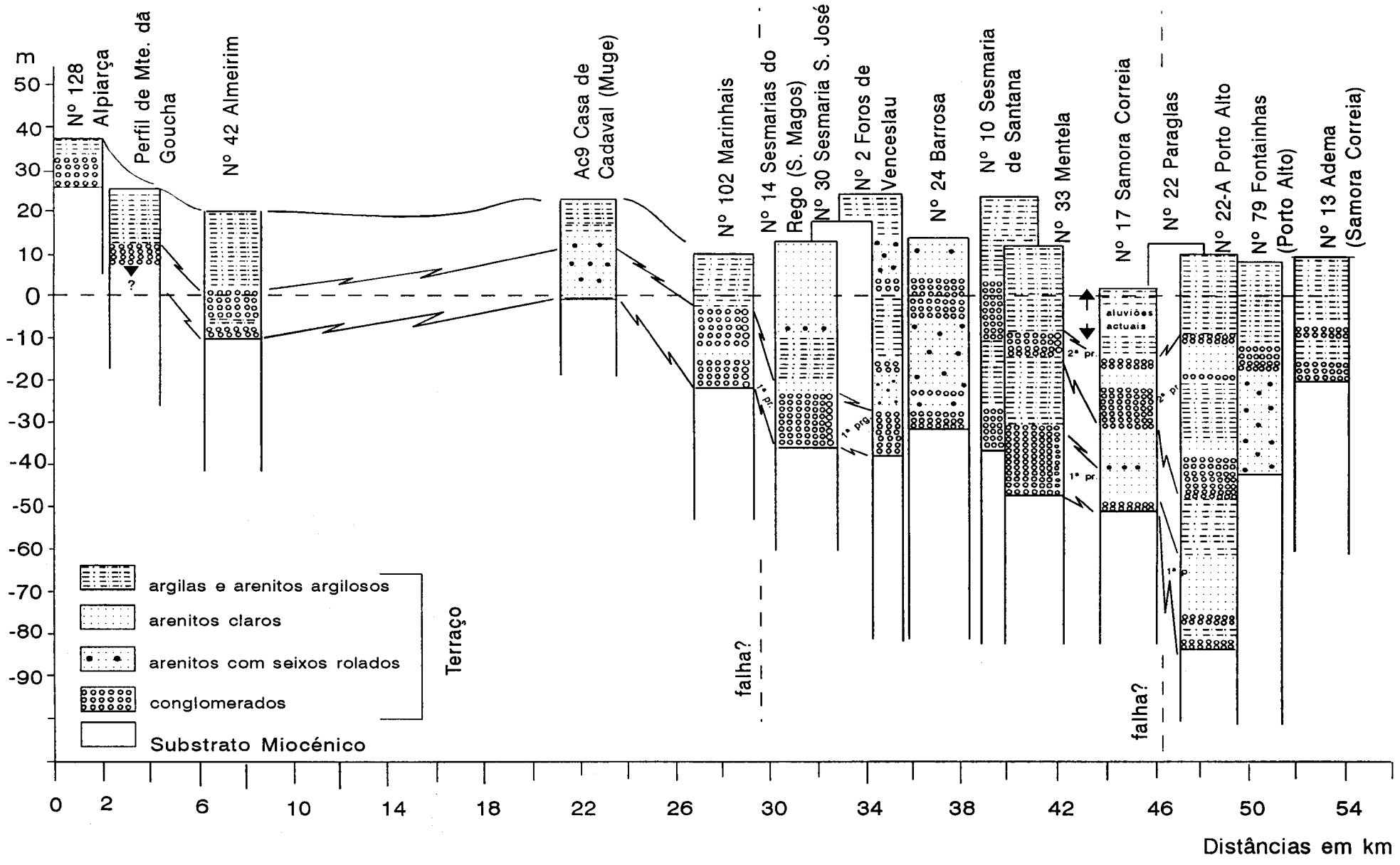
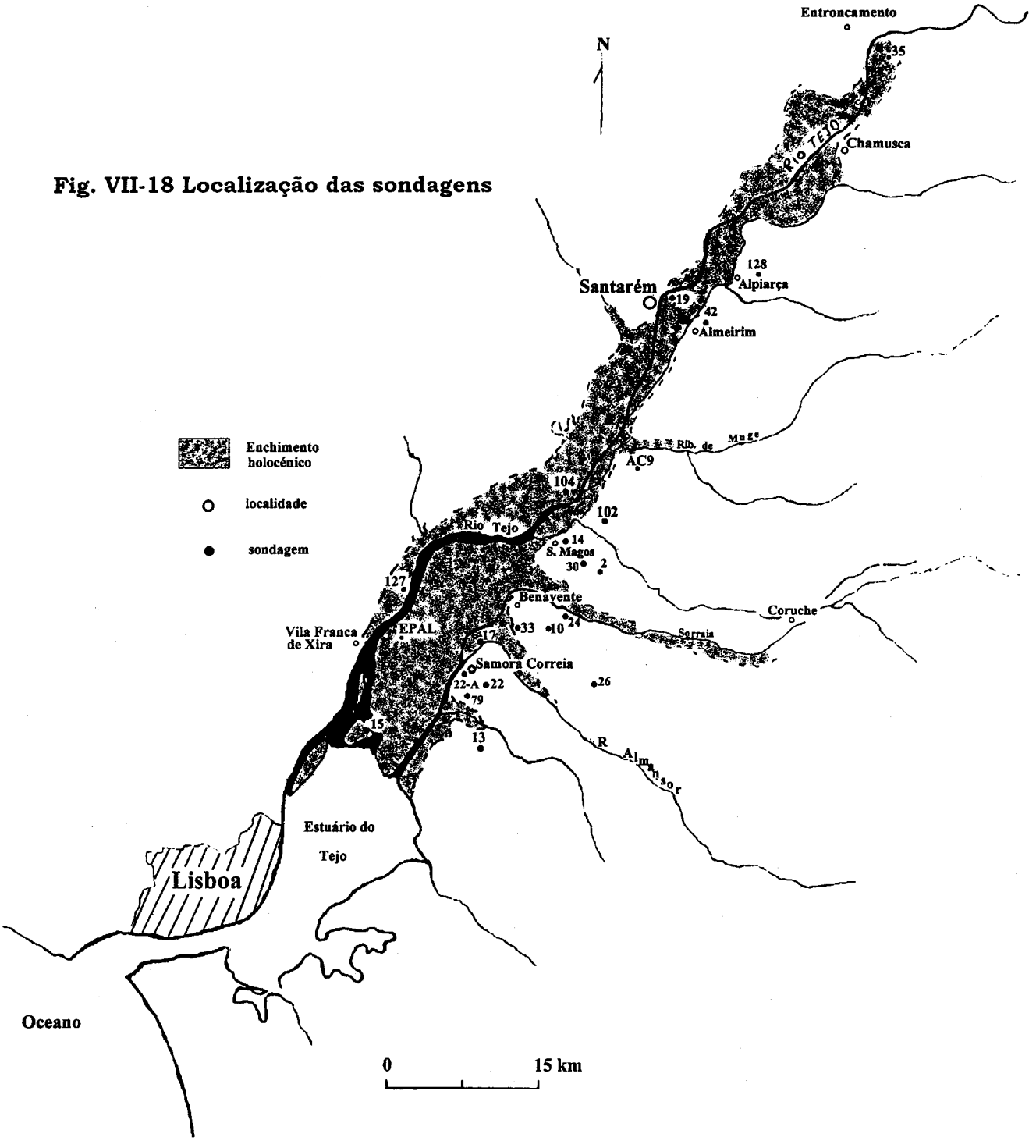



**Fig. VII-17 Sondagens do terraço de Alpiarça**

**Fig. VII-18 Localização das sondagens**



verificada nos perfis e nas sondagens do terraço de Alpiarça. É o que acontece em antigos vales fluviais, entalhados durante a descida relativa do nível do mar e que foram inundados durante a fase transgressiva seguinte. Nestes vales escavados, muitas vezes o enchimento começa com depósitos fluviais de areias e calhaus, que são posteriormente cobertos, durante a fase transgressiva, por sedimentos de ambiente estuarino/marinho, ou fluviais de planície de inundação, dependendo do afastamento do troço do vale relativamente ao litoral. Sobre estes vales entalhados, têm sido concebidos alguns modelos de enchimento (ZAITLIN *et al.*, 1994; DALRYMPLE *et al.*, 1994; ALLEN & POSAMENTIER, 1994; SHANLEY & MCCABE, 1994; FLEMINGS, & GROTZINGER, 1996).

Voltando ao terraço de Alpiarça, os contrastes litológicos, granulométricos e morfométricos, observados nos testemunhos das sondagens, entre os arenitos com seixos e calhaus rolados e as litologias subjacentes, juntamente com os argumentos acima referidos, levam-nos a considerar a base da última camada de arenitos com seixos e calhaus rolados, ou um limite próximo daquele, com o início do enchimento deste terraço. Por sua vez, as espessuras de enchimento do terraço, baseadas neste critério, parecem aceitáveis com as amplitudes das oscilações eustáticas, admitindo que estas tiveram papel preponderante no escavamento e enchimento do paleovale do terraço de Alpiarça.

A representação gráfica das sondagens, desde Alpiarça até Samora Correia (Fig. VII-17), mostra aumento da espessura do enchimento aluvial do terraço de Alpiarça para jusante, com valores de 20 m na sondagem de Alpiarça, cerca de 30 m em Almeirim, ligeiramente acima de 30 m na sondagem de Marinhais, cerca de 50-60 m em Salvaterra de Magos e Benavente e provavelmente cerca de 90 m em Porto Alto. As excepções que aparentemente contrariam o aumento da espessura do terraço para jusante (sondagens AC9 de Casa do Cadaval e nº 13 de Adema), devem-se à posição interior destes furos na superfície do terraço de Alpiarça(próxima do bordo interior do terraço).

Como se pode verificar, na maioria das sondagens há recorrência de episódios conglomeráticos, que aparecem na parte inferior e média das mesmas, mas os últimos 15 a 20 m de enchimento são formados por depósitos finos (argilas, arenitos argilosos, ou simplesmente arenitos). As sondagens mostram que o enchimento aluvial do terraço de Alpiarça só em parte se ajusta à sucessão dos depósitos que ajudaram a definir o modelo dos terraços do Tejo, defendido por ZBYSZEWSKI (1946), pois parece não se confirmar a recorrência dos "depósitos grosseiros de fim de ciclo" (*op. cit.*, p. 254) que, segundo o autor, terminariam o enchimento deste terraço.

A análise mais detalhada do enchimento do terraço de Alpiarça parece indicar que o acarreio de materiais grosseiros terá ocorrido em duas fases: a primeira, com que se inicia o enchimento do vale e a segunda, que aparece na parte média das sondagens a jusante de Foros de Venceslau e Barrosa, subjacente aos sedimentos mais finos do topo. As sondagens com duas recorrências de conglomerados situam-se a jusante da confluência das ribeiras de Magos e do rio Sorraia.

Nas sondagens nº 22 (Paraglás) e nº 30 (Sesmaria de S. José), situadas um pouco para leste de Samora Correia e Salvaterra de Magos, não aparecem calhaus rolados; circunstância que tanto se pode dever a variação lateral de fácies do terraço de Alpiarça, ou a litofácies de unidades litostratigráficas pertencentes ao substrato miocénico. Passa-se o mesmo noutra sondagem do mesmo terraço, situada a meio caminho entre Bilrete e Salvaterra de Magos e cuja abertura acompanhámos.

Sinais de afectação do terraço por acidentes tectónicos surgem entre as sondagens de Marinhais (nº 102) e Sesmaria do Rego (nº 14) e entre as sondagens de Samora Correia (nº 17) e Porto Alto (nº 22-A). Nas referidas sondagens, a base do terraço está desnivelada 15 m, no primeiro caso e 33 m no segundo. Estas sondagens situam-se cerca de 4 km umas das outras e ficam sensivelmente no mesmo alinhamento para jusante, ou seja, não se localizam umas mais para o interior do que as outras, para se invocar o declive da vertente do paleovale. Essa situação deverá explicar o desnível

da base dos conglomerados entre a sondagens de Alpiarça e Almeirim, onde a primeira está muito mais para o interior do terraço do que a segunda. O mesmo não se deverá aplicar ao desnível de 15 m, que se verifica na base do terraço, entre as sondagens de Marinhais e Sesmaria do Rego, situadas no mesmo alinhamento para jusante e a curta distância uma da outra. Aquele desnível é ligeiramente superior à diferença de cota que se verifica entre as sondagens de Almeirim e Marinhais, apesar da última se situar 20 km a jusante da primeira.

O desnível, na base do terraço, entre as sondagens de Marinhais e de Sesmaria do Rego está de acordo com o maior número de terraços observado no sector de Glória do Ribatejo, onde se situa a sondagem de Marinhais, e com a hipótese tectónica sugerida para explicar o número de patamares de terraço naquele sector da margem esquerda do Tejo (veja-se capítulo III § 3.2.3.4). É certo que o desnível, na base das duas sondagens, pode dever-se à irregularidade topográfica da vertente do paleovale, mas não deixa de ser sintomática a coincidência deste desnível e a sua concordância com o maior número de terraços do sector de Glória do Ribatejo.

Mais a jusante, na área de Samora Correia e Benavente, a base do terraço anda muito perto da cota de -50 m, passando, de repente, para a cota de -80 m, no Porto Alto. O desnível da base do enchimento do terraço de Alpiarça, entre as sondagens de Samora Correia e Porto Alto, poderá ter uma explicação tectónica, ou ser devido a um paleovale mais profundo, no Porto Alto.

## 7.6.3-Perfis litostratigráficos do terraço (T2)

### 7.6.3.1-Perfil de Bilrete (Fig. VII-19)

Este perfil localiza-se na margem norte do rio Sorraia, junto do v.g. Bilrete (42 m). O corte inicia-se junto ao canal de Salvaterra com argilas esmectíticas (60%), provavelmente da unidade das Argilas de Tomar. So-

brepõe-se a estas argilas uma bancada de arenitos e um empilhamento conglomerático com 8 m de espessura, formado por calhaus de quartzito (64 %) e quartzo (36 %), com dimensões que podem atingir 24 cm. Os conglomerados diminuem de granulometria para o topo, passando a arenitos e materiais siltosos e argilosos. Nos arenitos mais grosseiros, sobrejacentes aos conglomerados, surgem seixos angulosos com intercalações argilosas essencialmente esmectíticas.

### 7.6.2.2-Perfil de Carvoeira (Fig. VII-20)

Este perfil corresponde à pedreira do v.g. Carvoeira (33 m), situada ao norte da ribeira de St$^{o}$ Estevão.

O corte inicia-se com duas bancadas de arenitos separadas por um nível *gallet mou*, a que se sobrepõe um empilhamento conglomerático com cerca de 10 m de espessura. Este empilhamento é formado por calhaus de quartzito (64%) e quartzo (36%) sub-rolados e rolados com dimensões máximas da ordem de 20 cm.

### 7.6.2.3-Perfil de Glória do Ribatejo (Fig. VII-21)

Este corte situa-se 4 km a WNW de Glória do Ribatejo, na estrada para Muge. O perfil mostra dois conjuntos sedimentares distintos: o inferior, composto por arenitos avermelhados com seixos, calhaus e intercalações argilosas essencialmente cauliníticas; o superior formado por um empilhamento conglomerático com 6 m de espessura. Os calhaus deste empilhamento são de quartzito (68%) e quartzo (32%), sub-rolados, com dimensões que podem atingir 20 cm de MPS. Os últimos 3 m de conglomerados fazem parte de um depósito de *glacis* que trunca parcialmente a superfície do terraço (T4) de Cocharro, a oeste de Glória do Ribatejo.

Local Bilrete
margem direita do Sorraia coord. ND 228 137

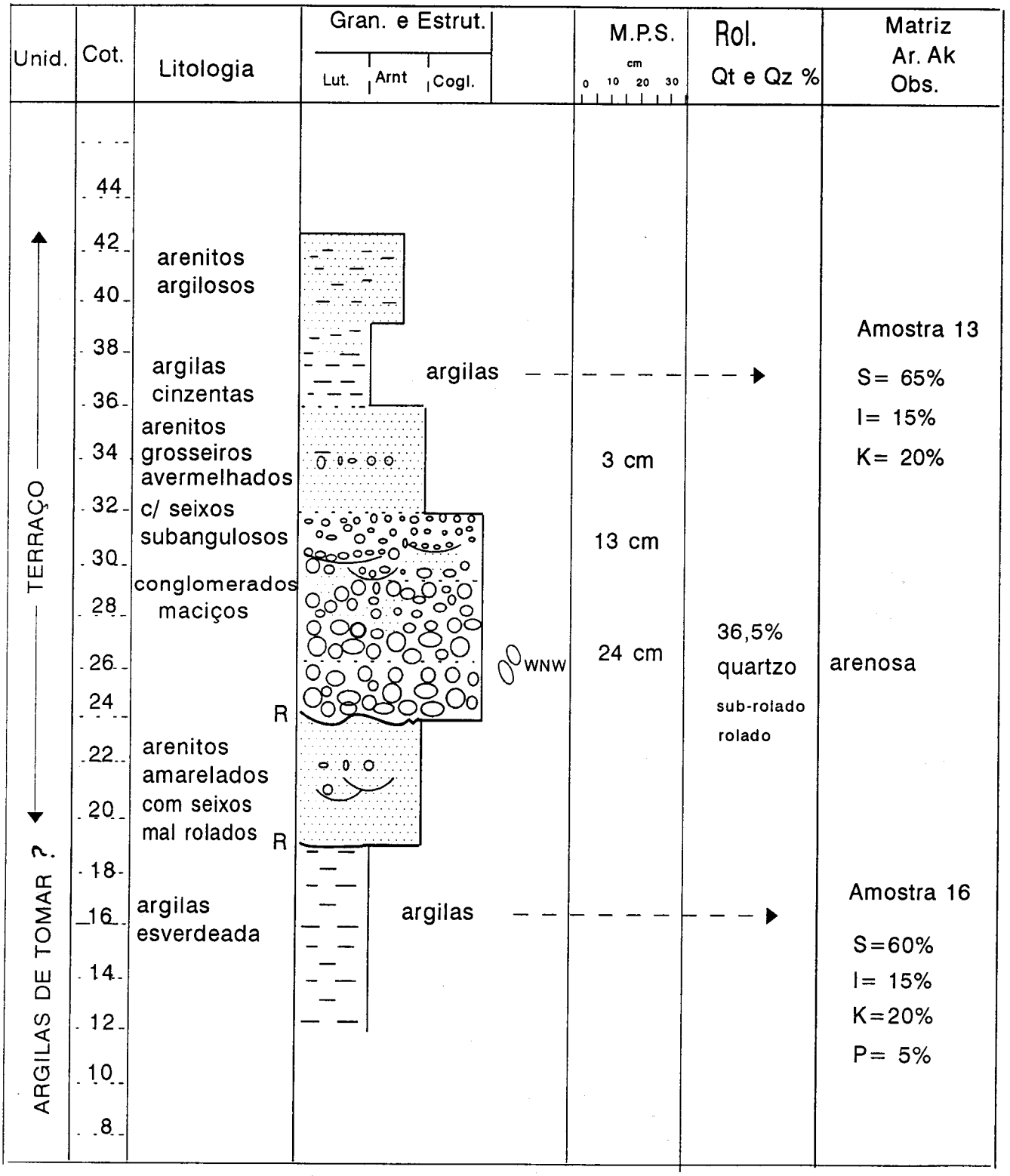



Fig. VII-19 Perfil litostratigráfico do terraço T2 do v.g. Bilrete.

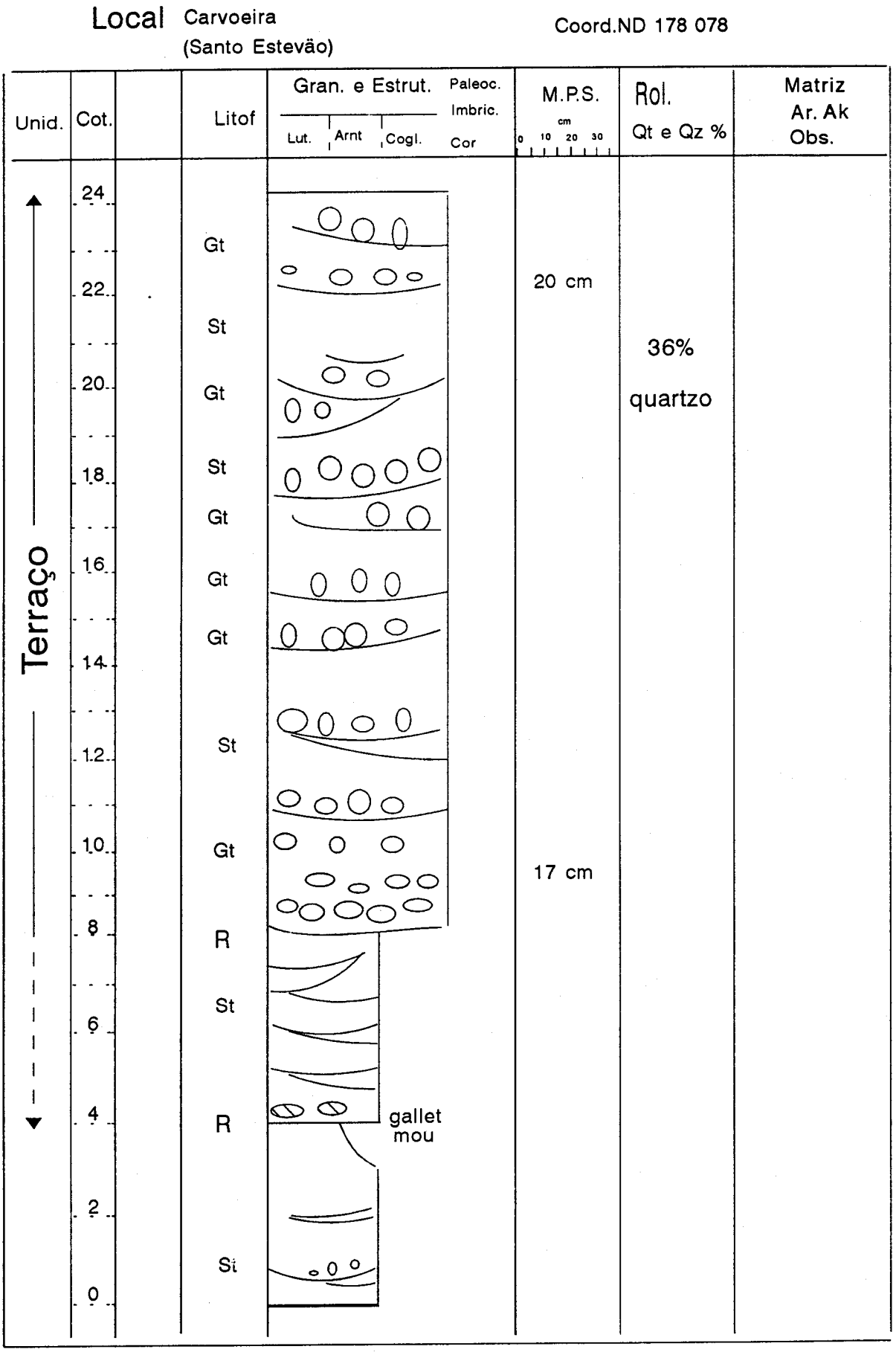



Fig. VII-20 Coluna litostratigráfica do terraço T2 de Carvoeira (Santo Estevão)

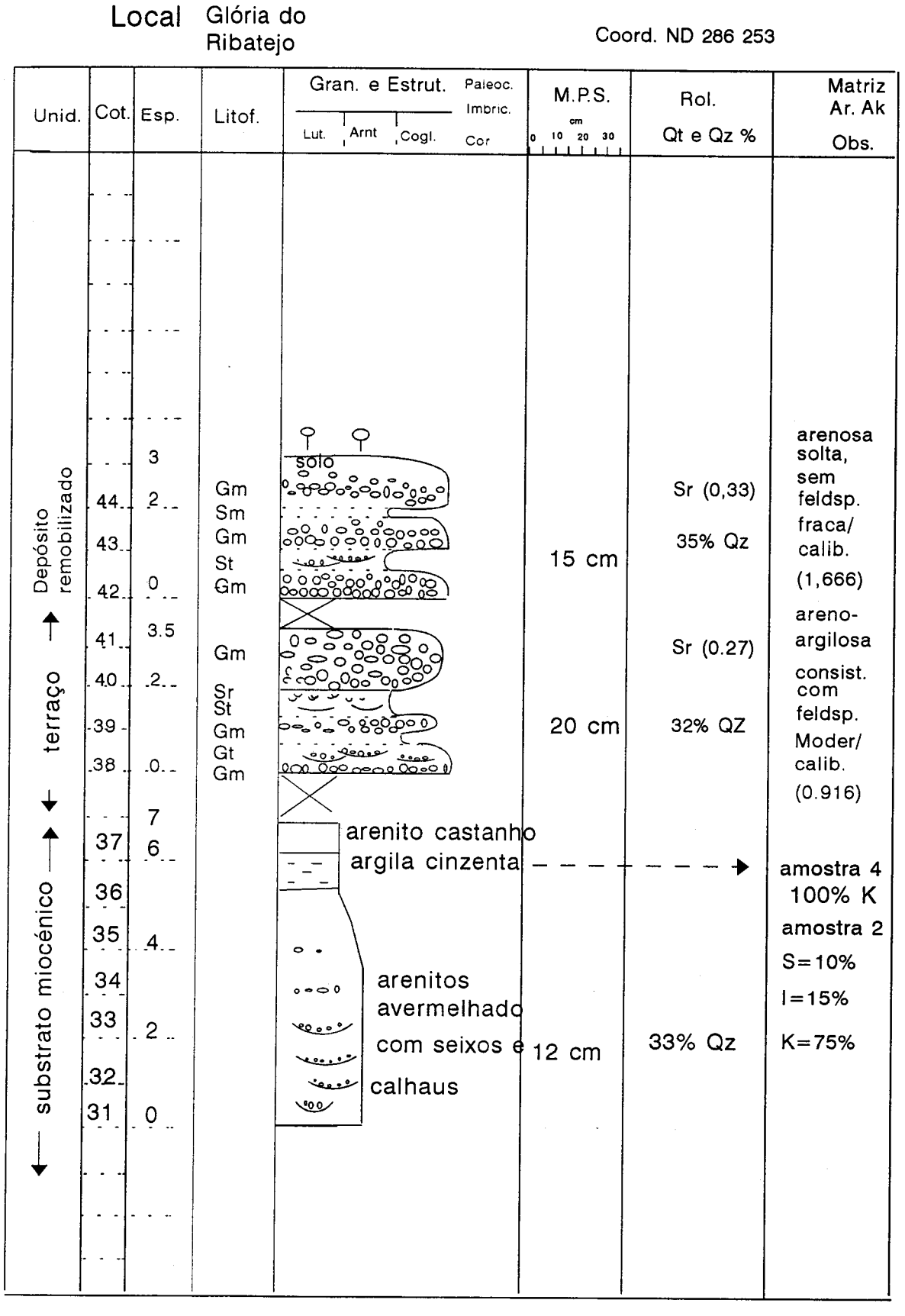



Fig. VII-21 Coluna litoestratigráfica de Glória do Ribatejo; situada a meio caminho entre Glória do Ribatejo e Muge.

## 7.7-O ENCHIMENTO DO TERRAÇO DE ALPIARÇA À LUZ DE NOVOS CONCEITOS ESTRATIGRÁFICOS E PRINCIPAIS PROBLEMAS DE INTERPRETAÇÃO.

Nos últimos 15 anos, os estudos em plataformas continentais e ambientes de transição, como os estuários, têm dado grande importância às oscilações eustáticas, como factores de controle da sedimentação nessas áreas. Esses estudos assumiram um interesse muito grande por parte dos especialistas da Exxon Production Research Company, que trabalhando em domínios de plataforma continental, desenvolveram o conceito de sequência deposicional[14], com base na observação de perfis de reflexão sísmica de sedimentos acumulados nas plataformas continentais. Em muitos casos, os limites dessas sequências são interpretados como hiatos na sedimentação associados a descidas relativas do nível do mar, ou mudanças nas suas taxas de subida (HAQ *et al.*, 1987; BAUM & VAIL, 1987; VAIL, 1987; VAN WAGONER *et al.*, 1987; POSAMENTIER & VAIL, 1988).

O incremento destes estudos deu-se a partir da publicação da American Association of Petroleum Geologists, Memoire 26 (PAYTON, 1977) a que se seguiu, mais tarde, a elaboração de uma cronologia das flutuações do nível do mar desde o Triássico (HAQ *et al.*, 1987), que constitui uma espécie de carta de ciclos eustáticos, acompanhada de uma estratigrafia de sequências deposicionais (WILGUS *et al.*, 1988; VAN WAGONER *et al.*, 1990). De então para cá, os estudos sobre a estratigrafia de sequências deposicionais estenderam-se igualmente às áreas estuarinas. Nestes estudos, tem-se dado ênfase às variações do nível do mar, ou mudanças nas taxas de subida ou descida relativa, para explicar certos hiatos, com significado

[14] Este conceito é utilizado para empilhamentos sedimentares de domínio de plataforma continental, limitados por descontinuidades ou pelas correlativas conformidades, relacionadas com os movimentos eustáticos. Corresponde a um ciclo sedimentar iniciado por uma transgressão e terminado pela regressão que se lhe segue (Baum & Vail, 1987; Vail, 1987; Van Wagoner *et al.*., 1987 Posamentier & Vail, 1988, *in* Barbosa, 1995). Corresponde, portanto, a um conjunto de sedimentos com relação genética e com significado cronostratigráfico.

estratigráfico, no interior dos enchimentos sedimentares que preenchem os mesmos estuários.

Estes troços vestibulares dos rios são, em muitos casos, formas relativamente recentes, pois foram escavados durante a descida do nível do mar, associada ao último período glaciário, tendo sido posteriormente inundados com a subida eustática que se seguiu, ao terminar este período (ALLEN, & POSAMENTIER, 1994; ZAITLIN *et al.*, 1994; DALRYMPLE *et al.*, 1994).

Os estudos sobre sequências deposicionais em áreas de plataforma continental, ou de transição, têm sido realizados em vários locais do Mundo, desde o Golfo do México ao estuário do Gironda, em França (ALLEN & POSAMENTIER, 1993 e 1994). Em vários locais, tem-se verificado o recobrimento de depósitos aluviais progradantes, associados ao nível baixo do mar (cortejo sedimentar de nível baixo), por sedimentos de interior de estuário (lodos e areias) ou marinhos, relacionados com a fase transgressiva seguinte (cortejo sedimentar transgressivo). Ás vezes, os sedimentos da fase transgressiva acabam por ser cobertos por sedimentos estuarinos e fluviais, que progridem de novo, na direcção do litoral e que têm sido relacionados com a estabilização do nível alto do mar (cortejo sedimentar de nível alto).

Em paralelo com estes estudos, são referidos e utilizados novos conceitos, como "espaço de acomodação", "nível de base estratigráfico" e "ponto de equilíbrio". Estes conceitos têm sido desenvolvidos com base nas interacções dos principais factores que controlam a erosão e a deposição nas margens continentais e que são fundamentalmente as oscilações eustáticas, a subsidência tectónica e o fornecimento de sedimento. Tentaremos resumir estes conceitos de forma breve.

### 7.7.1-"Espaço de acomodação", "nível de base estratigráfico", "ponto de equilíbrio"

O "espaço de acomodação" é o espaço potencialmente disponível, nas bacias, para acumulação de sedimento (JERVEY, 1988, p. 47, *in* SHANLEY & McCABE, 1994). "Para que o sedimento seja preservado, tem de existir espaço disponível abaixo do nível de base, "o nível acima do qual ocorrerá erosão" in SHANLEY & McCABE (*op. cit.*, p. 546).

O "espaço de acomodação" varia com o tempo geológico e depende das oscilações eustáticas, da subsidência tectónica e do fornecimento de sedimento (JERVEY, 1988; POSAMENTIER & VAIL, 1988; ROSS, 1990, in SHANLEY & McCABE, 1994).

O aumento do "espaço de acomodação" geralmente dá-se com a subida eustática, mas a taxa de criação de espaço disponível para acumulação de sedimento depende da interacção entre as oscilações eustáticas e a subsidência tectónica. A criação de "espaço de acomodação" é rápida quando, em simultâneo, ocorre subida do nível do mar e subsidência tectónica da bacia. Mas o "espaço de acomodação" também pode aumentar com descida do nível do mar a taxa inferior à subsidência continental pois, neste caso, verifica-se subida relativa do nível do mar, embora a uma taxa inferior à da situação anterior.

Avanço ou retrocesso do mar em relação ao continente dependem ainda do fornecimento de sedimento relativamente ao "espaço de acomodação" criado (SHANLEY & McCABE, 1994). Se o fornecimento de sedimento é inferior ao incremento do "espaço de acomodação" (e isso acontece geralmente com as subidas do nível do mar glacio-eustáticas, que são instantâneas à escala geológica) ocorrerá avanço do mar sobre as áreas continentais. Esse avanço pode traduzir-se, na desembocadura dos rios, pela inundação das suas partes terminais e consequente formação de estuários. Dentro destes, dá-se a cobertura dos sedimentos aluviais pelos estuarinos e marinhos, durante a rápida subida eustática. Se a taxa de fornecimento de sedimento excede a taxa de criação de "espaço de acomodação", podem formar-se deltas na desembocadura dos rios e, consequentemente, progradação das linhas de costa para o lado do oceano, principalmente se a acção das ondas e das correntes de maré for limitada.

Nos estuários, uma taxa de fornecimento de sedimento superior à taxa de criação de espaço disponível origina rápido enchimento dos mesmos com avanço dos depósitos aluviais sobre os perálico-aluviais e destes sobre os marinhos. Esta situação é frequente acontecer, na altura da máxima inundação dos estuários, coincidente com a estabilização temporária do nível alto do mar, em que a taxa de criação de espaço de acomodação é muito pequena ou nula e o influxo de sedimentos aluviais e estuarinos (cortejo sedimentar de nível alto) avança na direcção do litoral recobrindo os sedimentos da fase transgressiva anterior. Esta situação poderá estar a acontecer, no estuário do Tejo, desde há 3 mil anos, altura em que o nível do mar terá atingido um nível próximo do actual. ZBYSZEWSKI (1946) refere que durante os períodos interglaciares, de alto nível marinho, o Mar da Palha devia subir, no vale do Tejo, até às proximidades de Muge e Almeirim: "Le Tage devait y déboucher par un "delta interieur" semblable à celui que l'on observe aujourd'hui en aval de Vila Franca de Xira" (*op. cit.*, p. 256). Por sua vez, DIAS *et al.* (1997, Fig. 2E) mostram contornos do estuário do Tejo muito mais reentrantes há 3 mil anos, quando o mar terá atingido, segundo os autores, um nível próximo do actual. Neste século, na zona a montante do estuário do Tejo, compreendida entre a transversal Olivais-Alcochete e Vila Franca de Xira a evolução das zonas de espraiado entre 1928 e 1986 parece reflectir, aumento das superfícies intertidais e supratidais com crescimento dos bancos longitudinais de menores dimensões, que mostram também, em alguns casos, deslocamento para jusante (FREIRE & ANDRADE, 1993).

Situações de agradação ocorrerão quando a taxa de fornecimento de sedimento e de criação de espaço de acomodação se equilibram. No local onde o espaço de acomodação é zero ocorrerá apenas passagem de sedimento, e onde o "espaço de acomodação" é negativo é provável que ocorra erosão e incisão (SHANLEY & McCABE, 1994).

O "espaço de acomodação", assim definido, é "referido em relação a uma superfície de equilíbrio conceptual, que separa a erosão da deposição" (SHANLEY & McCABE, 1994, p.547 ) e que, do ponto de vista estra-

tigráfico, foi descrita por nível de base estratigráfico. Deste ponto de vista, o nível de base estratigráfico é entendido como "a superfície na direcção da qual competem as forças externas, ou a superfície na qual nem erosão, nem deposição têm lugar" (BARRELL, 1917, p.778), ou ainda,"uma superfície de equilíbrio acima da qual nenhuma partícula pode vir a ficar e abaixo da qual, deposição e fossilização são possíveis" (SLOSS, 1962, p.1051 in SHANLEY & McCABE, 1994, p. 548).

Tanto o "espaço de acomodação" como o nível de base estratigráfico oscilam em função das variações do nível do mar, da subsidência tectónica e do fornecimento de sedimento. Nessa superfície de equilíbrio, "análoga a uma superfície de energia potencial que descreve a direcção na qual é provável mover-se o sistema estratigráfico, ou na direcção da sedimentação e da preservação de sedimento, ou na passagem de sedimento e erosão" (SHANLEY & McCABE, 1994, p.548), encontra-se o "ponto de equilíbrio", que corresponde ao ponto dessa superfície, onde a taxa de oscilação eustática iguala a subsidência tectónica durante a descida do nível do mar, ou o levantamento tectónico do lado continental, durante a subida eustática (POSAMENTIER *et al.*, 1988). Ou seja, no "ponto de equilíbrio" a taxa de criação de "espaço de acomodação" é nula e, por conseguinte, corresponde a mero trânsito de sedimento. O "ponto de equilíbrio" movimenta-se perpendicularmente à linha de costa; para o lado continental, quando se dá aumento do "espaço de acomodação", devido a subida relativa do nível do mar e na direcção do litoral, sempre que se verifique diminuição do "espaço de acomodação", por descida relativa do nível do mar. Na primeira situação há retrogradação (recobrimento gradual dos sedimentos aluviais, pelos perálico-aluviais), na segunda dá-se avanço dos sedimentos aluviais para o lado do litoral, ou seja, progradação.

De certa forma, o nível de base estratigráfico aproxima-se do conceito de perfil de equilíbrio dos rios, que também é uma superfície de equilíbrio, controlando a erosão e a preservação de sedimento ao longo do rio e, tal como o nível de base estratigráfico, sofrendo ajustamentos em função das variações do nível do mar, do fornecimento de sedimento, das oscila-

ções de caudal e dos movimentos tectónicos (SHANLEY & McCABE, 1994).

Os conceitos que acabamos de resumir têm sido utilizados para explicar a evolução dos registos estratigráficos sobre as plataformas continentais, mas também se aplicam ao enchimento de vales entalhados durante a descida do nível do mar (*incised-valley system*), posteriormente inundados pela última subida global do nível do mar, que transformou muitos daqueles vales em estuários. Em muitos casos, o enchimento aluvial parece ter começado próximo do final da posição mais baixa da curva eustática, mas o grande volume de sedimentos ter-se-á depositado durante a subida do nível do mar, ou da sua paragem temporária durante o ponto mais alto da curva eustática. Em certos modelos conceptuais (ZAITLIN *et al.*,1994; FLEMINGS & GROTZINGER, 1996) tem-se relacionado o escavamento dos troços vestibulares dos vales e das planícies costeiras com a descida do nível do mar. Ao ponto mais baixo desta fase regressiva, início da subida, tem-se associado a deposição, nos fundos dos vales, de depósitos fluviais de areias e calhaus, designados por cortejo sedimentar de nível baixo (*lowstand system tract*). Estes depósitos fluviais são, em muitos casos, idênticos aos que se encontram em sectores mais interiores do curso do rio e, geralmente, estão cobertos por um cortejo sedimentar de ambiente estuarino, ou marinho, relacionado com a fase transgressiva (*transgressive system tract*), igualmente cobertos por um cortejo sedimentar de ambiente estuarino (areias, lodos) ou fluviais, que avançam na direcção do litoral e que correspondem ao ponto mais alto do nível do mar (*hightstand system tract*) (ALLEN & POSAMENTIER, 1994; ZAITLIN *et al.*, 1994).

No enchimento dos vales escavados, têm sido igualmente reconhecidas um conjunto de superfícies ou descontinuidades com significado estratigráfico, que ajudam a definir os referidos cortejos sedimentares. Por exemplo, uma das superfícies mais importantes no enchimento é a superfície de transgressão (*transgressive surface*), que separa o cortejo sedimentar de nível baixo, com características progradantes na direcção do litoral, do cortejo sedimentar transgressivo, correspondente à inundação do estuário.

Esta superfície anuncia a rápida subida do nível do mar e as acentuadas mudanças litológicas associadas a essa subida (HAQ *et al.*, 1987). Outra importante superfície com significado estratigráfico é a superfície de máxima inundação (*maximum flooding surface*) que, no interior do estuário, fica entre os sedimentos transgressivos e os sedimentos do cortejo sedimentar de nível alto (*higtstand system tract*), com características progradantes para o lado do litoral.

As oscilações eustáticas, ainda que muito importantes, não são o único factor de controle da erosão e da deposição nas plataformas continentais, ou nas partes terminais dos rios, mas apenas um, entre os vários factores a ter em conta (SHANLEY & McCABE, 1994). A influência das oscilações eustáticas parece exercer-se sobretudo nos registos sedimentares das planícies costeiras e nos troços inferiores dos vales; para o interior, a influência das variações do nível do mar diminui[15] e factores relacionados com o clima, ou levantamento da área de alimentação parecem ganhar maior importância (POSAMENTIER & JAMES 1993 *in* SHANLEY & McCABE, 1994). A título de exemplo, Saucier (*in* AUTIN *et al.*, 1991) refere que o rio Mississipi responde a variações do nível de base estratigráfico no troço abaixo de Natchez, localidade situada a 220 km da costa.

Assim sendo, o caracter progradativo do cortejo sedimentar de nível alto, pode não estar relacionado com uma real descida eustática, mas simplesmente com o aumento de caudal e fornecimento de sedimento, associado a uma alteração climática, numa altura em que a taxa de criação de espaço de acomodação é pequena, ou nula.

À luz destes conceitos, tentaremos discutir os enchimentos do terraço de Alpiarça (T3) e do patamar intermédio (T2).

---

[15] Não se nega com isto a influência do nível de base no controle da erosão e na regularização dos perfis longitudinais dos cursos de água com o decorrer do tempo geológico e que é determinante para a redução e abaixamento do relevo. Da referida influência decorre o conceito de "ciclo" de erosão Davisiano. Mas, a influência do nível de base a essa escala de tempo geológico (milhões de anos) é bem diferente dos intervalos de tempo a que se reportam os episódios de erosão e sedimentação durante o Quaternário, que nos referimos (da ordem das dezenas de milhares de anos).

### 7.7.2- O enchimento do terraço de Alpiarça. Principais problemas de interpretação.

Uma questão de crucial importância, que poderá servir como linha de trabalho futuro, tem a ver com o ambiente em que se terá verificado o enchimento do terraço de Alpiarça do troço do baixo Tejo. Terá sido num troço fortemente influenciado pelas variações eustáticas, ou num troço onde variações de caudal, fornecimento de sedimento, estarão relacionados com as oscilações do clima, ou a conjugação destes factores?

No modelo clássico sobre a formação dos terraços do Tejo, BREUIL & ZBYSZEWSKI (1945) e ZBYSZEWSKI (1946) fazem apelo aos dois factores (eustatismo e clima). Acerca do enchimento do "terraço médio" (*idem* terraço de Alpiarça), aqueles autores invocam a descida glacio-eustática para explicar o escavamento do vale, que precedeu o enchimento e apelam às variações do clima para explicar o contraste das litofácies deste terraço, nomeadamente, entre os sedimentos grosseiros da base, e os sedimentos finos que se lhes sobrepõem, e entre estes, e os "depósitos de final de ciclo".

O modelo sobre o enchimento do terraço de Alpiarça e dos restantes terraços, apresentado por Zbyszewski em 1946, é simples e coerente. No entanto, como acabámos de verificar pelas sondagens, o enchimento deste terraço não parece terminar com sedimentação grosseira, a menos que essa sedimentação tenha sido tomada por depósitos de recobrimento superficial, nos casos em que a superfície do terraço possa estar retocada pela superfície de um *glacis*, ou que se tenham considerado os depósitos conglomeráticos do patamar tipo de Bilrete (T2) como a superfície de enchimento final do terraço de Alpiarça, uma vez que estes dois terraços aparecem representados com a mesma rubrica (Q3) a jusante da ribeira de Muge (ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1968 e 1969). Se datações nos terraços do Tejo, confirmarem identidade cronológica entre o terraço de Alpiarça (T3) e o patamar intermédio (T2), representado pelo patamar tipo de Bilrete, então teria existido, no médio e baixo Tejo, um enorme terraço

cujo enchimento estaria parcialmente truncado por uma superfície erosiva. Neste caso, formulado em termos de hipótese, o degrau entre o terraço de Alpiarça (T3) e o patamar de Bilrete (T2) corresponderia a um rebordo de erosão, salientado pelo contraste entre as litofácies finas do terraço de Alpiarça e as litofácies conglomeráticas do patamar de Bilrete (T2). No entanto, esta hipótese parece-nos menos provável, pois ainda que isso pudesse ter acontecido, num determinado troço do Tejo, parece-nos menos provável a sua generalização ao médio vale do Tejo, onde, como vimos, se individualiza sempre um patamar, anterior ao terraço mais desenvolvido do Tejo (T3), não se observando naquele troço do Tejo variação granulométrica de fácies entre os terraços T2 e T3.

No que respeita ao significado climático e cronostratigráfico, atribuído às diferentes litofácies do enchimento do terraço de Alpiarça por ZBYSZEWSKI (1946), parece-nos, perante os progressos conseguidos com as datações isotópicas dos sedimentos acumulados nos fundos oceânicos (SHACKLETON & OPDYKE, 1976; CHAPPELL & SHACKLETON, 1986; SHACKLETON *et al.*, 1990), não fazer muito sentido utilizar-se a terminologia da cronologia alpina, uma vez reconhecidas, durante o Plistocénico Médio e Superior, alternâncias de períodos glaciários e interglaciários em maior número do que os referidos naquela cronologia. Por exemplo, datações do filão de calcite de Devils Hole (Nebrasca) (WINOGRAD *et al.*, 1997) mostram, nos últimos 450 mil anos, cinco períodos glaciários, separados por igual número de períodos interglaciários, tendo os quatro últimos interglaciários mais quentes, correspondentes aos substádios 5e, 7e, 9c e 11c uma duração um pouco superior a 20000 cada um (WINOGRAD *et al.*, 1997) (Fig. VII-23 ).

Teremos de questionar, se o enchimento do terraço de Alpiarça, atribuído ao período interglaciário Mindel-Riss (ZBYSZEWSKI, 1946), terá levado quase 400 mil anos para se constituir, uma vez que na cronologia glaciar alpina, o referido período interglaciário parece ajustar-se ao intervalo de tempo que vai do final do estádio 16 ao início do estádio 6 da curva isotópica (SHACKLETON & OPDYKE, 1976; BONIFAY, 1980;

SHACKLETON *et al.*, 1990). Os referidos estádios correspondem, cada qual, a um período de frio intenso da glaciação Mindel (estádio 16) e da glaciação Riss (estádio 6). Acontece que, entre estes dois estádios, ocorreram, alternadamente, outros períodos glaciários de desigual duração e intensidade de frio (estádios 14, 12, 10 e 8) e interglaciários (estádios 13, 11, 9 e 7).

Verificamos, por isso, que a cronologia glaciar alpina constitui uma escala de medição cronológica pouco precisa na seriação de acontecimentos, como os enchimentos aluviais, cuja duração poderá ser muito inferior à dos intervalos da referida cronologia. Basta verificar, por comparação com o enchimento holocénico, que enchimentos aluviais da mesma ordem de grandeza do terraço de Alpiarça, não levaram muito mais de 10 mil anos para se constituírem.

Deste modo, a necessidade de proceder a datações absolutas será fundamental para se conhecerem as relações entre o enchimento do terraço de Alpiarça com as variações eustáticas e influências do clima, tanto mais que estudos arqueológicos (RAPOSO, *et al.*, 1985) e datações por termoluminiscência (RAPOSO & SANTOJA, 1995, AZEVEDO *et al.*,1998) estão a pôr em causa a cronologia admitida por ZBYSZEWSKI (1946), apontando uma idade próxima do último período interglaciário (Eemiano), para os níveis estratigráficos superiores do terraço de Alpiarça.

Teremos igualmente de nos questionar, se as diferentes litofácies do terraço de Alpiarça, nomeadamente a passagem dos depósitos conglomeráticos da base, aos depósitos mais finos do topo, representam alterações climáticas e serão coincidentes, em termos temporais, com essas alterações, ou ter-se-á dado o enchimento aluvial do referido terraço num intervalo de tempo mais curto, reflectindo as diferentes litofácies modificação do ambiente deposicional à medida que o nível do mar ia subindo e o vale ia ficando preenchido de sedimentos, modificando-se a sua geometria, sem que entretanto tivessem existido significativas mudanças climáticas. Por exemplo, a recorrência de pequenos leitos conglomeráticos, que apa-

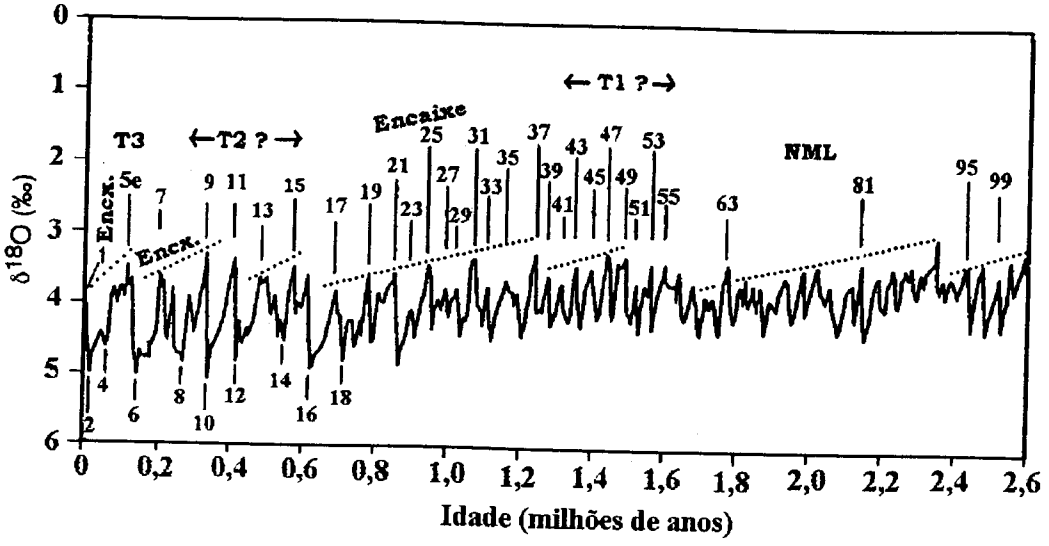



Fig. VII-22 Registo do Oxigénio isotópico ($\delta^{18}$ O) para os últimos 2,6 milhões de anos, deduzido dos foraminíferos bentónicos da sondagem ODP 677 (Shackleton, *et al.*, 1990). Para orientação, foram seleccionados os estados isotópicos rotulados no gráfico. Em média, de 100 em 100 mil anos ocorrem oscilações do nível dos oceanos da ordem dos 100 m, a que se sobrepõem oscilações menores, com intervalos de 41 e 23 mil anos de recorrência. Foi estimada uma subida global do nível do mar, de cerca de 100 m durante os últimos 20 000 anos.

Gráfico extraído de: PIRAZZOLI (1996)-Causes of Sea-Level Changes, *in* PIRAZZOLI, P. A. (Eds), *Sea Level Changes, the Last 20.000 Years*. John Wiley & Sons, pp. 5-22.

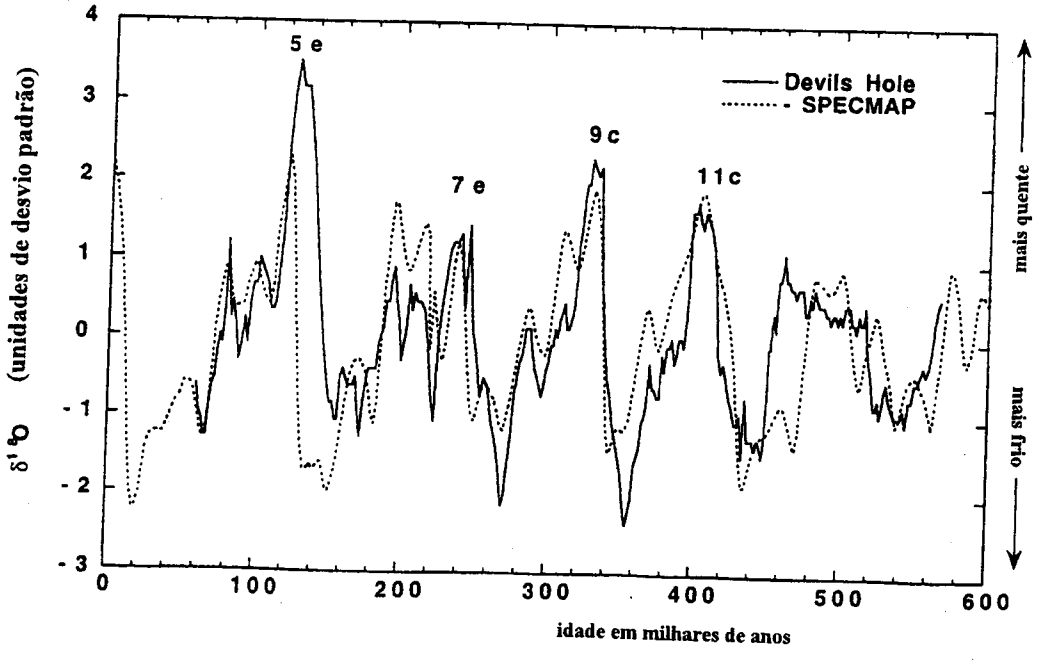



Fig. VII-23 Comparação das series de tempo $\delta^{18}$ O de Devils Hole e SPECMAP. A correlação linear destes registos é de -0,50; não se fizeram ajustamentos de fase. Substados isotópicos marinhos estão etiquetados na figura. Unidades de desvio padrão calculadas sobre todo o registo. Seguindo a prática corrente na literatura paleoclimática, o sinal das series de tempo do SPECMAP tem sido invertido (notar o sinal negativo) por isso interglaciações aparecem como picos.

(Extraído de WINOGRAD *et. al.* 1997).

rece nas sondagens, representará pequenos episódios pluviais dentro do "complexo interglaciar" do enchimento do terraço de Alpiarça, como admite ZBYSZEWSKI (1946), ou serão devidas a processos autocíclicos (variações de caudal) responsáveis pela distribuição do sedimento?

Esta será uma linha de investigação que deverá ter continuidade e requer o reconhecimento de descontinuidades com significado estratigráfico, dentro do enchimento aluvial do terraço de Alpiarça e a elaboração de uma estratigrafia mais fina, cronologicamente referenciada. Até ver, a passagem brusca das litofácies conglomeráticas da base do terraço de Alpiarça, às litofácies silto-argilosas sobrejacentes, pode ser interpretada como resultado natural do enchimento do paleovale e de modificação da sua geometria, inicialmente muito confinada, a uma geometria de planície de inundação vasta, podendo os processos de agradação resultar de uma rápida subida glacio-eustática, ou consequência de uma significativa descida de caudal, relativamente à situação anterior. Na realidade, os conglomerados da base do enchimento e a sedimentação fina do topo constituem as únicas características do registo sedimentar comum a todas as sondagens do terraço de Alpiarça e, por conseguinte, mais facilmente atribuíveis a causas gerais, sejam elas de natureza eustática, climática, tectónica ou a conjugação destas causas.

Outro factor a ter em conta nas características do enchimento do terraço de Alpiarça é a falha do vale inferior do Tejo. Movimentação ao longo desta falha, com efeitos subsidentes sobre o baixo vale do Tejo, teria, por certo, os mesmos resultados sobre as características da sedimentação do terraço de Alpiarça que uma subida relativa do nível do mar.

Apesar das incertezas que persistem, as informações das sondagens permitem algum exame exploratório neste campo, ainda que de carácter especulativo. Por exemplo, o avanço dos materiais conglomeráticos do início do enchimento do terraço de Alpiarça, até Porto Alto, ou seja, até bastante próximo da parte vestibular do rio, onde é difícil negar as influências eustáticas, tem de ser tomado em conta. Nos sistemas de vales escavados, como o estuário do Gironda, tem-se associado o início do en-

chimento holocénico daquele estuário (igualmente formado por depósitos grosseiros, na base) com o nível mais baixo do mar, início da subida (ALLEN & POSAMENTIER, 1994). Neste ponto, pode parecer que haja alguma contradição, pelo facto de, ao nível mais baixo do mar corresponder um declive mais pronunciado do rio, que em princípio não favoreceria a deposição, mas a erosão. Contudo, julgamos importante ter em linha de conta os seguintes aspectos: por um lado, o tempo durante o qual se verifica a descida do nível do mar, correspondente ao escavamento do paleovale e a subida eustática favorável ao enchimento do mesmo. A descida eustática é escalonada e muito mais lenta do que a subida, como mostra o carácter assimétrico das curvas isotópicas, no período compreendido entre dois interglaciares consecutivos (Figs. VII-22 e VII-23). Este caracter assimétrico, entre as descidas e subidas eustáticas, parece ser igualmente válido para períodos mais longos, compreendendo várias oscilações eustáticas, como mostram as linhas de tendência gerais (Fig. VII-22). Esta demora na descida do nível do mar, até ao seu ponto mais baixo, daria alguma margem de tempo para a rotura de declive (*nickpoint*) e erosão regressiva, que lhe está associada, migrarem para montante, verificando-se sobrecarga, a jusante, com materiais provenientes da erosão acelerada pela migração do *nickpoint*. Por outro lado, o carácter contínuo da vaga de conglomerados que pavimenta o paleovale, até Porto Alto, não sendo muito espessa, poderá significar muito mais um avanço, para jusante, dos depósitos ao longo do canal, numa altura em que a criação de espaço de acomodação seria nulo ou mesmo negativo, do que um real acréscimo de sedimento em cada local. É possível que para a referida progradação de conglomerados tenham contribuído, por um lado, caudais abundantes, próprios dum clima de feição pluvial frio, com chuvas ciclónicas associadas a temporais violentos vindos de oeste, nos períodos glaciares (DAVEAU, 1980) e um certo confinamento do vale, resultante do encaixe provocado pela descida eustática. Desta forma, poderá não ser totalmente incompatível o início do enchimento aluvial com o nível mais baixo do mar. A posição do enchimento aluvial do terraço de Alpiarça (a cerca de –80 m, no Porto Alto) ainda parece compatível com um valor de descida do nível

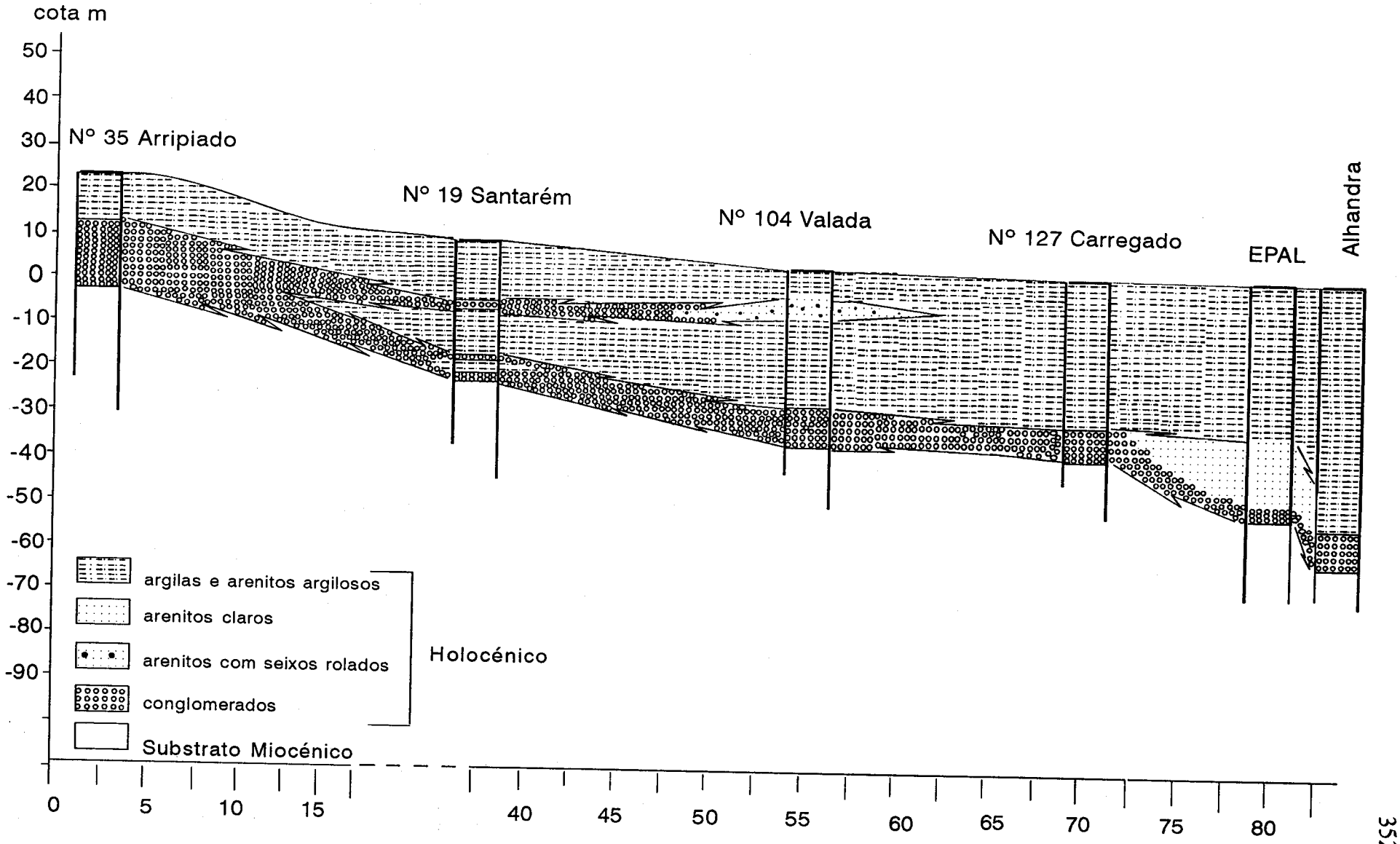



Fig. VII-24 Sondagens nas aluviões actuais do Tejo.

352-A

do mar da ordem dos 100 m, ou ligeiramente superior (hipótese que se aceita, atendendo à posição das curvas no estado isotópico 6, muito semelhante à posição da curva no estado isotópico 2). (Ver Figs. VII-22 e VII-23). Não se põe de parte a subsidência tectónica da margem esquerda do Tejo, que poderá ter contribuído igualmente para a actual posição da base do enchimento do terraço de Alpiarça, no Porto Alto.

Em termos de evolução granulométrica de fácies, encontramos algumas semelhanças entre o enchimento do terraço de Alpiarça e enchimento holocénico, uma vez que ambos se iniciam com materiais conglomeráticos e terminam com depósitos finos (Figs. VII-17, VII-24) e Figs. 1 a 14 em Anexos. Se o enchimento holocénico parece estar intimamente relacionado com a última subida eustática, a analogia entre os dois enchimentos são elementos que reforçam a importância do eustatismo na construção do terraço de Alpiarça. O preenchimento conglomerático inicial do paleovale do terraço de Alpiarça, tal como sucede com o enchimento holocénico, sugere que os dois enchimentos poderão ter sido comandados pelos mesmos processos, embora em épocas diferentes.

A segunda recorrência de materiais conglomeráticos, que aparece bem marcada, nas sondagens, a jusante da confluência da ribeira de Magos e do rio Sorraia, pode levar-nos a pensar na contribuição destes tributários com materiais grosseiros e no aumento de caudal, decorrente do contributo dos afluentes, permitir a progradação dos materiais grosseiros para jusante.

Do mesmo modo, o maior número de recorrências conglomeráticas na sondagem de 22-A (Porto Alto) pode ter mais do que uma interpretação: aquelas recorrências podem resultar do deslocamento tectónico que atrás referimos; de uma oscilação eustática secundária negativa com pequena progradação, para jusante, dos materiais conglomeráticos desmantelados a montante.

No médio Tejo, as espessura de enchimento do nível de terraço mais desenvolvido, representado pelos patamares tipo da Base Aérea de Tancos (T3 e T3a) e do Pego (T3), são da ordem dos 10 m ou inferiores e com

muito pouco material fino. Caso se confirme a equivalência, em termos de sincronismo, entre o terraço mais desenvolvido do médio Tejo e o terraço de Alpiarça, as diferenças de enchimento, entre o T3 do médio Tejo e o terraço de Alpiarça do baixo Tejo, sugerem que muito pouca deposição terá ocorrido no troço do médio Tejo durante a formação do terraço de Alpiarça e, por conseguinte, tenha havido sobretudo trânsito de sedimento naquele troço. Até que ponto a subsidência do compartimento a sul da ribeira de Ulme, ou a actividade tectónica na falha do vale inferior do Tejo influenciou a sedimentação do terraço de Alpiarça e explica as diferenças nas litofácies, observadas no terraço mais extenso do vale do Tejo, a montante e a jusante de Chamusca? Para esta questão, por enquanto, não há ainda resposta.

No campo meramente especulativo, pode-se imaginar as complicações introduzidas pela tectónica, quando se tentam correlações cronológicas entre terraços. Por exemplo, os depósitos conglomeráticos do terraço T3 (Tancos e Pego) poderão ser correlativos dos depósitos grosseiros que iniciam o enchimento do terraço de Alpiarça (T3) e neste sentido, serem coetâneos, até determinado momento, do enchimento deste terraço. No entanto, a sedimentação fina do topo do enchimento do terraço de Alpiarça pode não se relacionar, em termos de sincronismo, com o patamar morfológico (T3) do médio Tejo, mas ser correlativa do T4, ou do T5 do médio Tejo, caso ocorra subsidência do sector do baixo Tejo, relativamente ao sector do médio Tejo, durante a formação do terraço de Alpiarça. Neste continuaria a processar-se a sedimentação, embora com as consequentes alterações de litofácies decorrentes da subsidência, enquanto no médio Tejo, o T3 deixaria de ter relações de funcionalidade com o terraço de Alpiarça e passaria, a partir desse momento, a ser mais antigo, uma vez que o enchimento ainda prossegue no compartimento subsidente, mas já deixou de se fazer no terraço do compartimento soerguido.

Finalmente a comparação entre as litofácies do terraço de Bilrete (T2) e as litofácies do terraço de Alpiarça (T3). Embora o perfil de Bilrete revele uma evolução semelhante ao enchimento do terraço de Alpiarça e,

na Glória do Ribatejo, o enchimento do terraço (T2a) se encontre modelado pela superfície de um *glacis*, observações de outros cortes do patamar intermédio indicam que este seria essencialmente conglomerático, ou seja, semelhante ao enchimento do corte de Carvoeira. Essas observações sugerem que caudais com elevado hidrodinamismo terão permanecido durante o enchimento do terraço T2, o mesmo não sucedendo no terraço de Alpiarça que, na parte final do enchimento, revela uma evolução para um rio de planície de inundação, provavelmente de elevada sinuosidade, onde os sedimentos finos se depositavam, por decantação, nas áreas marginais.

## 7.8-RELATÓRIO DAS DATAÇÕES DE AMOSTRAS DO TERRAÇO DE ALPIARÇA (T3) E DO TERRAÇO T2A DE GLÓRIA DO RIBATEJO.

As sondagens do terraço de Alpiarça e escavações por nós efectuadas posteriormente, na localidade de Alpiarça, levaram-nos, como se viu, a rever alguns dos perfis litostratigráficos e o modelo de *glacis* de erosão relativo a este terraço (MARTINS, 1996). Admitimos, na altura, que os depósitos de terraço seriam unicamente os conglomeráticos e que estes estariam embutidos nos sedimentos mais finos pertencentes ao substrato, conforme sugeriam as litofácies destes sedimentos e a posição marginal dos depósitos conglomeráticos (junto aos cursos de água afluentes do Tejo).

Instrumentos líticos, encontradas nos sedimentos finos do terraço de Alpiarça (RAPOSO, comum. pess.) e datações por termoluminescência (RAPOSO, & SANTOJA, 1995) contrariavam o modelo de *glacis* de erosão proposto e generalizado ao patamar do terraço de Alpiarça, cujo substrato admitimos ser formado por sedimentos miocénicos.

Decidiu-se proceder à recolha de amostras para datação pelo método *optically stimulated luminescence* (OSL) em afloramentos do patamar, considerados chave, para confirmar a natureza do substrato do patamar. Ao

todo, colheram-se 22 amostras, tendo-se seleccionado sete, numa primeira fase. As datações foram realizadas no laboratório da School of Geography & Geosciences da Universidade de St Andrews (Escócia), pela Dr. Romola Parish, que supervisionou também a colheita das amostras no terreno.

Escolheram-se seis amostras do terraço de Alpiarça e uma do terraço T2a de Glória do Ribatejo (Figs VII-25, VII-26 e VII-27). Pretendia-se, com as datações, esclarecer as dúvidas surgidas sobre a natureza do terraço de Alpiarça, por um lado e indicar a idade deste, contribuindo com uma informação adicional às idades indicadas pela tipologia das indústrias líticas (ZBYSZEWSKY, 1946; RAPOSO *et al.*, 1985) e às datações por termoluminescência, efectuadas no terraço de Alpiarça (RAPOSO & SANTOJA, 1995).

Conforme se discutiu no § 7.2.1, a natureza do substrato geológico, em toda a extensão do patamar T3, não é inteiramente conhecida. A maioria das sondagens hidrogeológicas mostra uma sequência de depósitos finos, sobrepostos a depósitos conglomeráticos, considerados do início do enchimento aluvial do terraço de Alpiarça. Atendendo à distribuição destas sondagens na superfície do terraço de Alpiarça (Fig. VII-18), dois terços da superfície do patamar devem ser constituídos por depósitos quaternários. A natureza da parte superior e interior do patamar, surge bastante mais duvidosa. A leste de Benfica do Ribatejo e de Muge, a modificação do declive do patamar, no terço interior, sugere afloramento do substrato subjacente aos depósitos quaternários, o que, em termos morfológicos, nos conduziria a uma forma em *glacis*-terraço.

### 7.8.1-O método (OSL)

Este método assenta nas mesmas bases físicas da termoluminescência, mas em vez do aquecimento que provoca o sinal luminescente medido em laboratório, utiliza-se uma fonte de irradiação luminosa. Não nos alongamos demasiado sobre as características do método, que poderão ser

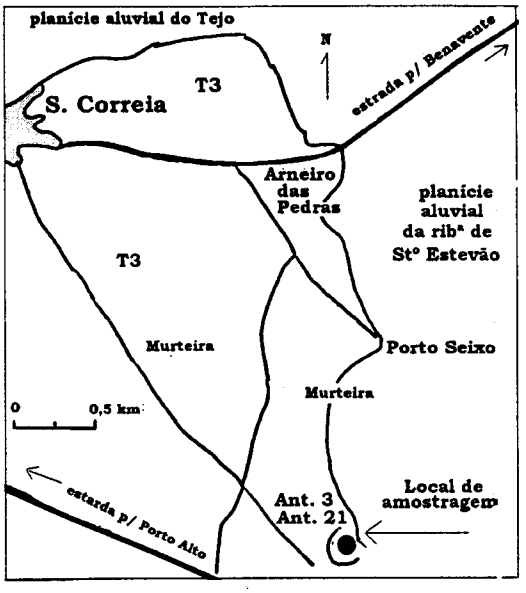



Fig. VII-25

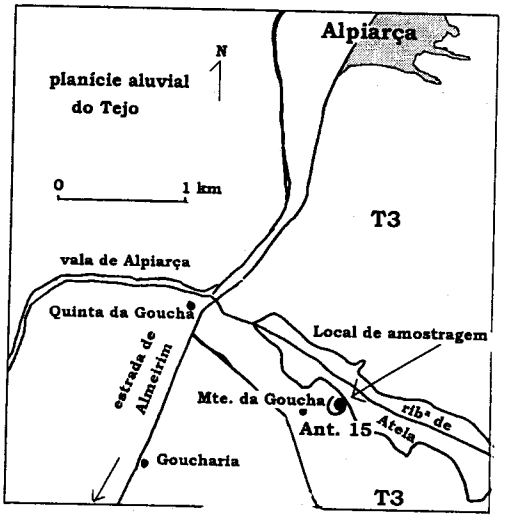



Fig. VII-26

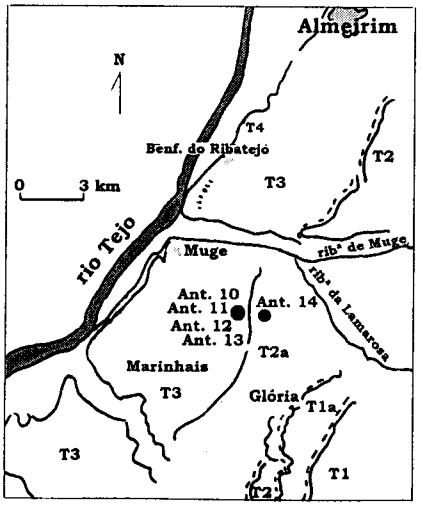



Fig. VII-27

Figs. VII-25, VII-26 e Fig. VII-27 Locais de recolha das amostras para datação pelo método de optically stimulated luminescence (OLS).

consultadas em DULLER (1996), mas resumem-se os princípios em que assenta.

Uma assunção implícita na datação dos sedimentos é a de que estes estiveram expostos à luz durante ou após o transporte. Esta exposição provoca a expulsão dos electrões presos na malha dos cristais dos minerais, removendo todo o sinal luminescente que os mesmos possam ter tido anteriormente. Um processo, que na literatura científica é designado *bleaching* (branqueamento), na tradução à letra. *Bleaching* significa que a última exposição à luz anula a carga existente nos grãos dos minerais (quartzo e feldspato) e coloca o "relógio" de carga do sinal luminescente a zero. Enquanto estão fossilizados e não expostos à luz, os grãos dos minerais ficam sujeitos à radiação ionizante do ambiente, originada pelo decaimento radioactivo do potássio, do urânio e tório existentes nos próprios sedimentos. Esta carga acumula-se com o tempo de acordo com o decaimento radioactivo do ambiente. A carga acumulada desde a última exposição à luz constitui a paleodose (P), que é medida no laboratório, fazendo incidir uma fonte de irradiação sobre os grãos dos minerais (quartzo ou feldspatos). A confrontação do sinal luminescente, emitido pela amostra, com a irradiação recebida permite elaborar uma função e calcular a dose de radiação a que amostra esteve sujeita no ambiente, ou seja a paleodose (P). Dividindo esta pela taxa de dose (Gy/ka) obtém-se a idade da amostra, como foi referido anteriormente. A exposição da amostra à radiação, em laboratório, volta a colocar o sinal luminescente desta (carga da amostra) a zero.

### 7.8.2-Resultados das datações

Todas as amostras analisadas mostraram evidências claras de saturação, isto é, não revelaram aumento da intensidade luminescente com a dose de irradiação recebida em laboratório. A saturação das amostras ocorre devido ao enchimento de todos os locais de armazenamento de energia disponível dentro da malha do cristais (*traps*) e então a amostra é

incapaz de aceitar mais energia nestas condições. As amostras saturadas são, ou muito antigas, isto é para além da capacidade técnica de datação do método, que nos casos mais favoráveis pode chegar a datar materiais com mais de 1 milhão de anos (DULLER, 1996), ou, em alternativa, amostras mais recentes, que podem ficar saturadas devido a incompleto *bleaching* (incompleta anulação da carga) na altura da deposição.

No segundo caso, isto significa que a deposição pode ter ocorrido sob certas condições, como as fluviais, em que alguns sedimentos podem não ter sido expostos ao pleno espectro solar por tempo suficiente que permita a anulação completa da carga luminescente anterior (incompleto *bleaching*). Isto é particularmente o caso dos sedimentos depositados pelos rios que transportam significativa carga em suspensão e que reduz a penetração da luz no corpo de água. No caso de sedimentos de terraços, além de incompleto *bleaching*, os sedimentos estão sujeitos a outras contingências como a remoção e mistura de sedimentos com completa anulação de carga luminescente (*well bleached*), com sedimentos com incompleta anulação de carga luminescente (*poorly bleached sediments*), originando grandes disparidades na determinação da paleodose (DULLER, 1996; ROMOLA PARISH, comum. pessoal).

Na amostra 13, a única que mostrou sistemática relação entre a dose de radiação recebida e a intensidade do sinal luminescente, foi feita uma tentativa para conseguir uma idade mínima, calculando a paleodose pelo processo de regeneração (um método alternativo para calcular a paleodose) (DULLER, 1996). Esta amostra foi exposta à luz solar filtrada, para "limpar" o sinal da amostra (*bleached*). Depois, o sinal luminescente foi regenerado por adição de radiação beta com doses superiores a 100 Gy. Contudo, a resposta à dose de radiação beta, pelo processo de regeneração, foi imprevisível não mostrando nenhuma resposta linear. Qualquer estimativa da idade foi por conseguinte impossível.

Para esta amostra foi estimada a taxa anual de dose de 2747$\mu$GY $\pm$ 505$\mu$Gy e uma equivalente dose (ED) de 408 GY para a curva de crescimento aditiva (método em que a amostra mostrou relação linear entre o

sinal emitido e a radiação recebida), o que daria uma idade estimada em 148.000 anos. Contudo o erro desta idade é considerável (40%). Houve também discrepância entre as diferentes partes da amostras nº 13 (a fracção mais antiga deu ED=527 GY, o que daria uma idade de 191 000 anos, considerando a mesma taxa anual de dose de 2747$\mu$Gy. Concluindo-se, no relatório, que estas idades não deverão ser usadas para determinar a idade dos depósitos. As incertezas à volta das estimativas provêm de erros de extrapolação das curvas de crescimento e de flutuações na taxa de dose devidas a concreções e variações no conteúdo de água. Conclui-se que todas as amostras testadas estavam saturadas.

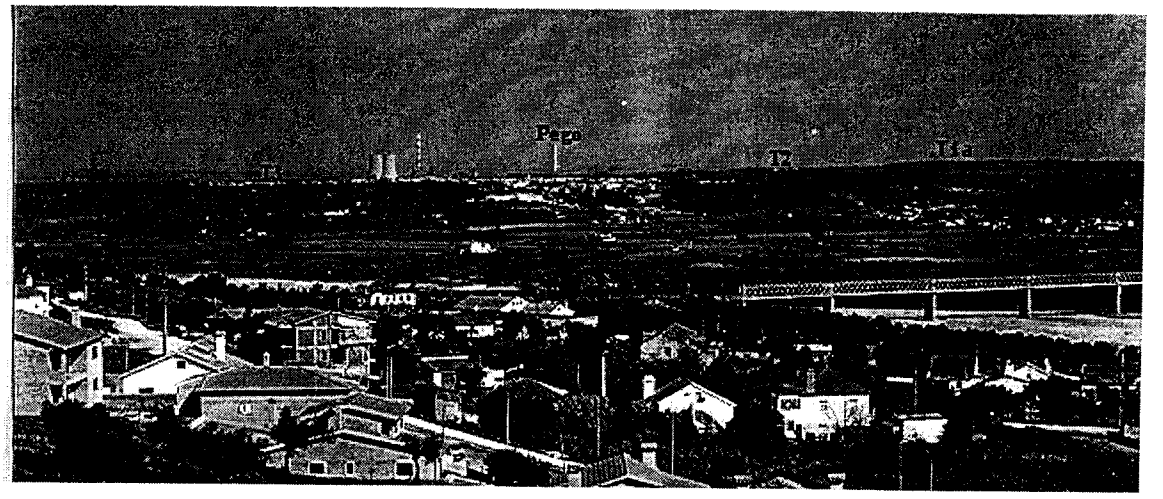
Em suma, as amostras saturadas permitem interpretações ambíguas não esclarecendo as dúvidas sobre a natureza dos depósitos, nos locais donde se retiraram. A interpretação que transparece neste capítulo, sobre a natureza dos depósitos do terraço de Alpiarça, em toda a sua extensão, e cuja cartografia apresentamos na Fig. VII-1, assenta, fundamentalmente, nos dados das sondagens e na revisão dos perfis litostratigráficos da área de Alpiarça.



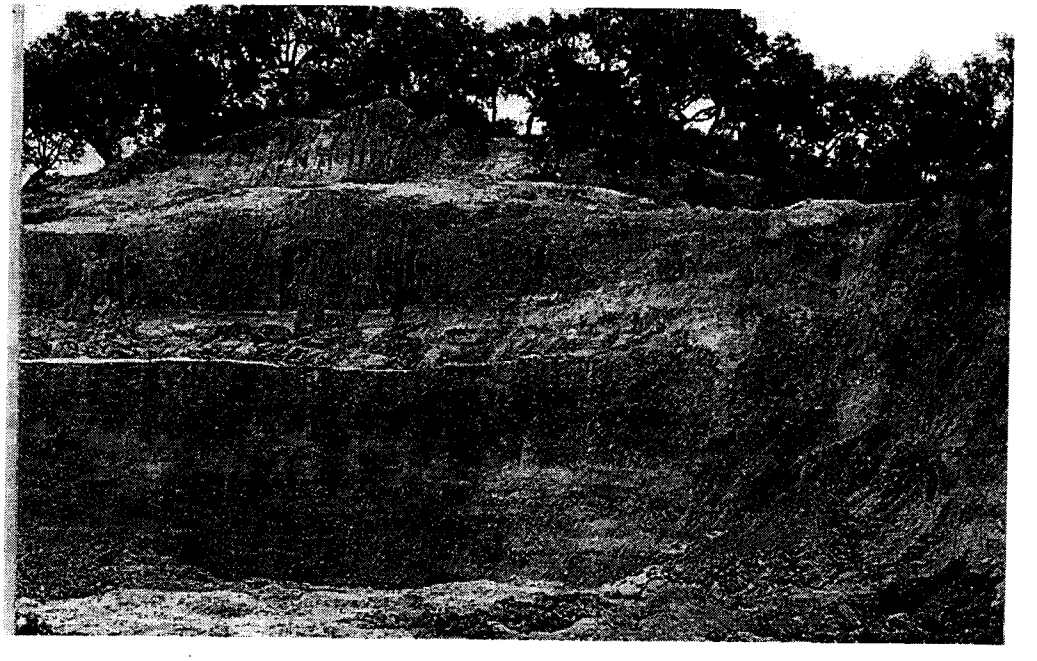

Est. VII-3 Falha N40E 63SW afectando o terraço do Tejo com 75-80 m de altitude (T3) no Arripiado. À esquerda da foto, pode ver-se o granito cavalgando os conglomerados do terraço. Foto tirada na E.N. 118, junto ao Km 113.



Est. VII-4 Pormenor da falha que afecta o terraço de 75-80 m (T3) de Arripiado. Veja-se a fractura do granito a cavalgar os conglomerados do terraço.




Est. VII-1 Vista panorâmica do terraço de 90 m (T3) do Pego, do patamar intermédio (T2) e do "nível de planalto" correspondente ao terraço T1a. (Foto tirada da elevação de Abrantes para NE.)



Est. VII-2 Corte do terraço de Alpiarça (T3) no sítio do Mte. da Goucha (margem esquerda da ribeira de Atela). Na parte inferior da foto observam-se os depósitos conglomeráticos da base do enchimento do terraço e na metade superior a sedimentação silto-argilosa do final do enchimento.

# CAPÍTULO VIII

# OS ALVÉOLOS DO TEJO

No troço do Tejo, entre Gavião e Entroncamento, observam-se alargamentos do vale do Tejo com a forma de alvéolos. Estas depressões ocorrem nas áreas de Tramagal, Rossio de Abrantes e Alvega, sendo cruzadas pelo Tejo, que entra e sai delas por um vale encaixado.

Em Portugal, a análise de bacias fechadas deste tipo tem incidido, sobretudo, nas formas desenvolvidas em rochas do Maciço Antigo; vejam-se, a este respeito, as descrições sobre a influência dos mantos de alteração na evolução do relevo granítico (FERREIRA, 1979). Na tentativa de explicação dos alvéolos, em rochas do Maciço Antigo da região do Minho, são confrontadas, por um lado, a natureza petrográfica do substrato e, por outro, o papel da tectónica (*op. cit.* p. 221). Os mesmos factores, conjuntamente com uma génese morfoclimática, são referidos por ROCHETE (1992) para explicar os alvéolos em rochas granitoides do Maciço da Gralheira (Centro-Norte de Portugal).

Nos alvéolos do Tejo, acima referidos, existem limites rígidos formados por escarpas rectilíneas talhadas em rochas do Maciço Antigo e formas mais suaves, modeladas nos depósitos da bacia.

Os limites mais abruptos, de grande rigidez geométrica, sugerem a influência da tectónica na origem dos alvéolos, enquanto as formas mais suaves, talhadas nos depósitos terciários da bacia, poderão explicar-se pelo modelado das vertentes, sem recurso à tectónica.

No presente trabalho, serão analisadas as depressões de Tramagal-Montalvo e do Rossio de Abrantes. A depressão de Alvega, com morfologia idêntica e situada em contexto geológico semelhante às depressões de Tramagal-Montalvo e do Rossio, não foi estudada.

## 8.1 - O ALVÉOLO DE TRAMAGAL - MONTALVO

### 8.1.1-Configuração, limites e natureza do alvéolo.

Esta depressão, com cerca de oito quilómetros de comprimento e seis de largura máxima, situa-se a ocidente de Abrantes e corresponde a um alargamento do vale do Tejo, no troço entre Tramagal e Montalvo (Fig. VIII-1 e Est. VIII-1). Trata-se de uma depressão dissimétrica com rebordos abruptos, nos quadrantes norte, sudoeste e oriental, mas suaves do lado sueste. Nos dois primeiros quadrantes, os limites do alvéolo são definidos pelas escarpas de Rio de Moinhos e Stª. Margarida, com orientação E-W e NW-SE com quase 100 m de comando. Do lado do Tramagal não há limite rígido, entrando-se na depressão de forma mais suave, uma vez que o relevo, deste lado da depressão, é constituído por uma rampa inclinada para noroeste.

O degrau da margem norte (escarpa de Rio de Moinhos) corta migmatitos, gnaisses e granitos e corresponde a um acidente complexo, representado por um sistema de falhas, que se observam a ocidente de Rio de Moinhos, mais propriamente junto à localidade de Amoreira (Fig. VIII-2 e Est. VIII-2). Este acidente põe em contacto a unidade litostratigráfica dos Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico superior?) com argilas e arcoses, subjacentes a esta unidade litostratigráfica. As argilas e arcoses contactam, por falha, com o soco granítico do lado norte, que se encontra perfeitamente arrasado. O acidente é composto por duas falhas normais com *pitch* próximo de 90°, cujo movimento traduz abatimento do compartimento a sul da falha e por duas falhas inversas, uma delas mostrando cavalgamento do soco granítico sobre os depósitos. A falha normal (F3) N45°W, 50°SW corta a falha inversa (F4) N70W, 45NE, mostrando que aquela jogou depois da falha inversa. Próximo deste local, mediu-se outro plano de falha, no granito, N87E, 60 N, ou seja, uma direcção quase E-W.

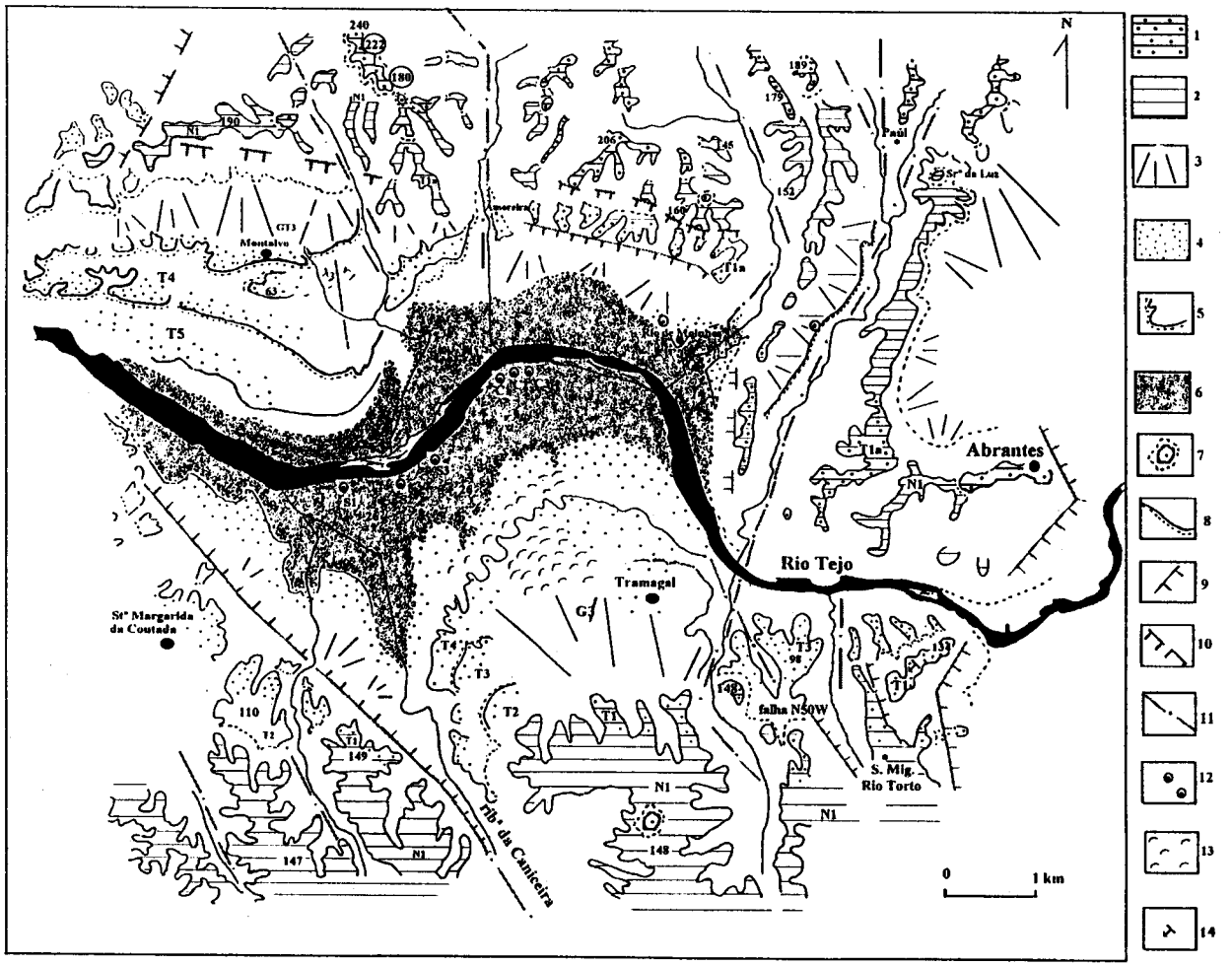



Fig.VIII-1. Mapa geomorfológico do alvéolo de Tramagal-Montalvo.

Legenda: 1-superfície culminante da bacia; 2-nível do Campo Militar de Santa Margarida (N1CM) e subdivisões locais deste nível; 3-*glacis*; 4-terraços de acumulação; 5-terraços erosivos; 6-aluviões; 7-relevos residuais; 8-alto e base de vertente; 9-escarpas de falha; 10-escarpas de falhas prováveis; 11-fracturas fotointerpretadas; 12-locais de sondagens hidrogeológicas; 13-campo de dunas; 14-superfície balançada.

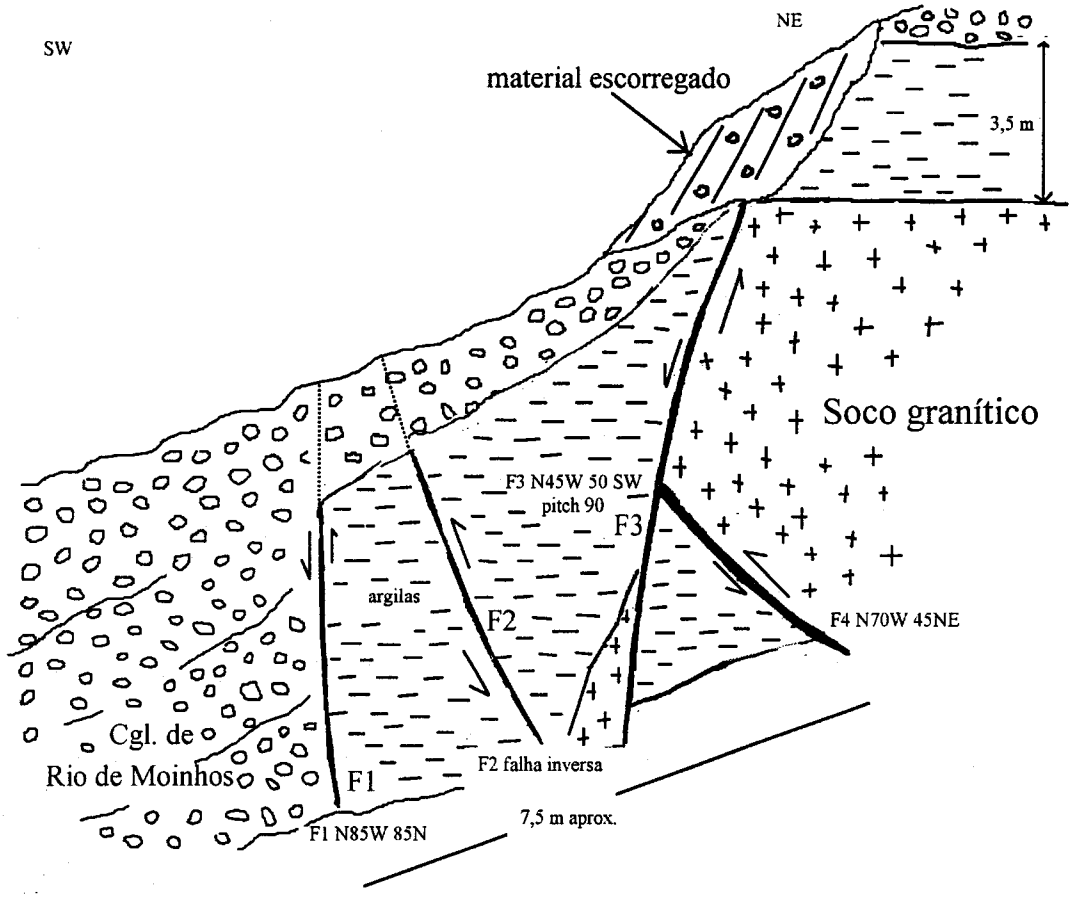



Fig. VIII-2. Esboço do acidente do lado norte do Alvéolo de Tramagal-Montalvo, junto à pedreira de Amoreira. Vêem-se os Conglomerados de Rio de Moinhos deformados e em contacto por falha com depósitos argilosos da base da série sedimentar. Pode observar-se a falha normal (F3) cortando a falha inversa (F4), mostrando que há um movimento de abatimento do bloco sul, posterior ao cavalgamento da margem norte do Tejo.

A oeste da localidade de Amoreira, o soco encontra-se fossilizado pelos depósitos da bacia, que aparecem deformados, com flexura de 12° para sul, indicando abatimento para o interior do alvéolo. A natureza relativamente branda dos depósitos e o retrocesso rápido do degrau, a norte de Montalvo, parecem ter contribuído para a formação dos *glacis*, entre esta localidade e a base do degrau.

Do lado sudoeste do alvéolo, a escarpa de Stª Margarida desenvolve-se num afloramento de migmatitos e gnaisses, que tanto surgem em situação deprimida como em posição saliente. Este abrupto rectilíneo tem as características de uma escarpa de falha cujo acidente não se conseguiu observar, por falta de cortes. Contudo, são visíveis sinais do acidente próximo da escarpa, pois os depósitos aparecem ali deformados. Junto à extremidade sueste do degrau, camadas de arenito fino inclinam 26° para nordeste e, no Mte. de Carvalhal, um conjunto de camadas greso-argilosas encontra-se deformado, contra a escarpa, com pendor de 22°.

Do lado de Abrantes, o limite oriental da depressão é igualmente abrupto, coincidindo com uma escarpa N-S, talhada nos depósitos da bacia (Est. VIII-1). A rigidez deste degrau é estranha, tendo em conta as formações geológicas onde o mesmo se desenvolve (depósitos terciários). A natureza tectónica desta escarpa parece ser a mais provável, atendendo às características morfológicas do degrau e ao elevado número de vales de fractura rectilíneos existentes nos dois lados do Tejo (Fig. VIII-1). Na vertente de um vale rectilíneo, a oeste de S. Miguel de Rio Torto, observou-se uma falha N50W, afectando depósitos miocénicos. Um conjunto de vales de fractura alinha-se com a direcção desta falha, no prolongamento da qual inflecte para NW, o troço do Tejo, junto ao degrau oriental da depressão (Fig. VIII-1).

Assim, os limites mais abruptos do alvéolo parecem corresponder a acidentes tectónicos, confirmados na escarpa norte da depressão e, nos outros limites abruptos, tudo indica serem da mesma natureza.

Nos lados opostos às escarpas de Stª Margarida e Rio de Moinhos, a descida para a área mais deprimida do alvéolo faz-se por meio de rampas.

Estas parecem corresponder a superfícies modeladas em *glacis*, cuja génese inicial poderá ter sido favorecida pela configuração morfoestrutural do alvéolo, limitado do lado norte e sudoeste pelas escarpas de Rio de Moinhos e de Stª Margarida, que constituem os contornos principais da depressão. Não se exclui, que outros acidentes, no interior do alvéolo, tenham contribuído para o desenvolvimento destas rampas, conforme a interpretação que adiante se expõe.

### 8.1.2-A morfologia do interior do alvéolo.

Uma análise mais detalhada da morfologia do alvéolo mostra, no sector mais oriental, do lado sul do Tejo, isto é, na área de Tramagal, uma rampa inclinada para o quadrante norte e do lado oposto, no sector ocidental, mais precisamente a norte de Montalvo, as mesmas formas com inclinação para sul. Rampas do mesmo tipo observam-se na base das escarpas de Rio de Moinhos e Stª. Margarida, mas com menor desenvolvimento. O relevo interior do alvéolo é constituído por estas rampas, de perfil ligeiramente côncavo e por patamares com uma morfologia de terraço. Estes podem encontrar-se associados às ditas rampas, prolongando as mesmas para o lado do Tejo; uma situação que se aplica aos terraços (T3) de Montalvo e T4 do Tramagal (Fig. VIII-1). Aqueles terraços, juntamente com as rampas, parecem definir formas em *glacis*-terraço. De todas as rampas do alvéolo, a do Tramagal é a mais desenvolvida. Esta rampa encontra-se fossilizada, do lado do Tejo, por areias, que localmente chegam a formar um campo de dunas. Estas não modificam, no essencial, o perfil geral côncavo da rampa, com quase 2 km de comprimento, desde o NCM (N1) até ao terraço T4 (Figs. VIII-1 e VIII-3).

A rampa do Tramagal, com 6% de declive, trunca depósitos miocénicos, na parte superior e o substrato granítico, na extremidade inferior, a leste desta localidade. Aquele declive encontra-se dentro dos valores, próprios dos *glacis* (1 a 12°), indicados por DRESCH (1972). A modelação final da rampa do Tramagal parece ter destruído parcialmente os terraços

T2 e T3, do lado direito da ribª da Caniceira, em detrimento dos quais se terá desenvolvido a referida rampa (Fig. VIII-1). Parece ter acontecido o mesmo com alguns terraços a sul de Montalvo, onde depósitos de terraço e cobertura terciária chegam a estar completamente erodidos.

No interior do alvéolo, as rampas (*glacis* de ablação, talhados no substrato miocénico) constituem as formas mais desenvolvidas. O afloramento, em vários locais, do substrato paleozóico, biselado pela superfície das rampas, mostra que estas erodiram rapidamente os materiais brandos terciários. Os *glacis* poderão mesmo ter sofrido uma modelação final, em detrimento de depósitos de terraço que, por norma, apresentam fraca espessura (da ordem de 5 m ou inferior).

O fundo do alvéolo é formado pelo enchimento holocénico, entalhado pelo Tejo à saída da depressão. Neste local, a planície aluvial constitui já um terraço baixo relativamente ao leito actual, mas ainda sujeito a inundações.

O corte geológico norte-sul (Fig. VIII-3), cruzando o alvéolo pelo meridiano do Tramagal, mostra a natureza tectónica da depressão, assinalada pela escarpa de rio de Moinhos, do lado norte do alvéolo e pelo degrau junto à localidade de Tramagal, entre o rio Tejo e esta localidade (falha provável interpretada)[1]. No lado oposto à escarpa de Rio de Moinhos, desenvolve-se a rampa do Tramagal, talhada em depósitos miocénicos, na parte superior e no substrato paleozóico, na extremidade inferior. O prolongamento do corte para fora da depressão tectónica mostra o soerguimento do compartimento ao norte do Tejo, relativamente ao compartimento a sul deste rio. Veja-se a altitude da superfície culminante da bacia, no planalto de Medroa (277 m) e no relevo residual Atalaia (190 m), ao sul do Tejo. No alto deste relevo residual, encontram-se depósitos

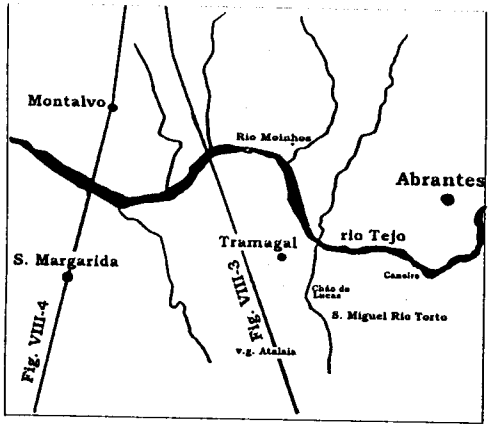
[1] Este acidente foi interpretado com base na cartografia geológica (GONÇALVES *et al.*, 1979) e no degrau geomorfológico entre os terraços T4 e T5, a sul do Tejo. Na referida cartografia, depósitos miocénicos, a 30 m de altitude, na base do degrau, contactam com o soco paleozóico, que aflora a 65 m. Sobre o soco, no cimo do referido degrau, assenta a base do Terciário. É de salientar que o desnível (superior a 30 m) entre os terraços T4 e T5, não é comum nos embutimentos dos terraços mais baixos do Tejo, onde os rebordos de erosão de terraço são, normalmente, da ordem da dezena de metros.

vindos do lado norte do Tejo (Conglomerados de Serra de Almeirim, com fácies de leque aluvial).

O corte geomorfológico, passando pela localidade de Montalvo (Fig. VIII-4), mostra a génese tectónica do alvéolo, semelhante à ilustrada no perfil do Tramagal, com os contornos principais definidos pelas escarpas de Rio de Moinhos, do lado norte do Tejo e de Stª Margarida, do lado sul do referido curso de água. Este perfil diferencia-se do anterior porque os terraços e *glacis*-terraços estendem-se, preferencialmente, do lado de Montalvo, encontrando-se o desenvolvimento destas formas bastante limitado, ao sul do Tejo, pela escarpa de Stª Margarida, talhada em rochas do soco paleozóico (migmatitos e gnaisses). Sondagens hidrogeológicas no lado acidental do alvéolo sugerem um abatimento dissimétrico do fundo da depressão, com subsidência mais pronunciada do lado sul do Tejo, ou seja, junto da escarpa de Stª Margarida (Fig. VIII-4). Não será de excluir alguma influência do eventual abatimento desigual do fundo do alvéolo no desenvolvimento assimétrico dos terraços e *glacis*-terraços, que se verifica do lado ocidental da depressão, entre os dois lado do Tejo (Fig. VIII-1 e VIII-4).

A limitação ao desenvolvimento das formas em *glacis*-terraço, imposta pelos acidentes que limitam o alvéolo, também é notória no corte de Tramagal, mas do lado oposto, ou seja, do lado norte do Tejo. Deste lado, o desenvolvimento dos *glacis* encontra-se limitado pela escarpa de Rio de Moinhos, sobretudo entre Amoreira e Rio de Moinhos, onde o degrau tectónico, talhado nos granitos, fixa o desenvolvimento daquelas formas sobre o relevo dominante (Fig. VIII-1). Por sua vez, do lado sul do Tejo, a rampa do Tramagal, talhada, em quase toda a extensão, nos depósitos terciários, adquire grande desenvolvimento (Figs. VIII-1 e VIII-3).

Estas características morfológicas do alvéolo poderão ajudar a entender melhor a génese tectónica da depressão e a influência das condições estruturais no desenvolvimentos das formas em *glacis*-terraço, que aparecem particularmente extensas, nos lados opostos às escarpas de



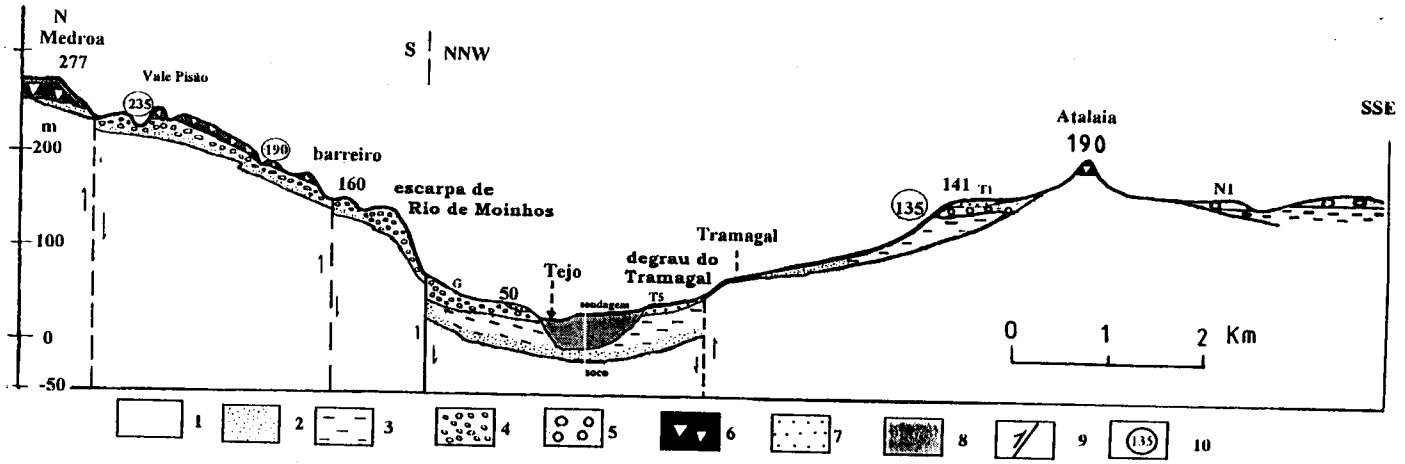




Fig. VIII-3. Corte geomorfológico do planalto de Medroa (margem norte do Tejo) para o v.g. Atalaia, cruzando o alvéolo de Tramagal-Montalvo pela localidade de Tramagal. Destaca-se, neste corte, o soerguimento tectónico do planalto de Medroa, o alvéolo de Tramagal-Montalvo, o extenso glacis de Tramagal e o relevo residual Atalaia formado por Conglomerados de Serra de Almeirm com fácies de leque aluvial, vindos do lado norte do Tejo.

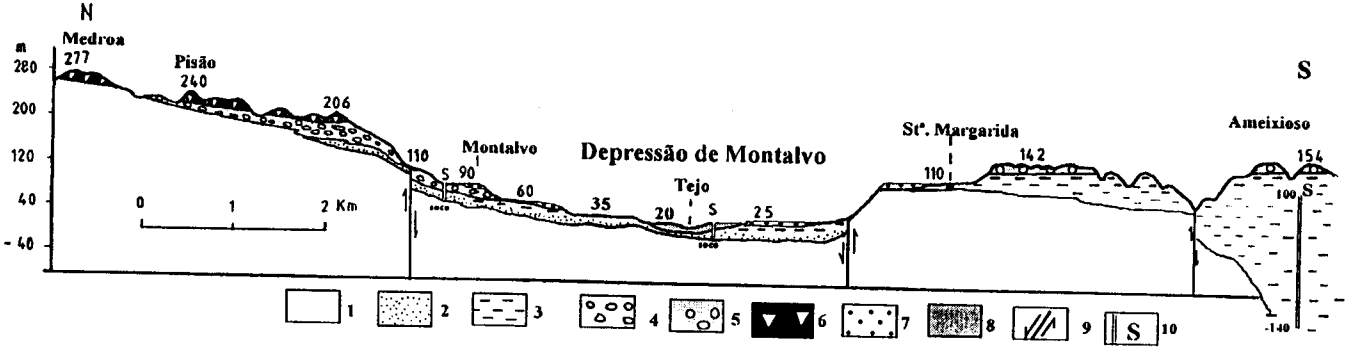



Fig. VIII-4. Corte do planalto de Medroa para o v.g. Ameixioso, cruzando o alvéolo de Tramagal-Montalvo por Santa Margarida da Coutada.

Legenda: 1-Maciço Hespérico; 2- grés arcósicos e argilosos (Eocénico-Oligocénico?); 3-Argilas de Tomar (Miocénico médio); 4- Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico superior); 5-Conglomerados de Serra de Almeirim com fácies fluvial (Pliocénico); 6-Conglomerados de Serra de Almeirim com fácies de leque aluvial (Pliocénico); 7-terraços (Plistocénico); 8-aluviões (Holocénico); 9-falha; 10-sondagem.

Rio de Moinhos e de Stª Margarida, mas menos desenvolvidas, no sopé destes acidentes.

No que respeita à influência das condições estruturais (deslocamentos tectónicos) sobre a génese dos *glacis*, elas são particularmente importantes, na medida em que criam os desnivelamentos iniciais, que irão sofrer afeiçoamento pela acção da chuva e da escorrência superficial (TRICART *et al.*, 1972). A modelação em *glacis* dependerá, fundamentalmente, das modalidades de escorrência das águas correntes, sobretudo da tendência para estas se espalharem, de forma difusa, em pequenos canais entrançados, ou em toalha, "varrendo" toda a superfície da vertente, criada pelo desnivelamento tectónico.

Os deslocamentos tectónicos favorecem o desenvolvimento dos *glacis*, ao criarem os desnivelamentos iniciais, que são o ponto de partida para a génese dos *glacis*. Essas diferenças de declive favorecem o accionamento de processos morfogenéticos diferentes de um lado e do outro da falha, sobretudo quando esta justapõe massas rochosas de fácies diferentes, em particular, quando as do compartimento abatido são facilmente removidas pela escorrência superficial (TRICART *et al.*, 1972). A última situação aplica-se aos *glacis* no pé das escarpas de Rio de Moinhos e de Stª Margarida. No que respeita aos desnivelamentos tectónicos iniciais e ao papel destes na formação dos *glacis* mais desenvolvidos do alvéolo do Tramagal-Montalvo, será possível encarar duas hipóteses de deformação estrutural do alvéolo: 1) considerar que as rampas do lado do Tramagal e do lado de Montalvo se tenham desenvolvido a partir de superfícies ligeiramente balançadas em dupla "tecla de piano", para o lado norte, na rampa do Tramagal e contra a escarpa de Stª Margarida, na de Montalvo; 2) ou, admitir que as rampas poderão ter origem nos desníveis criados pelos deslocamentos tectónicos, que limitam o alvéolo, como a escarpa de Rio de Moinhos e o degrau do Tramagal (falha provável), tendo este sido muito rapidamente modelada em *glacis*, nas formações terciárias, conservando-se os abruptos tectónicos (escarpas) nas rochas do soco. A hipótese do balançamento parece-nos difícil de aplicar à génese da rampa

do Tramagal, uma vez que o NCM (N1) surge praticamente horizontal a sul de desta localidade (Fig. VIII-1). Admitimos, como hipótese mais provável, que a rampa do Tramagal se tenha desenvolvido por regularização do desnível originado pelo acidente Tramagal, cujo arranjo (modelação em *glacis*), teria progredido rapidamente nos depósitos terciários. Modelação semelhante poderá ter experimentado a escarpa de Rio de Moinhos, na parte ocidental do alvéolo, onde o desnível tectónico inicial não terá sido suficiente de forma a fazer aflorar o soco, contribuindo, da mesma maneira, para o desenvolvimento das extensas rampas entre Montalvo e a base do degrau, ao norte desta localidade (Fig. VIII-1). Não se exclui, na parte ocidental do alvéolo, algum contributo do abatimento dissimétrico do fundo da depressão, no desenvolvimento assimétrico das formas de modelado dos dois lados do Tejo.

No que respeita aos *glacis* e *glacis*-terraços (inferiores), no pé das escarpas de Rio de Moinhos de Stª Margarida, que põe em contacto o Terciário com o soco, deve ter-se em consideração o accionamento de processos morfogenéticos diferentes, originados por declives e litologias diferentes de um lado e do outro da falha; aspectos salientados por TRICART & CAILLEUX (1960-61) e TRICART *et al.* (1972) na génese dos *glacis*.

A génese destas rampas, além de condicionada pela estrutura geológica, anteriormente referida, deverá ter relação com as condições climáticas e hidrológicas favoráveis à sua modelação, referidas por vários autores: (COQUE, 1962; RICHAMBAULT, 1966; DRESCH, 1972; TRICART *et al.*, 1972). Os *glacis* requerem certas condições para a sua modelação como sejam: a saturação dos escoamentos em materiais, de modo a impedir a concentração e o encaixe da escorrência superficial (*rill wash e sheet wash*) e a deposição e ablação constantes durante toda a travessia das rampas pelos escoamentos (COQUE, 1962). Estas situações são particularmente favorecidas em climas com estações contrastadas e forte irregularidade das precipitações, como parecem ter sido os climas pluviais frios do Quaternário, nesta latitude. Reveste-se de grande interesse averi-

guar futuramente a inserção destas rampas, no quadro das oscilações climáticas do Quaternário. São igualmente referidas outras condições favoráveis ao desenvolvimento dos *glacis*, como sejam: solos com estruturas precárias, cobertura vegetal descontínua e rochas brandas com contrastes litológicos na série estratigráfica (*op. cit.*, 1962); requisitos que os depósitos da Bacia Terciária do Tejo parecem preencher, atendendo à fraca coerência e constantes variações na granulometria dos sedimentos.

Ao constituírem presas fáceis da erosão, no sentido de rapidamente serem tomados em carga pelas diferentes formas de escoamento superficial, os sedimentos saturam rapidamente a capacidade de carga dos mesmos escoamentos, verificando-se mudanças constantes na relação entre carga-calibre grosseira e os caudais, que obrigam a escorrência superficial a pequenas deposições temporárias. Processos deste tipo que, naturalmente, inibem o escavamento, favorecem a aplanação em toda a superfície, condições requeridas para a formação dos *glacis* (COQUE, 1962). Deste modo, estas formas, que evoluem muito rapidamente em rochas brandas (DRESCH, 1972), poderão ter adquirido notável desenvolvimento do lado do Tramagal e de Montalvo. Aqui, as deformações tectónicas iniciais terão criado os desníveis necessários, mas a falta de um elemento morfológico saliente, terá facilitado o desenvolvimento dos *glacis*, enquanto as escarpas de Rio de Moinhos e de Stª Margarida, talhadas no soco, mantiveram os limites rígidos da depressão e, de certa forma, terão fixado o avanço dos *glacis* sobre o relevo dominante.

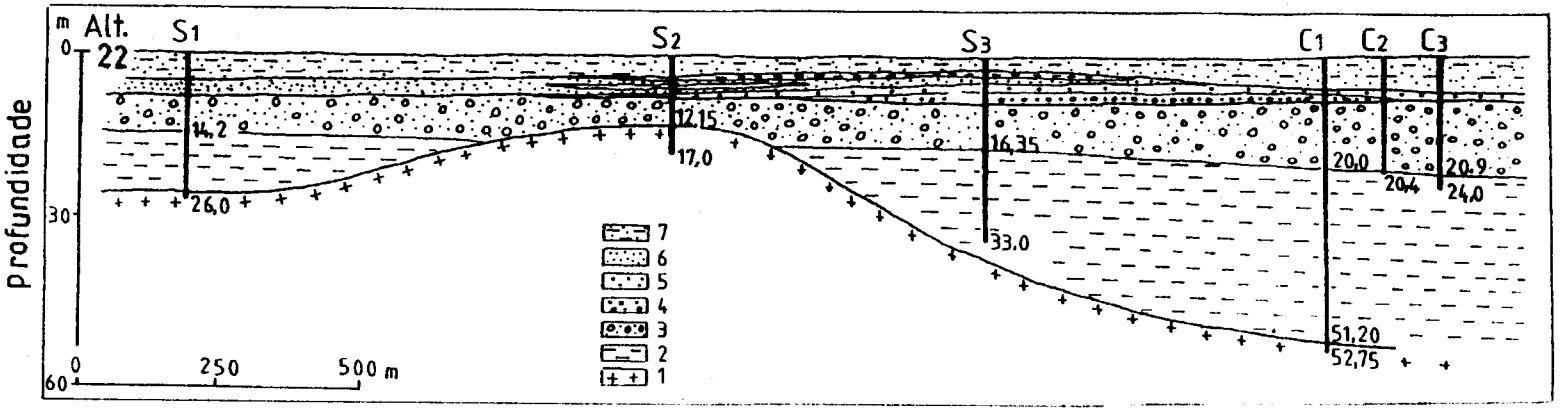
Os *glacis* do alvéolo de Tramagal-Montalvo, assim como outros identificados na bacia do Tejo, devem ter deixado de ser funcionais, pois, ou estão fossilizados por coberturas arenosas que os protegem, como parece acontecer com o campo de dunas do Tramagal, ou encontram-se num processo de dissecação por pequenos cursos de água cujo nível de base se encontra no leito do Tejo. No caso dos *glacis* mais amplos, trata-se de formas desenvolvidas em função de um nível de base diferente do actual, possivelmente fixado na planície aluvial correspondente ao terraço da extremidade da rampa.

### 8.1.3- Os depósitos do fundo do alvéolo e o enchimento holocénico.

Sondagens hidrogeológicas para abastecimento do Campo Militar de Stª Margarida, efectuadas no leito de inundação (Fig. VIII-5), mostram uma série de sedimentos argilosos, na base, a que se sobrepõe um empilhamento de materiais mais grosseiros. Na planície aluvial, a espessura máxima de sedimentos acumulados, considerando a série argilosa da base, mais os materiais grosseiros e depósitos superfíciais húmicos, é cerca de 50 m. A máxima espessura de sedimentos situa-se próxima de Rio de Moinhos, onde o Tejo descreve um meandro pronunciado com convexidade voltada a norte (Fig. VIII-1). Atendendo à altitude da planície aluvial (22 m), o contacto dos depósitos argilosos com o soco encontra-se a -25 m de altitude absoluta e a base da camada de areão com burgau e calhaus a uma altitude próxima de zero metros.

As seis sondagens mostram uma série argilosa, na base, com espessura máxima da ordem dos 30 m, à qual se sobrepõe uma camada de areão com burgau e calhaus com 12 m de espessura, passando, para o topo, a camadas lenticulares de areias grosseiras com burgau, areias finas e materiais areno-argilosos (lodos) com 8 m de espessura.

As argilas da base correspondem, provavelmente, à série greso-argilosa, observada na periferia do alvéolo, subjacente aos Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl. RM). Estes materiais greso-argilosos encontram-se, nos perfis da pedreira de Amoreira, nas fundações dos pilares da nova ponte sobre a ribeira de Rio de Moinhos e noutras sondagens hidrogeológicas abertas na depressão do Rossio ao sul do Tejo. Todas mostram um enchimento argiloso e gresoso, no fundo destes fossos tectónicos. A hipótese destes depósitos greso-argilosos pertencerem ao enchimento holocénico é pouco provável, atendendo às características litológicas e granulométricas destes depósitos, reveladas por sondagens realizadas na planície aluvial do Tejo, desde Arripiado até Alhandra (Fig. VII-24 e Figs 17 a 22 em Anexos).




Captações de Água do C.I.M.

FONTE: BOLETIM DA COMISSÃO DE FISCALIZAÇÃO DAS ÁGUAS DE LISBOA, 34, III SERIE 1953

Fig. VIII-5. Sondagens hidrogeológicas na planície aluvial do alvéolo de Tramagal-Montalvo.

Legenda: 1-granito; 2-argilas; 3-areão com burgau e calhau; 4-areia grosseira com burgau; 5-areias grosseiras; 6-areias de grão fino; 7- depósitos superficiais húmicos areno-argilosos.

As sondagens efectuadas na planície aluvial actual, a jusante de Arripiado (Fig. VII–24), mostram que o enchimento holocénico começa com depósitos de calhaus rolados, passando a intercalações arenosas e lodosas, para o topo. Uma vez que os depósitos do início do enchimento do paleovale würmiano, são conglomeráticos, a jusante deste local, o mais provável é que esses depósitos correspondam à camada de areão com burgau e calhau deste corte, pois parece pouco provável, iniciar-se o enchimento holocénico, a montante, com depósitos argilosos e as equivalentes fácies desse enchimento serem conglomeráticas, a jusante. Por outro lado, a camada de areão com burgau e calhaus, escolhida para aquífero das captações (Fig. VIII-5), parece corresponder à base de um enchimento fluvial típico, que se inicia com materiais grosseiros, diminuindo gradualmente de tamanho para o topo, à medida que o vale vai ficando preenchido com sedimentos. O enchimento, que começa com areão, burgau e calhaus e termina em depósitos húmicos, corresponderá, provavelmente, à base do enchimento holocénico, o qual apresenta, no baixo vale do Tejo, uma evolução granulométrica vertical semelhante a este (Fig. VII-24 e Figs. 17 a 22 em Anexos). Os 12 m de areão com burgau e calhaus poderão representar as litofácies correspondentes ao período baixo do nível do mar, início da subida eustática, quando o rio possuía acentuado declive longitudinal e fortes caudais. Estes depósitos grosseiros poderão ser interpretados como depósitos de nível baixo (*lowstand system tract*), que iniciam o enchimento do paleovale anteriormente escavado.

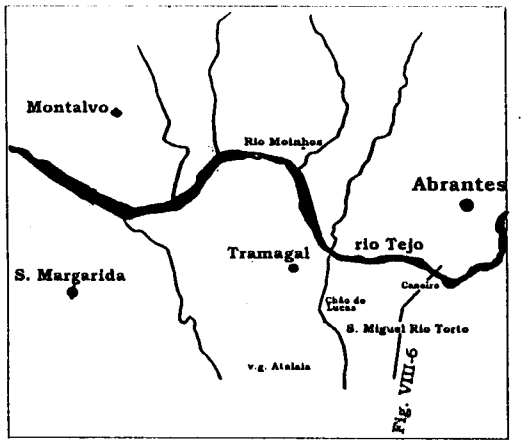
De acordo com esta interpretação, as argilas subjacentes à camada de areão com burgau e calhau, deverão ser depósitos terciários e a descontinuidade que separa estes depósitos da camada de areão com burgau e calhaus deverá ser interpretada como limite de sequência (*sequence boundery*). A conservação dos depósitos terciários, no fundo do alvéolo, parece indicar que o maior escavamento do Tejo, possivelmente atingido no máximo arrefecimento da Última Glaciação, não chegou a esvaziar completamente os sedimentos cenozóicos do fosso tectónico. A base destes depósitos, que se encontra abaixo do nível do mar, estará certamente relacionada com a subsidência tectónica do alvéolo.

### 8.1.4- Evidências de deformações neotectónicas

Fora do alvéolo, foram referidas algumas deformações, principalmente nas superfícies que servem de enquadramento à depressão tectónica, nomeadamente na superfície culminante (*horst* de Medroa) e no nível do Campo Militar de Stª Margarida (NCM). Neste, salientamos a subdivisão do NCM (N1) no planalto de Medroa, onde este nível se encontra escalonado em dois patamares, o mais alto (N1), a 180-230 m de altitude e o mais baixo (T1a) a 130-150 m (Fig. VIII-1). A norte da escarpa de Rio de Moinhos, referiu-se outra subdivisão do NCM, em dois patamares: um a 150-160 m (N1) e outro a 125-130 m (T1a). Do lado sul do Tejo, o NCM (N1) encontra-se a 140-160 m. Conforme se referiu no capítulo V, aquelas subdivisões do NCM parecem estar relacionadas, no primeiro caso, com o soerguimento do planalto de Medroa e, no segundo, com um acidente paralelo à escarpa de rio de Moinhos, correndo a norte desta. Subdivisões do mesmo nível, aparecem também no *horst* de Abrantes (Fig. VIII-1).

Na margem esquerda do Tejo, ao sul de Abrantes, os terraços mais antigos do Tejo estão representados por depósitos conglomeráticos, a 140 m de altitude, na extremidade norte do NCM (Fig. VIII-6). Na extremidade deste nível, um degrau com 25 m de comando desloca os terraços mais antigos do Tejo, que se encontram a 120 m, na base do degrau (patamar de Caneiro). Neste patamar, a superfície do terraço tem 134 m de altitude do lado do Tejo e 120 m do lado do rebordo interior. Em situações habituais deveria acontecer o inverso. A inclinação da superfície do terraço de Caneiro sugere um movimento de balança para sudoeste (Figs. VIII-1 e VIII-6).

Outra evidência de deformação neotectónica, nesta área, surge quando se compara a altitude dos terraços (T1) de Caneiro (134 m) e Chão do Lucas (148 m), nas extremidades do nível do Campo Militar de Stª Margarida (planalto de S. Miguel de Rio Torto). A superfície dos dois terraços encontra-se ligeiramente desnivelada, sendo o terraço mais alto, o



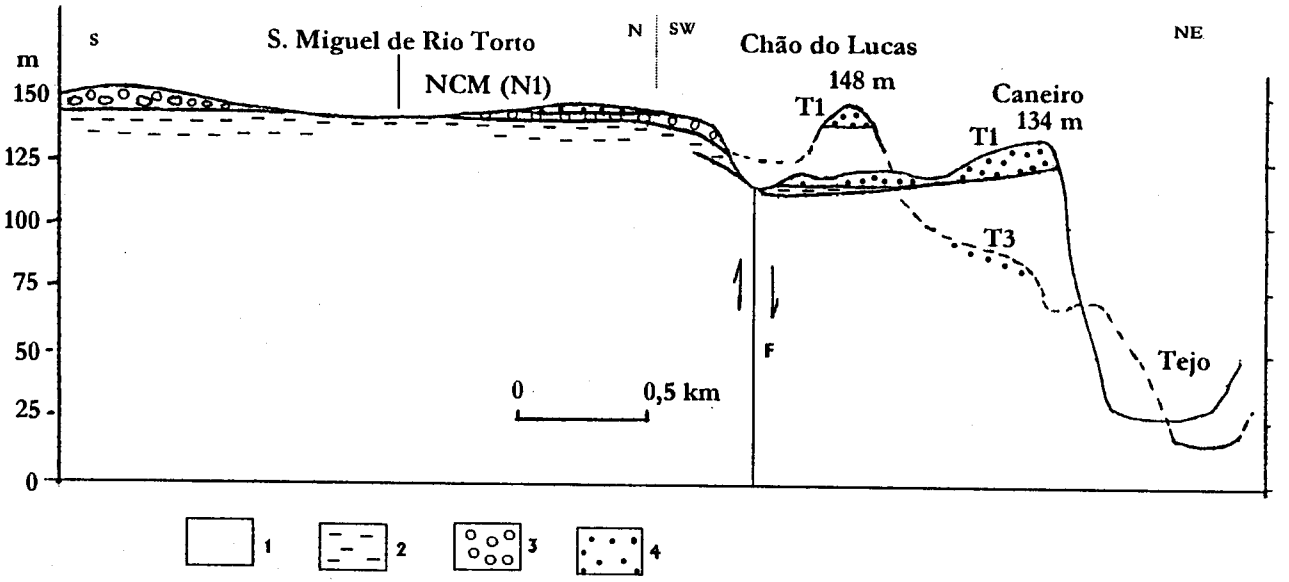




Fig. VIII-6 Corte geomorfológico desde o Tejo para o planalto de S. Miguel de Rio Torto, e perfil projectado (linha a tracejado) para o terraço de Chão das Lucas. Note-se o deslocamento do terraço de Caneiro e o movimento de balança deste terraço para SW. A jusante do terraço de Caneiro, o terraço de Chão das Lucas encontra-se mais alto. Legenda: 1-soco; 2-depósitos miocénicos;3-Conglomerados de Serra de Almeirim (Pliocénico); 4-Terraços (Plistocénico).

de Chão das Lucas, situado a jusante do terraço de Caneiro. Sem interferência de movimentos tectónicos, seria o terraço de Caneiro que deveria ter cotas ligeiramente superiores às do terraço de Chão das Lucas.

Outros sinais de deformações neotectónicas parecem relevelar as diferenças de espessura das aluviões do alvéolo de Tramagal-Montalvo. Sondagens no troço SW-NE do Tejo revelam maior acumulação da série argilosa da base a partir da sondagem S2 para nordeste, ou seja, na direcção da escarpa de Rio de Moinhos[2]. Este aumento da espessura das argilas da base é igualmente acompanhado por um incremento progressivo da espessura da série detrítica grosseira sobrejacente (S1 14, 2 m; S3 16,35; C1 20 m; C2 20,4 m; C3 24 m) (Fig. VIII-5). O incremento da espessura do enchimento holocénico, na direcção da escarpa de Rio de Moinhos, sugere a permanência, durante mais tempo, do leito do Tejo naquele sítio do alvéolo. Essa permanência do leito do Tejo poderá ter alguma relação com subsidência contemporânea do referido enchimento. Semelhante subsidência concordaria com a inflexão do Tejo, para norte, em frente do Tramagal e com as modificações na morfologia do canal do rio naquele sítio. Fotografias aéreas de 1976, mostram, no meandro alargado do rio, com convexidade voltada a norte, uma área de fácil inundação, com forte agradação e múltiplos canais com tendência para a formação de *chute cutoffs*, ou seja, modificações que sugerem adaptações da morfologia do canal ao cruzar o eixo da deformação subsidente. Estas mudanças na morfologia do leito são idênticas a deformações verificadas em experiências laboratoriais levadas a cabo por GREGORY & SCHUMM (1987); OUCHI (1985) e podem reflectir adaptações dos canais como resposta às deformações tectónicas (BURNETT & SCHUMM, 1983).

---

[2] Na Fig. VIII-5, a morfologia do contacto das argilas com o substrato sugere uma origem erosiva. Naturalmente, a interpretação do contacto das argilas com o substrato, é subjectiva. Desde que se respeitem as indicações das sondagens, pode desenhar-se de forma mais suave, sugerindo um paleorelevo erosivo, ou com limites mais rígidos, indicando deslocamentos tectónicos. Propositadamente, apresentamos a interpretação original do corte geológico, datado de 1953, altura em que a tectónica era subvalorizada e falar de neotectónica seria quase uma subversão.

### 8.1.5-Principais falhas e fracturas da área envolvente do alvéolo

Na área envolvente do alvéolo, identificam-se vales rectilíneos, tanto do lado norte como do lado sul do Tejo (Fig. VIII-1). Estes vales associam-se em direcções privilegiadas, das quais salientamos as orientações NW-SE, N-S e a direcção NNE-SSW. A última direcção de fracturas está assinalada por um importante vale rectilíneo, que passa junto à localidade de Paúl, prolongando-se para a margem sul do Tejo. Vales com direcção N-S estão também referenciados, fora do alvéolo, principalmente ao norte do Tejo. Não conseguimos observar desnivelamentos verticais importantes, nas unidades geomorfológicas da área a norte do alvéolo, associados aos acidentes NNE-SSW e aos acidentes N-S. O mesmo não parece acontecer com as fracturas NW-SE, notando-se tendência para estas originarem desnivelamentos verticais, sobretudo, quando a direcção da falha roda para WNW-ESE, como acontece com a escarpa de Stª Margarida, situada no prolongamento para WNW da ribeira da Caniceira.

O sistema de falhas observado na localidade de Amoreira (base da escarpa de Rio de Moinhos) parece indicar actividade destas em épocas diferentes. Como se pode ver (Fig. VIII-2), a falha normal N45W corta a falha inversa N70W, mostrando que esta jogou primeiro do que aquela. As observações neste acidente complexo, sugerem que os acidentes WNW-ESE, ou próximos da direcção E-W, terão jogado primeiro com movimento inverso, possivelmente, quando o campo de tensão compressivo máximo tinha uma direcção próxima da N-S, o que parece ter acontecido no final do Miocénico (CARVALHO *et al.*, 1983-1985). Este jogo, com movimento de cavalgamento dos compartimentos do lado norte sobre os compartimentos do lado sul, poderá ser responsável pelo derrame dos Cgl. RM.

Com o rodar do campo da tensão compressiva máxima para o quadrante noroeste, durante o Pliocénico e Quaternário (CARVALHO *et al.*, 1983-1985), deverão ter jogado os acidentes com direcção NW-SE, e os acidentes WNW-ESE, que parecem mostrar tendência para originar *gra-*

*bens*, ou *semi-grabens* por tracção secundária. Estaria, neste caso, a falha correspondente à escarpa de Stª Margarida e a falha normal N45W do acidente complexo, observado na localidade de Amoreira (Fig. VIII-2)[3]. O mesmo comportamento apresentam o acidente (N45W) da escarpa de falha de S. Miguel de Rio Torto e uma falha com direcção N50W pendendo 80° para NE, a ocidente desta localidade (Fig. VIII-1).

## 8.2-O ALVÉOLO DO ROSSIO DE ABRANTES

### 8.2.1-Configuração e natureza do alvéolo.

Este alvéolo desenvolve-se no sopé da elevação de Abrantes, sendo limitado do lado poente e ao sul do Tejo por um abrupto rectilíneo com direcção SSE-NNW, que condiciona o troço final do rio Torto (Fig. VIII-7 e Est. VIII-3). O abrupto prolonga-se para o lado norte do Tejo, sofre inflexão para NNE, virando para poente ao contornar pelo norte a elevação de Abrantes. A configuração do alvéolo parece ter-se desenhado em função deste abrupto, que constitui o único limite rígido da depressão, no quadrante oeste. Nos outros quadrantes, a descida para o alvéolo faz-se por uma série de rampas e patamares escalonados até à planície aluvial.

O referido abrupto corresponde à escarpa de S. Miguel de Rio Torto, de natureza tectónica (ver cap. V, § 5.2.2.7), sendo essa natureza confirmada, na estrada do Rossio para S. Miguel de Rio Torto. Nos taludes da estrada, observam-se duas falhas afectando um terraço do Rio Torto, situado à altitude de 100 m, a meio da escarpa (Ests. VIII-4 e VIII-5). Uma falha tem direcção N45°W, pendor de 75°NE e rejeita os depósitos do terraço, cerca de 12 m. A falha põe em contacto arenitos argilosos do topo do

[3]A ilustração gráfica do acidente de Rio de Moinhos-Amoreira (Fig. VIII-1) refere-se, unicamente ao alinhamento (WNW-ESE) do degrau morfológico derivado deste acidente complexo. A referida escarpa não significa que a mesma resulte do jogo de uma falha normal, como, à primeira vista, pode sugerir a ilustração.

terraço com os conglomerados da base do enchimento do mesmo (Est. VIII-6). A orientação da falha coincide com a direcção geral da escarpa de S. Miguel de Rio Torto e o abatimento de 12 m do bloco nordeste concorda com a expressão morfológica deste degrau. A outra falha só é visível na deformação que imprime aos depósitos (Est. VIII-4 e 5), uma vez que materiais escorregados ocultam o acidente.

A configuração do alvéolo parece resultar de uma deformação em tecla de piano com abatimento dissimétrico, para noroeste, do compartimento a sul do Tejo, ocorrendo o mesmo tipo de deformação ao norte do Tejo, mas com balançamento para sul contra a escarpa norte da elevação de Abrantes (veja-se capítulo V, § 5.2.2.7). Estas deformações tornam-se mais claras na escarpa de S. Miguel de Rio Torto e na base da escarpa norte da elevação de Abrantes (Fig. VIII-7). Ao sul do Tejo, aquelas deformações continuaram durante o Quaternário, como se comprova pelo deslocamento dos depósitos de terraço, na escarpa de S. Miguel de Rio Torto. Este terraço está embutido no nível do Campo Militar de Stª. Margarida (N1), sendo mais recente do que este nível. Atendendo ao escalonamento do terraço, relativamente ao nível do Campo Militar, parece-nos que o terraço deslocado poderá ser equivalente do terraço do Pego (T3).

O balançamento para sul do compartimento ao norte do Tejo pode observar-se no corte da nova estrada de Abrantes para Sardoal, onde os depósitos da base do enchimento da bacia (Oligo-Miocénicos?) surgem inclinados, juntamente com o soco, 5° para sul (Est. VIII-7).

O Tejo corre na área mais deprimida do alvéolo, no entanto, o traçado do rio não se encontra totalmente condicionado pelo principal elemento morfoestrutural da depressão tectónica, a escarpa de S. Miguel de Rio Torto, sendo, por sinal, um dos poucos locais da bacia, onde o condicionamento do Tejo, pela morfoestrutura, é apenas parcial. Na realidade, o Tejo sai da depressão por um vale encaixado (epigénico), que corta a escarpa de S. Miguel de Rio Torto, no troço entre Abrantes e Tramagal (Fig. VIII-7). Estranhamente, não notamos nos terraços a

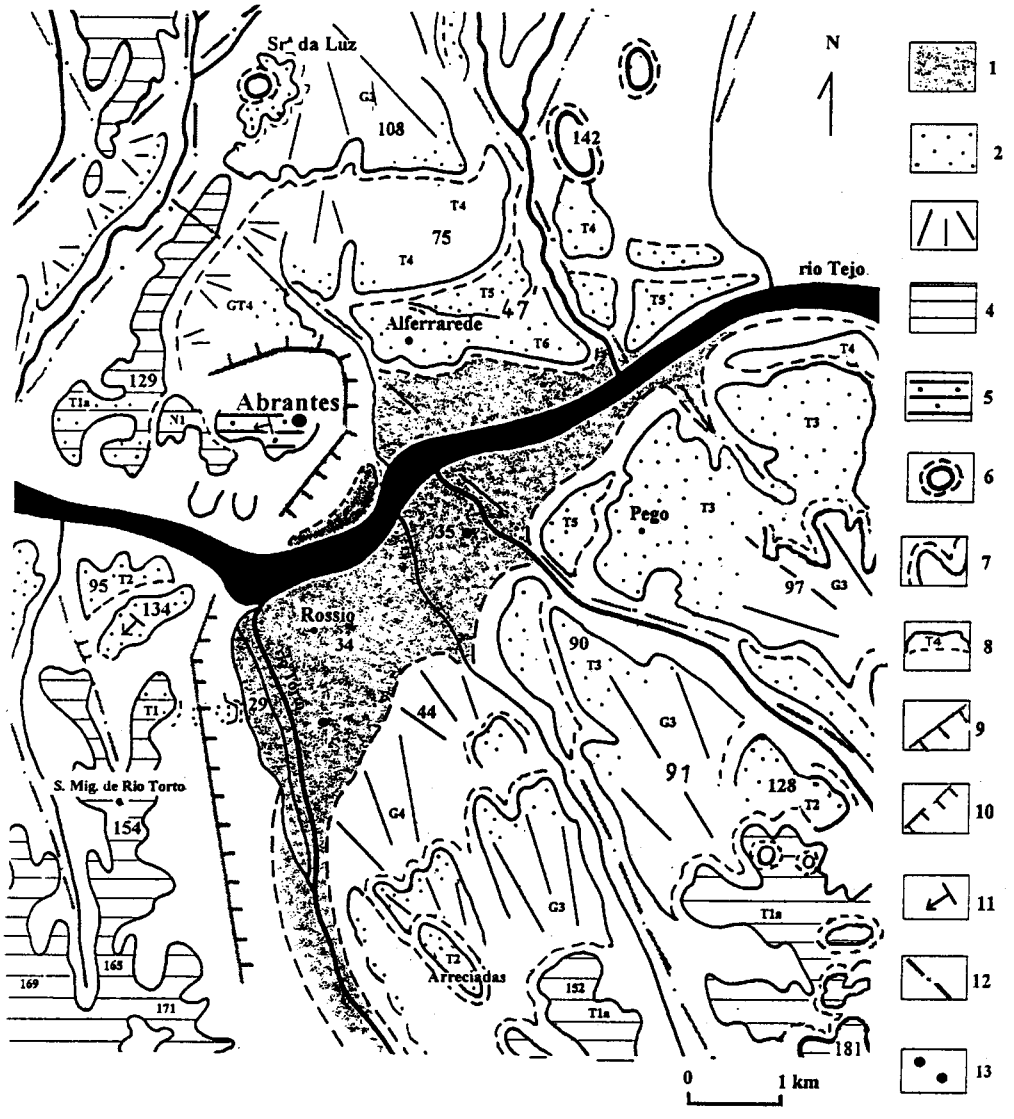



Fig. VIII-7 Mapa geomorfológico do alvéolo do Rossio de Abrantes. Legenda: 1- aluviões; 2- terraços; 3- *glacis*; 4- nível do Campo Militar de Stª Margarida; 5-superfície culminante; 6- relevos residuais; 7- alto e base de vertente; 8-rechãs, ou terraços erosivos no soco; 9-escarpa de falha; 10-escarpa de falha provável; 11- superfície balançada ; 12- fracturas fotointerpretadas; 13-localização das sondagens.

montante da escarpa de S. Miguel de Rio Torto, efeitos do levantamento do compartimento de S. Miguel de Rio Torto. Apesar do levantamento deste compartimento afectar depósitos quaternários, esse soerguimento parece não se manifestar na sedimentação dos terraços a montante, nem no escalonamento destes. O Tejo parece ter tido suficiente capacidade erosiva para regularizar o leito e anular o efeito do levantamento tectónico, sobre a sedimentação, a montante da falha.

### 8.2.2-Morfologia do interior do alvéolo

Apesar da configuração inicial do alvéolo ter origem tectónica, a sua morfologia actual deve-se, essencialmente, à acção do modelado, de que resultou um conjunto de *glacis* e terraços, no interior da depressão.

Os *glacis* são particularmente desenvolvidos nos compartimentos sujeitos ao balançamento que terá prefigurado o alvéolo, tanto do lado norte como do lado sul do Tejo. Por sua vez, os terraços aparecem "enraizados" na superfície dos *glacis*, ou ligeiramente embutidos na sua superfície (Fig. VIII-7). Entre as duas modalidades de ligação aponta-se, a título de exemplo, o terraço do Pego com um "enraizamento" do primeiro tipo, na localidade do Pego, mas embutido no mesmo *glacis*, um pouco a montante, no sítio da central termoeléctrica.

Ao sul do Tejo, as vertentes do alvéolo estão modeladas por dois níveis de *glacis*: o mais alto, com 90-110 m e outro, inferior, com 40-60 m, que se liga à planície aluvial. O primeiro corresponde à maior aplanação desenvolvida abaixo do rebordo de erosão que define o vale do Tejo, sendo, no interior do alvéolo, a superfície erosiva com melhor representação. Na extremidade deste *glacis*, surgem alguns terraços de acumulação com as duas modalidades de "enraízamento" atrás referidas. A rampa inferior encontra-se parcialmente coberta com areias, que ocultam o substrato desta superfície, principalmente junto à planície aluvial. Apesar da cobertura de areias alcançar alguns metros de espessura, julgamos, pela forma

da rampa, que a mesma pertence à mesma categoria dos *glacis* de ablação superiores, sendo necessário confirmar esta suspeita, uma vez que não há cortes nesta área.

Do lado norte do Tejo, o alvéolo foi modelado em *glacis* (rampa G), com 90-125 m, situada a leste do relevo residual Srª da Luz. Este *glacis* está talhado em depósitos da unidade dos Conglomerados de Rio de Moinhos e é, inequivocamente, um *glacis* de ablação, excepto na sua extremidade sueste, onde parece estar ligeiramente embutido um terraço (Fig. VIII-7). Abaixo deste *glacis* desenvolveu-se um patamar com a forma de anfiteatro, que se alarga numa área entre 70-90 m. Os contornos deste patamar sugerem que os mesmos terão sido definidos por um antigo meandro do Tejo. A natureza deste patamar é complexa. Do lado ocidental, junto do rebordo do embutimento com os níveis dominantes, o patamar parece ter sido modelado em *glacis*, gerado por recuo do rebordo de erosão interior do patamar (*embayment*) nos níveis superiores. Esse recuo faz-se à custa de depósitos miocénicos, concordando o perfil côncavo do patamar com a natureza do *glacis* de ablação. Do lado oriental, o patamar é praticamente horizontal, sugerindo estar-se perante uma geoforma de terraço. Desde logo se coloca o problema da natureza deste terraço, que tanto pode ser erosivo, como de acumulação.

O estudo comparativo dos depósitos deste patamar com os depósitos do patamar inferior (T5), correspondente ao terraço de acumulação do Centro de Recuperação Infantil de Abrantes (C.R.I.A), mostrou algumas diferenças no que respeita à composição petrográfica, rolamento, MPS e matriz dos depósitos conglomeráticos (Quadro VIII-2).

Como se pode verificar no Quadro VIII-2, os depósitos do patamar (T4) apresentam tanto quartzo como quartzito, ou seja, uma composição idêntica à dos leques aluviais do lado norte do Tejo. O rolamento médio dos calhaus do patamar de 70-90 m é inferior ao rolamento dos calhaus do terraço do C.R.I.A. e a maioria dos calhaus do patamar (T4) são subangulosos, enquanto a maior parte dos calhaus do patamar do C.R.I.A são sub-rolados. (Quadros VIII-1 e VIII-2 e Fig. VIII-8).

# Quadro VIII-1 Rolamento dos calhaus dos patamares T4 e T5



| | Patamar T4 | Patamar T5 |
|---|---|---|
| | Rolamento | Rolamento |
| 1 | 0,11 | 0,12 |
| 2 | 0,13 | 0,15 |
| 3 | 0,13 | 0,18 |
| 4 | 0,13 | 0,21 |
| 5 | 0,14 | 0,21 |
| 6 | 0,16 | 0,21 |
| 7 | 0,16 | 0,22 |
| 8 | 0,17 | 0,24 |
| 9 | 0,17 | 0,24 |
| 10 | 0,18 | 0,24 |
| 11 | 0,18 | 0,26 |
| 12 | 0,19 | 0,26 |
| 13 | 0,22 | 0,26 |
| 14 | 0,22 | 0,27 |
| 15 | 0,23 | 0,28 |
| 16 | 0,23 | 0,28 |
| 17 | 0,23 | 0,30 |
| 18 | 0,25 | 0,30 |
| 19 | 0,26 | 0,32 |
| 20 | 0,26 | 0,32 |
| 21 | 0,27 | 0,33 |
| 22 | 0,35 | 0,34 |
| 23 | 0,35 | 0,35 |
| 24 | 0,35 | 0,40 |
| 25 | 0,35 | 0,40 |
| 26 | 0,36 | 0,42 |
| 27 | 0,37 | 0,43 |
| 28 | 0,38 | 0,44 |
| 29 | 0,43 | 0,51 |
| 30 | 0,52 | 0,60 |

| | patamar T4 | Patamar T5 |
|---|---|---|
| | nº de calhuas | nº de calhuas |
| angulosos | 5 | 1 |
| sub-angulosos | 12 | 9 |
| sub-rolados | 11 | 13 |
| rolados | 2 | 7 |
| bem rolado | 0 | 0 |
| Total | 30 | 30 |

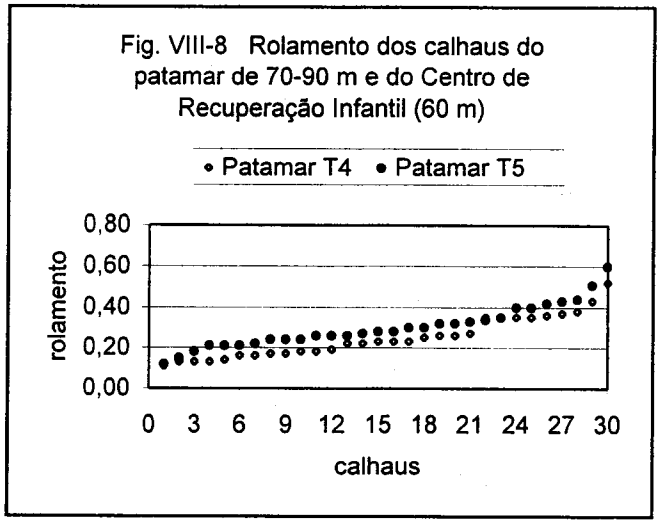



Fig. VIII-8 Rolamento dos calhaus do patamar de 70-90 m e do Centro de Recuperação Infantil (60 m)

Quadro VIII-2 Estudo comparativo dos depósitos do patamar T4 e do terraço (T5) do C.R.I.A

| Patamar | *Composição* | | *Rolamento de 30 calhaus de cada patamar* | *MPS* | *Matriz* |
|---|---|---|---|---|---|
| | *Quartzito* | *Quartzo* | | *cm* | |
| Patamar T4 70-90 m | 50% | 50% | Med. 0,25 ag 16%, sa 40%, sr 36%, r 0,06% | 29,9 | argilo-arenosa |
| Patamar T5 CRIA 60 m | 72% | 28% | Med. 0,30 ag 0,03%, sa 30%, sr 43%, r 0,23% | 17,2 | Arenosa |

De salientar ainda diferenças ao nível do MPS e da matriz dos conglomerados dos dois patamares: mais arenosa nos depósitos do terraço do C.R.I.A. e, com muito mais fracção argilosa, nos depósitos do patamar (T4).

O estudo comparativo dos depósitos destes patamares indica que os conglomerados do patamar (T4), sobrejacentes a formações argilosas miocénicas, apresentam as mesmas características dos Conglomerados de Rio de Moinhos, quer em termos de composição, rolamento e matriz, claramente distintos dos conglomerados do terraço (T5) do C.R.I.A. Quer isto dizer, que o patamar (T4) poderá ter duas interpretações possíveis: corresponder a um terraço de acumulação, com alimentação exclusivamente nos Conglomerados de Rio de Moinhos; ou uma geoforma erosiva, talhada nos depósitos daquela unidade litostratigráfica. Dado que a primeira hipótese constituiria uma originalidade na composição dos terraços do Tejo, pois estes apresentam calhaus rolados dos Cgl. SA, inclinamo-nos para a segunda hipótese.

Abaixo do patamar (T4), desenvolvem-se dois terraços de acumulação: o mais alto (T5), com 60 m de altitude, referencia-se pelo Centro de Recuperação Infantil de Abrantes e fábrica de Rações S. Marcos, e o mais baixo (T5a), com cerca de 45 m, correspondente ao patamar do cemitério de Alferrarede. Junto à fábrica de rações S. Marcos, observa-se a base do

terraço T5, cuja espessura é da ordem dos 3 m, enquanto o corpo do terraço T5a ultrapassa 13 m, não se conseguindo ver a base, situada abaixo das aluviões.

### 8.2.3- Os depósitos do fundo do alvéolo e o enchimento holocénico.

O fundo do alvéolo é formado pela planície aluvial, sujeita a inundação. As cheias maiores inundam a depressão do Rossio, mas alagam-na de forma desigual. As inundações progridem para sueste ao longo do Rio Torto, de tal modo que a estrada do Rossio para o Tramagal é a das primeiras a ficar cortada. A sueste do Rossio, as áreas marginais da planície aluvial são as últimas a ficar inundadas e as primeiras a libertarem-se das cheias, pois a planície aluvial tem um declive suave e regular de 0,3% para NNW, contra a escarpa de Abrantes. Na base deste abrupto, situa-se uma das áreas mais baixas da planície aluvial (cotas de 28,5 m), enquanto na área marginal, do lado sueste, as cotas da planície aluvial chegam aos 37 m. Áreas da planície aluvial, com menos de 30 m, situam-se junto à escarpa de S. Miguel de Rio Torto.

As observações que dispomos não permitem tirar uma conclusão sobre a origem do declive para NNW da planície aluvial, que tanto pode ter uma pequena componente tectónica (continuação do mesmo tipo de deformação que prefigurou o alvéolo), como resultar de acumulações arenosas do funcionamento dos *glacis*, ou das duas situações actuando em conjunto. Conforme se referiu, ao sul do Tejo, os *glacis* encontram-se parcialmente cobertos por areias superficiais de grande mobilidade. O funcionamento dos *glacis*, com arrastamento de areias para a área marginal da planície aluvial, poderá igualmente explicar o declive ligeiramente superior da área marginal da planície de inundação.

Na Quinta de Coalhos (depressão do Rossio), uma sondagem hidrogeológica, com 100 m de profundidade, atingiu o soco aos 98 m. Outra sondagem, com 60 m de profundidade, junto à Fábrica do Viegas (Rossio)

não alcançou o soco (ver Figs. 23 e 24 em Anexos). Uma terceira sondagem, com profundidade de 100 m, feita na base da escarpa norte da elevação de Abrantes, alcançou o soco a -20 m altitude. As duas sondagens da depressão do Rossio revelam mudança brusca na litologia aos 24 m de profundidade, passando de materiais grosseiros para argilas e grés argilosos até ao final dos furos.

As sondagens do Rossio, comparadas com as do alvéolo de Tramagal-Montalvo, mostram idêntica sequência de depósitos, em termos de litologia e granulometria. Aos depósitos greso-argilosos da base das sondagens, segue-se um empilhamento, que geralmente se inicia com materiais mais grosseiros de areias e conglomerados. O segundo empilhamento apresenta espessura da ordem das duas dezenas de metros. Parece-nos, portanto, ser possível estabelecer correlação entre os depósitos das duas depressões.

No que respeita aos 24 m de materiais grosseiros, assentes nas formações greso-argilosas da base (Figs. 23 e 24 em Anexos), é provável que correspondam ao enchimento holocénico, pelas mesmas razões que se expuseram para os materiais, na mesma situação, do alvéolo de Tramagal-Montalvo. Os depósitos greso-argilosos, subjacentes aos materiais grosseiros deverão ser, por isso, terciários.

No Rossio de Abrantes, o Tejo parece ter escavado um paleovale no substrato miocénico, cujo leito estaria cerca de 24 m abaixo da planície aluvial, ou seja, a 13 m de altitude absoluta, na sondagem de Coalhos e a 16 m na sondagem da Fábrica do Viegas.

## 8.3-PERFIL DO VALE DO TEJO NO FINAL DO PLISTOCÉNICO

As sondagens dos alvéolos, juntamente com dados de outras sondagens, no troço do Tejo, em Almourol, permitem reconstituir o paleovale anterior ao enchimento holocénico (Fig. VIII-9). Em Almourol, o Tejo es-

cavou dois vales no granito, o mais profundo a quase -40 m de cota (COSTA, 1984).

Considerando as cotas de superfície das sondagens, a espessura das aluviões e desprezáveis eventuais subsidências tectónicas, durante o enchimento holocénico, o leito do referido paleovale deverá ter 13 m de altitude no Rossio, 2 m na depressão do Tramagal e entre -30 e -40 m, no sector de Almourol.

Como se pode observar na Fig. VIII-9, nos alvéolos do Rossio e Tramagal-Montalvo estão preservados depósitos terciários que o rio não conseguiu erodir completamente, durante o máximo escavamento do paleovale, ocorrido, provavelmente, durante a Última Glaciação. Entre os alvéolos do Rossio e de Tramagal-Montalvo, pode ver-se o compartimento levantado pelas falhas de S. Miguel de Rio Torto e do bordo oriental do alvéolo de Tramagal. Este compartimento corresponde ao *horst* de Abrantes, que se prolonga para sul do Tejo em direcção a S. Miguel de Rio Torto e que o Tejo corta, por epigenia, entre Abrantes e Tramagal. O alvéolo de Tramagal-Montalvo parece ser composto por dois fossos: o primeiro, na área oriental do alvéolo, corresponde ao maior abatimento da depressão, onde o Tejo descreve largo meandro com convexidade voltada a norte; o segundo, a jusante daquele, terá registado uma subsidência inferior a julgar pelos dados das sondagens. A jusante do alvéolo de Tramagal-Montalvo, o paleovale do Tejo tem altitude negativa e apresenta uma rotura de declive considerável. Uma vez que à saída do alvéolo, o Tejo entra num compartimento levantado, julgamos que a referida rotura corresponda ao *nickpoint* da vaga de erosão regressiva, desencadeada com a descida eustática da Última Glaciação. A altitude negativa do paleovale do Tejo, a jusante de Constância, está de acordo com um perfil longitudinal em ligação com um nível baixo do mar, provavelmente com o nível de base do Último Período Glaciário.

No sector de Almourol, as sondagens da Teixeira Duarte Lda. (COSTA, 1984) revelaram um paleovale mais profundo do que a sondagem de Arripiado (Fig. VII-23), situada a jusante. Pode parecer estranho,

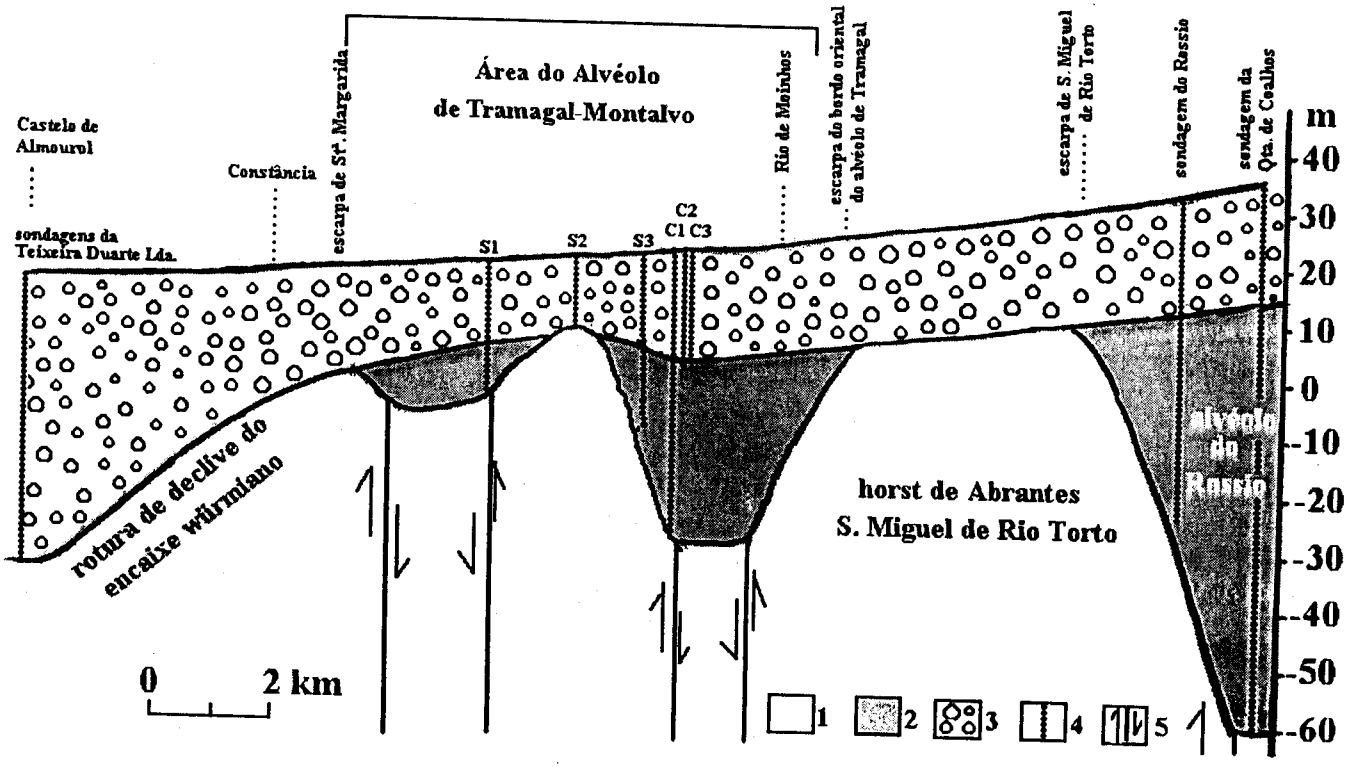



Fig. VIII-9 Esquema da morfotectónica e do paleovale *würmiano* do Tejo entre o Rossio de Abrantes e o Castelo de Almourol.

Legenda: 1-soco metassedimentar; 2-sedimentos terciários; 3-enchimento holocénico; 4-sondagens; 5-falhas.

que no sector de Almourol, as sondagens indiquem um paleovale mais escavado do que a sondagem do Arripiado. Esta contradição deve ser aparente e, provavelmente, tem a ver com o facto das sondagens realizadas no vale largo da planície aluvial, terem fraca probabilidade de apanharem o canal mais profundo do paleovale do Tejo, atendendo à dimensão da planície aluvial, enquanto no troço de Almourol, muito mais estreito, as sete sondagens da empresa Teixeira Duarte, puderam mostrar o máximo encaixe do paleovale do Tejo. Materiais conglomeráticos foram encontrados na base do enchimento das sondagens de Almourol (COSTA, 1984).

O declive médio do paleovale do Tejo, no troço entre Abrantes e Almourol, é de 0,26%, ou seja, três vezes superior ao declive actual do Tejo, no mesmo troço. No entanto, no paleovale do Tejo, há dois sectores com declives muito diferentes, a montante e a jusante da escarpa de Stª. Margarida. No sector a montante desta escarpa, os declives longitudinais são praticamente iguais, tanto o do paleovale (0,097%) como o do vale actual (0,08%). No mesmo troço do Tejo, o calibre dos materiais, transportados actualmente pelo rio, difere consideravelmente dos que iniciam o enchimento holocénico, formados por areias grosseiras e calhaus. Actualmente, o Tejo transporta areias e alguns seixos, no leito ordinário e deposita areias finas, siltes e argilas, no leito de inundação. Estes factos sugerem que a diferença de calibre, entre os materiais que iniciam o enchimento do paleovale e os transportados actualmente pelo Tejo, poderá estar muito mais relacionada com o caudal e o regime do rio, do que com o declive do perfil longitudinal.

O declive do paleovale, nomeadamente a jusante da escarpa de Stª. Margarida (troço com rotura de declive), poderá ser consequência da oscilação eustática negativa do Último Período Glaciário. Não considerando esta hipótese, terá de se admitir importante deformação tectónica durante o Holocénico, na área do Castelo de Almourol.

Uma referência aos depósitos conglomeráticos que iniciam o enchimento do paleovale. Estes depósitos parecem reflectir as oscilações do

clima desse período frio, que se caracterizaria por chuvas ciclónicas copiosas e violentas, principalmente no Outono e Primavera, sendo a estação chuvosa também mais duradoira do que actualmente (ROGNON, 1980; DAVEAU, 1980). Considerando a distância entre este troço do Tejo e a sua parte vestibular, cerca de 100 km, é provável que os materiais grosseiros do início do enchimento do paleovale sejam o reflexo dos fortes caudais, do regime torrencial do Tejo, durante a fase mais fria do Último Período Glaciário e da geometria transversal do vale (mais encaixado) do que o vale actual (mais alargado).

Quadro VIII-3 Reconstituição das cotas do paleovale do Tejo, nos sectores de Rossio, Tramagal-Montalvo e Almourol, com base na espessura das aluviões revelada pelas sondagens.

| | *Cotas de superfíci das sondagens* | *Espessura das aluviões* | *Cotas do leito do paleovale de Tejo* | *Cota do soco paleozóico* |
|---|---|---|---|---|
| Almourol | 11, 9 m | 50,9 m | - 39,0 m | -39,0 m |
| Almourol | 13,6 m | 46,3 m | - 32,7 m | -32,7 m |
| Tramagal | 22,0 m | 20,0 m | 2,0 m | -30,0 m |
| Rossio | 37,0 m | 24,0 m | 13,0 m | -61,0 m |

## 8.4-CONCLUSÕES

A rigidez geométrica de alguns limites dos alvéolos e as deformações nos depósitos, junto às principais escarpas, onde os depósitos chegam a estar cortados por falhas, indicam origem tectónica destas depressões, ou que a configuração inicial das mesmas é de natureza estrutural.

Os vales de fractura na área envolvente dos alvéolos e a análise do sistema de falhas no corte de Amoreira sugerem que o aparecimento destas depressões poderá estar relacionado com o cruzamento de várias

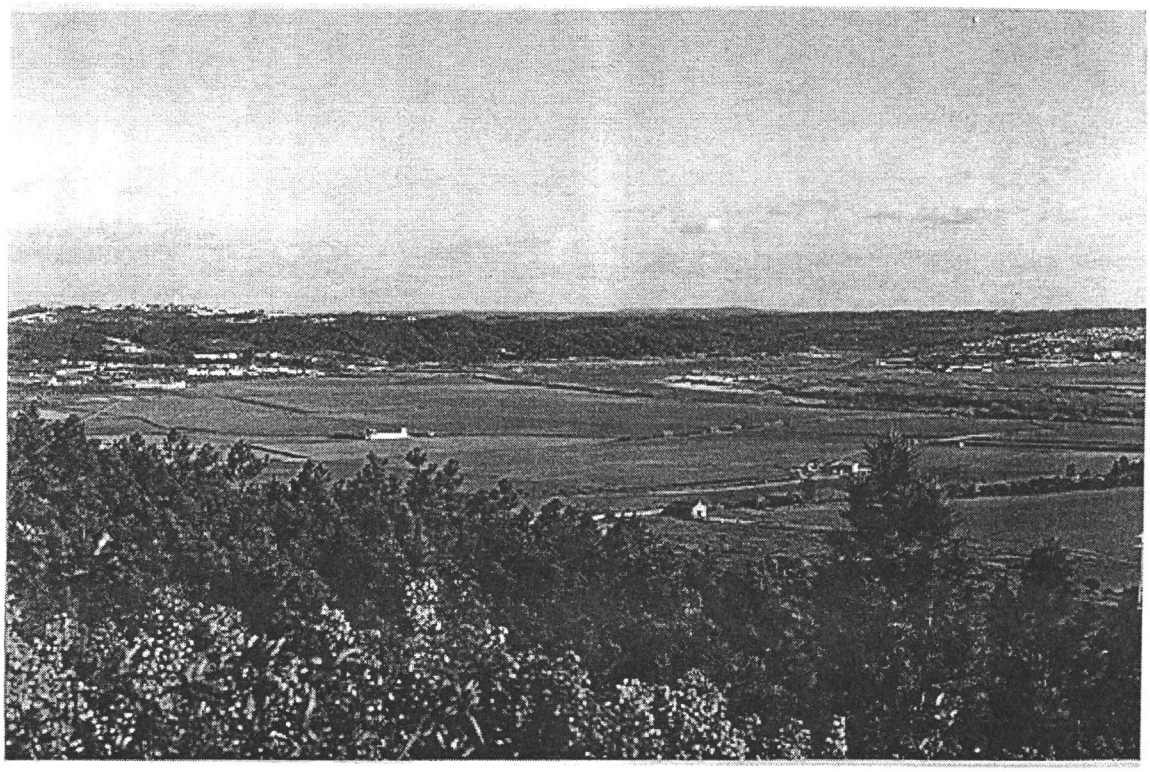
direcções de fracturas. Estas poderão ter jogado de maneira diferente em épocas diferentes, parecendo ser os acidentes NW-SE e WNW-ESE que, actualmente, mostram tendência para originar *grabens* ou *semi-grabens*.

No interior dos alvéolos, as formas do relevo não parecem constituir formas estruturais directas, mas derivadas da estruturação tectónica inicial dos alvéolos, que foram modelados, ou por processos de erosão e acumulação fluviais (no caso das geoformas de terraço), ou por processos morfogenéticos próprios da evolução das vertentes, no caso dos *glacis*. Estes são mais amplos nos compartimentos opostos às escarpas de falha de Rio de Moinhos e Stª Margarida. O desenvolvimento dos *glacis*, na base dos degrau tectónicos, parece claramente limitado pelos afloramentos do soco, limitação que é menos visível nos casos em que os *glacis*, talhados nos depósitos da bacia, não têm um elemento geomorfológico confinante daquele tipo.

Apesar dos alvéolos serem áreas de subsidência tectónica localizada, essa subsidência não parece ter perturbado, de modo significativo, o escalonamento dos principais níveis embutidos do troço do médio Tejo, que "passam" nestas áreas de subsidência, ligando-se a níveis embutidos homólogos fora dos alvéolos. Este facto associado à fraca espessura dos enchimentos de terraço parece indicar que a subsidência da área dos alvéolos não terá sido suficientemente importante para contrariar o levantamento tectónico regional durante o Quaternário, apesar dos movimentos tectónicos terem continuado durante este período, conforme demonstram as falhas que afectam os terraços. Não se pode dizer o mesmo em relação aos tempos anteriores, pois, no troço do médio Tejo, os alvéolos constituem as únicas áreas onde o Tejo não conseguiu esvaziar completamente os depósitos terciários, durante a incisão quaternária.

Sondagens para captação de água, no fundo dos alvéolos, deram um contributo valioso para o conhecimento da natureza dos depósitos que preenchem estas depressões e permitiram reconstituir o paleovale do Tejo, no final do Plistocénico. No interior dos alvéolos, os enchimentos modernos não parecem ultrapassar muito as duas dezenas de metros e es-

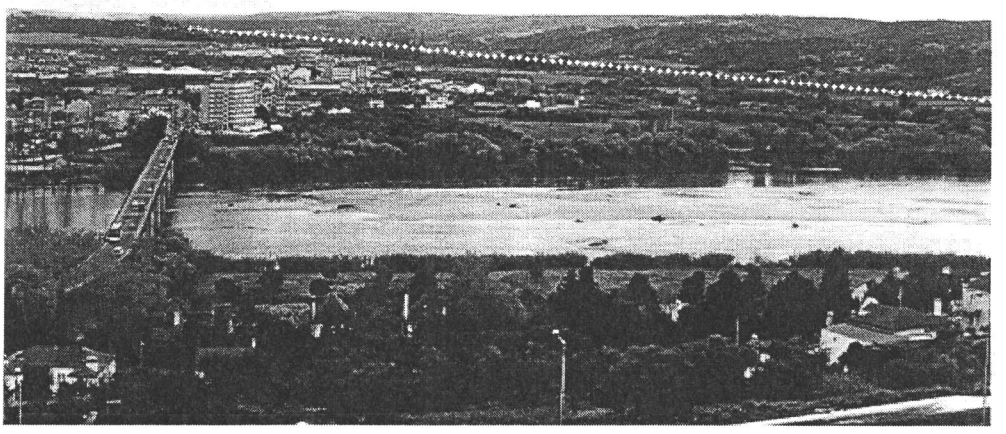
tarão, como acontece na maioria dos sistemas fluviais - de exorreismo e não demasiado distantes do mar - em relação com as oscilações eustáticas positivas, ocorridas desde o final do Último Período Glaciário. Contudo, o calibre dos materiais que iniciam o enchimento do paleovale fini-Plistocénico e o dos materiais que terminam o referido enchimento, comparados aos declives dos respectivos vales, parece traduzir, igualmente, oscilações climáticas, ocorridas entre o Último Período Glaciário e o período actual, com as inevitáveis consequências no caudal e no regime do rio.



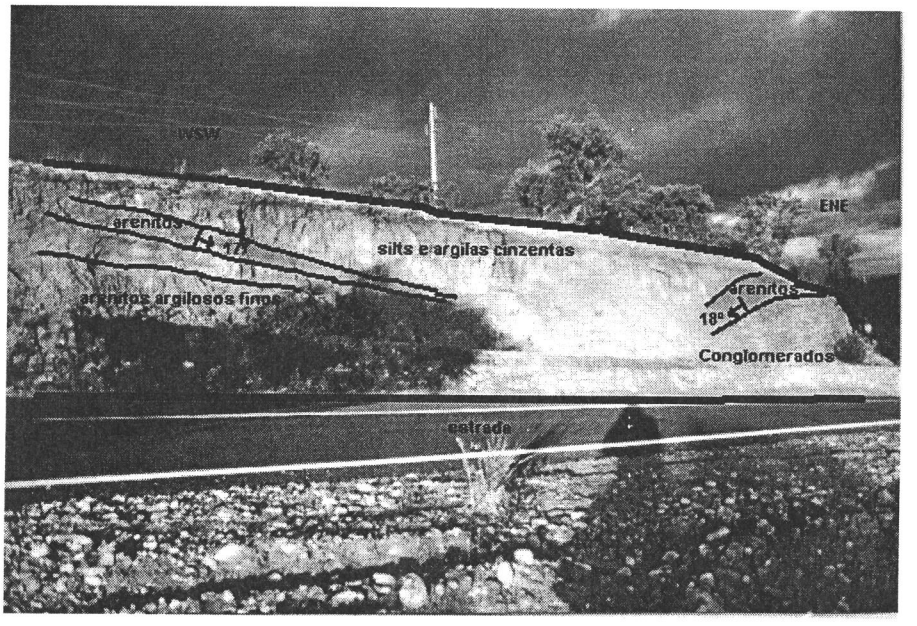
Est. VIII-1. Alvéolo de Tramagal-Montalvo, visto do lado norte do Tejo. No alto, à esquerda da foto, fica Abrantes, em baixo, junto à planície aluvial, vê-se Rio de Moinhos e a escarpa do limite oriental do alvéolo. À direita descortina-se o Tramagal, numa rampa inclinada para o Tejo.



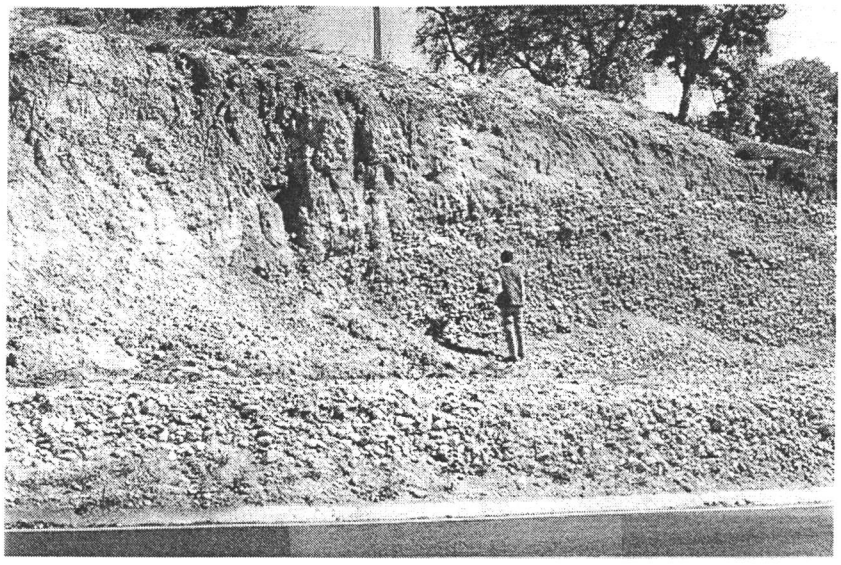
Est. VIII-2. Contacto por falha entre os Conglomerados de Rio de Moinhos (Miocénico Superior) e formações argilosas da base da série sedimentar da bacia (Paleogénico?) na pedreira de Amoreira, próximo de Rio de Moinhos (Abrantes). Esta falha coincide com a escarpa de Rio de Moinhos, que limita do lado norte o alvéolo de Tramagal-Montalvo



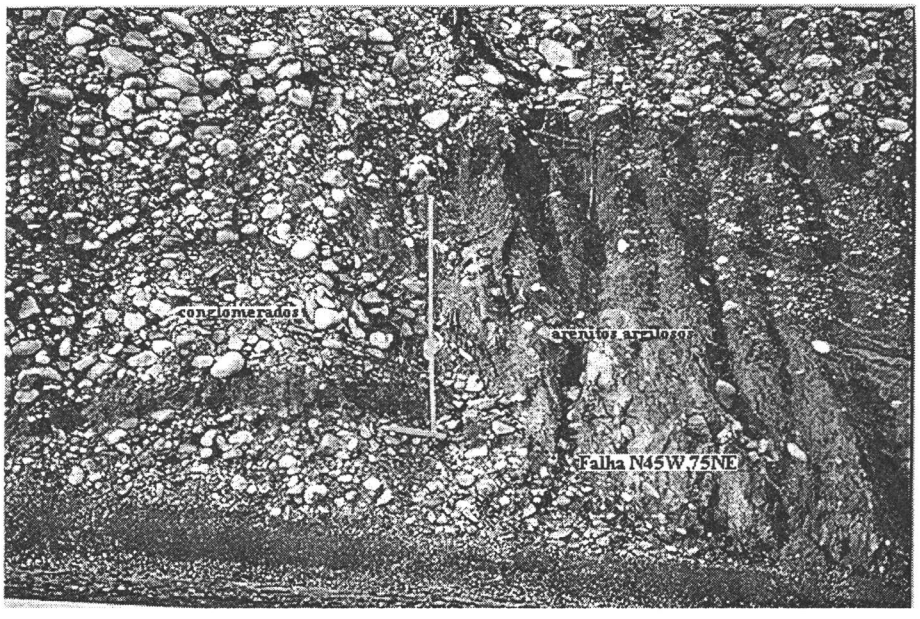
Est. VIII-3. Depressão tectónica do Rossio de Abrantes. Veja-se a escarpa de falha S. Miguel de Rio Torto do lado sudoeste da depressão. O ponteado sublinha o traçado do acidente que desloca o terraço de 100 m (T3) do Rio Torto (Ests. VIII-4, VIII-5, VIII-6).



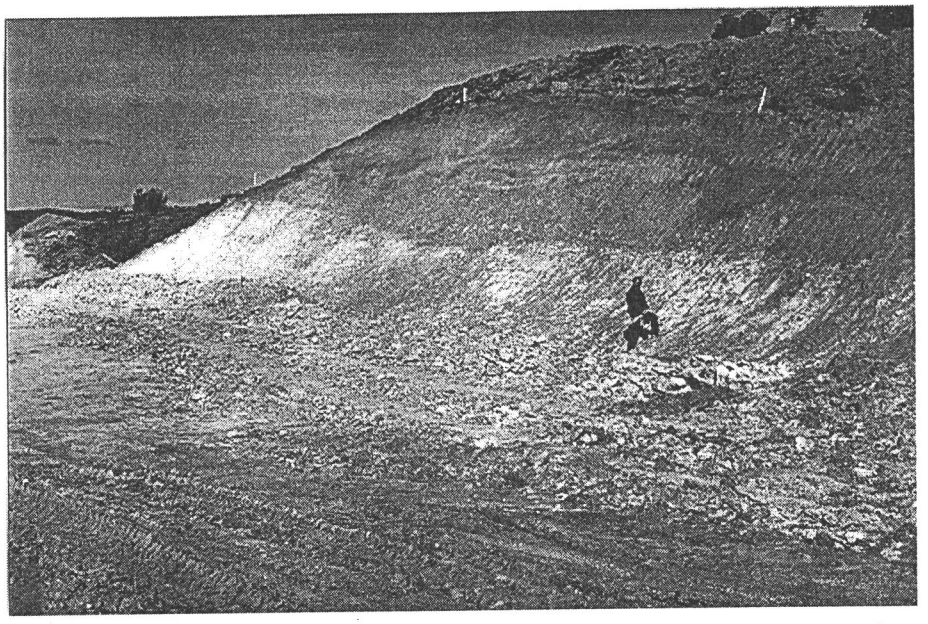

Est. VIII-4. Terraço, a 100 m de altitude, afectado por falha na margem esquerda do rio Torto. Corte da estrada de Rio de Moinhos para S. Miguel de Rio Torto na subida da escarpa. O sítio da falha corresponde aos materiais escorregados, apesar disso, vê-se à direita e à esquerda os depósitos deformados.



Est. VIII- 5 Conglomerados do terraço da escarpa de S. Miguel de Rio Torto deformados e arqueados.




Est. VIII-6 Pormenor da falha que afecta o terraço de S. Miguel de Rio Torto. Vê-se, à direita, arenitos argilosos do topo do enchimento do terraço em contacto anormal com conglomerados da base do terraço.



Est. VIII-7 Corte do novo Itinerário Principal (Abrantes-Vila de Rei), a Sul de Sardoal. Vejam-se os depósitos carbonatados (Paleogénicos?) e os argilosos, sobrejacentes, balançados cerca de 5° para Sul, traduzindo o movimento de balança que afecta o soco ao Norte do Tejo.

# CAPÍTULO IX

## QUADRO MORFOESTRURURAL E REDE DE DRENAGEM

Depois de termos referido, em capítulos anteriores, as deformações tectónicas, no interior da bacia, analisa-se neste capítulo, o comportamento da rede de drenagem, pois esta é particularmente sensível a essas deformações.

Ao longo deste trabalho, fizemos referência a roturas de declive nos perfis longitudinais dos cursos de água, quando estes cruzam acidentes importantes, a mudanças de forma dos vales na transição dos compartimentos abatidos para os compartimentos soerguidos e à dissimetria de alguns troços de vales que, à primeira vista, não parece encontrar explicação na inclinação de camadas, nem em causas de ordem climática.

Iniciaremos a abordagem da rede de drenagem por uma questão polémica: a dissimetria dos vales. Esta particularidade morfológica constitui uma das características mais marcantes de certos cursos de água, a começar pelo mais importante de todos: o Tejo. Sabe-se que o traçado de muitos cursos de água apresenta um controle estrutural, facilmente reconhecido em certas litologias do Maciço Antigo (FEIO E SOEIRO DE BRITO, 1950), mas mais difícil de identificar nas bacias sedimentares. Nestas, o reconhecimento de vales de fractura revela-se mais complicado, devido ao encobrimento dos acidentes pelos depósitos e a complexidades introduzidas pela inclinação dos estratos, ou a variações de fácies dos próprios sedimentos, que não ajudam a essa identificação.

Na segunda parte deste capítulo, analisam-se as direcções das principais fracturas, a sua influência sobre a rede de drenagem e a compartimentação tectónica da bacia. Apresenta-se também um esboço dos compartimentos que julgamos terem sofrido soerguimento e subsidência relativas.

## 9.1-A POLÉMICA QUESTÃO DOS VALES DISSIMÉTRICOS

Na bacia sedimentar, um considerável número de vales manifesta dissimetria persistente em extensões consideráveis dos seus troços. Esta característica manifesta-se nos principais cursos água, como o Tejo a jusante de Entroncamento, o Sorraia na área de Coruche e o troço da ribeira de Sor, entre Ponte de Sor e Couço.

A questão da dissimetria dos vales tem sido muito debatida, tendo-se gerado grande polémica em torno dela. Em Portugal, os casos de dissimetria de vales, mais conhecidos, têm sido atribuídos à tectónica. Citamos: o vale do Tejo (DAVEAU, 1980), a ribeira de Sor (CARVALHO, 1968; CABRAL, 1993), pequenos vales e valeiros das montanhas de xistos da Cordilheira Central (DAVEAU, 1985) e alguns cursos de água da bacia do Sado (MARTINS, 1990). Na Europa média, têm sido invocadas causas de ordem climática para explicar a dissimetria dos vales (TAILLEFER, 1944; 1950; OLLIER & THOMASSON, 1957; KARRASCH, 1970). Esta questão ganha importância acrescida pelo facto de se poderem confrontar as teses climática, tectónica e outras, até aqui menos formuladas.

A questão dos vales dissimétricos merece atenção particular. Com base na bibliografia e no quadro morfotectónico da bacia, mais ou menos conhecido, tenta-se encontrar o entendimento para o traçado e forma dos vales, assim como certos padrões de drenagem que lhes estão associados.

### 9.1.1-As causas da dissimetria

Quase todos os vales são dissimétricos em perfil transversal, dado que é raro uma vertente ter exactamente o mesmo declive da outra, no entanto, só se fala de dissimetria quando existem substanciais diferenças de forma e inclinação entre os lados opostos do vale (KENNEDY, 1976).

Deixando de lado os problemas relativos aos métodos de medição da assimetria, utilizados pelos vários autores, a polémica centra-se em torno

daqueles vales que mostram tendência constante para um dos lados ser mais declivoso do que o outro, mantendo-se essa tendência sempre do mesmo lado, num troço considerável do vale, por desvio da corrente para uma das vertentes (*valley-wide*). Naturalmente, não se consideram os casos de assimetria localizada, devida à acção da corrente nos meandros, ou a que tem origem em cursos de água paralelos à direcção de camadas com fraco pendor e com contrastes litológicos bem marcados, como as deformações estruturais que originam os relevos do tipo costeira. Referimo-nos àqueles casos, sem explicação aparente, que justifique a dissimetria dos vales e onde o contraste no declive das vertentes deverá ter outra origem.

Alguns estudos sobre o tema têm atribuído a dissimetria dos vales a causas climáticas, que interferem de forma diferente sobre as vertentes dos vales e que acabam por gerar a assimetria destes. Mas, em torno da tese climática, as opiniões dividem-se: a maioria dos autores europeus tem dado mais ênfase à assimetria devida às condições climáticas dos períodos glaciários do Plistocénico (assimetria herdada) (BÜDEL, 1944, 1953, 1957 TAILLEFER, 1944, 1950; GRIMBERIEUX, 1955; OLLIER & THOMASSON, 1957; CRAMPTON & TAYLOR, 1961; GRAVIS, 1969; KARRASCH, 1970), enquanto alguns autores americanos acham que a assimetria se continua a desenvolver nas condições actuais (MELTON, 1960; CURREY, 1964; FRENCH, 1971; KENNEDY & MELTON, 1972; KENNEDY, 1976). Mas esta questão está longe de ser solucionada, sendo impossível afirmar, se os casos de assimetria apontados pelos autores europeus são inteiramente herdados e os estudados pelos investigadores americanos inteiramente actuais (KENNEDY, *op. cit.*).

Este autor enumera oito causas com potencialidade para originar a dissimetria dos vales, considerando, no entanto, que apenas sete devem ser tomadas em consideração na criação de vales dissimétricos. Parece, segundo o autor, ser ponto assente que a *força de Coriolis* não é de ter em conta na criação dos vales dissimétricos. São apontadas como potenciais causas: diferenças de insolação e precipitação em vertentes opostas do mesmo vale, diferenças na dimensão das vertentes, variação de litologia, a estrutura geológica, arqueamento de baixo ângulo, evolução da rede de

drenagem e glaciações. Analisamos, a seguir, a importância de cada uma destas causas como potencial responsável na formação dos vales dissimétricos da Bacia Terciária do Baixo Tejo.

O conhecimento sobre as manifestações glaciárias em Portugal, permite eliminar a acção dos glaciares, como potencial causa dos vales dissimétricos da bacia sedimentar.

A litologia é invocada para explicar a assimetria que resulta, inevitavelmente, quando um vale corre paralelo à direcção da estratificação com contrastes litológicos marcados, como a que origina os relevos das costeiras (KENNEDY, 1976). A este respeito, a natureza dos depósitos da bacia não parece explicar a assimetria e a persistência da vertente mais inclinada do mesmo lado, como a que caracteriza certos troços do rio Tejo e das ribeiras de Sor e de Muge. Os depósitos das unidades litostratigráficas da bacia do Tejo, formados por rochas relativamente brandas e com constantes variações verticais e laterais de fácies, não se prestam à persistência da vertente mais inclinada de um dos lados do vale, em troços de cursos de água com vários quilómetros de extensão, como os que anteriormente se referiram.

As diferenças de comprimento das vertentes exercem influência sobre os processos subaéreos que actuam nas mesmas, pois tanto a altura como o comprimento da vertente, constituem um limite ao volume de materiais que se move para a base da mesma e, por conseguinte, originam uma espécie de auto-assimetria (KENNEDY, 1976). Mas a questão fundamental permanece. Porque razão uma das vertentes se tornou mais comprida do que a outra e se formou a dissimetria inicial da drenagem? Ou seja, terá sido o constrangimento inicial de espaço de um dos lados do vale que criou a assimetria, ou foi o desenvolvimento desigual da rede que originou a configuração assimétrica da bacia ou sub-bacia de drenagem? Tudo isto nos conduz a outras questões mais complexas que têm a ver com o estado evolutivo das redes hidrográficas, na competição pelo espaço disponível.

As observações de FLINT (1980) sugerem que o arranjo dos tributários, quer próximo da confluência com o colector principal, quer junto das cabeceiras, reflecte, na sua estrutura, os constrangimentos de limitação do tamanho da bacia; no primeiro caso, produzido pelo ângulo de junção do tributário com o colector principal[1] o segundo, pela proximidade das bacias vizinhas concorrentes.

Em 14 bacias, FLINT (1980) constatou, no arranjo dos tributários, uma tendência para o aparecimento de maior percentagem de ligações do tipo *cis link* (troços de canal com tributários consecutivos do mesmo lado do canal principal) junto das cabeceiras e do ângulo de junção, enquanto nos sectores intermédios do canal principal, a percentagem de ligações do tipo *trans links* (troços de canal limitado por tributários consecutivos ocorrendo, alternadamente, em lados opostos do canal principal) era superior à média. O autor associa aquela tendência de estruturação dos tributários com as pressupostas restrições de espaço acima referidas, considerando que o sector intermédio do afluente de um colector principal constitui a área menos afectada pelas referidas restrições e, por conseguinte, onde o arranjo dos tributários pode atingir uma organização mais completa, com desenvolvimento consecutivo de afluentes alternadamente em lados opostos do vale principal. Por sua vez, próximo da junção do afluente com o colector principal, será mais provável o desenvolvimento de subafluentes do lado obtuso da junção do tributário com o canal principal, onde existe mais espaço para o seu desenvolvimento competitivo, do que do lado do ângulo agudo da referida junção (FLINT, 1980).

Na bacia do Tejo, o encaixe dos cursos de água ter-se-á iniciado a partir da superfície culminante da bacia, ou do nível de Mora-Lamarosa (s.l.), de forma que, cursos de água consequentes com o declive destas superfícies e apresentando o mesmo encaixe, deveriam originar o mesmo relevo em lados opostos destes vales e estes deveriam ser simétricos, caso a instalação inicial dos cursos de água se fizesse com igual espaçamento.

1 Formação de maior número de subafluentes e mais compridos do lado obtuso do ângulo de ligação do tributário com o colector principal, onde existe mais espaço para o seu desenvolvimento.

Esta situação pode-se considerar, em teoria, mas é pouco provável ocorrer na realidade, pois nada obriga a esse caprichoso espaçamento da drenagem. Para que os vales consequentes se tornem dissimétricos, bastará que uma das vertentes se alongue mais do que a outra, de modo a ficar com menos declive. Para que se dê esse alongamento desigual dos afluentes, basta que a instalação inicial da drenagem se faça com espaçamentos desiguais, alongando-se os afluentes para o lado onde existe mais área disponível. Deste lado, a vertente será, forçosamente, menos inclinada e, por conseguinte, o vale será dissimétrico, logo de início. Essa dissimetria tenderá a exagerar-se com o tempo. A auto-assimetria dos cursos consequentes pode ser invocada a partir de uma drenagem com espaçamento desigual inicial e, consequentemente, com diferentes constrangimentos de espaço para o seu desenvolvimento competitivo.

Em relação aos tributários dos cursos consequentes, a situação já não é exactamente a mesma, pois correm oblíquos com a topografia inicial (superfície culminante) e a sua estruturação pode originar bacias com geometria assimétrica, atendendo aos pressupostos apontados anteriormente por FLINT (1980), ou porque, neste caso, o subafluente do curso principal estende preferencialmente a sua bacia a favor da parte superior do declive da superfície inicial (HORTON, 1945, in. WENDE, 1995).

No que respeita à estrutura geológica, a sua influência na dissimetria dos vales é enorme, sendo sobejamente conhecida a formação dos relevos dissimétricos do tipo das costeiras, em camadas com pendores monoclinais suaves. Uma causa deste tipo, não parece aplicável à bacia cenozóica do Baixo Tejo, pois as formações sedimentares da bacia são constituídas por rochas brandas, pouco deformadas, ocupando uma posição subhorizontal. Apesar de serem mal conhecidos e até contraditórios os limites inferiores de inclinação das camadas, a partir dos quais se verifica influência na forma dos perfis dos vales - alguns estudos sugerem que pendores inferiores a 4° não exercem influência na forma dos perfis (KENNEDY, 1976) - não nos parece que a estrutura geológica seja uma explicação válida para casos tão importantes de assimetria, existentes na bacia do Tejo, tanto mais que não será apropriado falar-se de camadas em depósitos mal

consolidados, cuja estratificação é incapaz de individualizar, numa extensão de quilómetros, unidades morfológicas, como a frente ou o reverso de uma costeira.

O mesmo não se aplica à estruturação de compartimentos resultantes de falhas geológicas. A bacia cenozóica do Tejo, constitui uma unidade morfoestrutural, que se individualizou da bacia Lusitânica em campo de tensões tractivo NW-SE, com subsidência e formação de *horst* e *grabens*, tendo mais tarde ficado sujeita a esforços compressivos (CARVALHO *et al.*, 1983-85; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990, 1992). A coincidência de vales dissimétricos com escarpas de falha, ou instalados em ângulos de falha, é de esperar numa bacia de origem tectónica e onde alguns vales dissimétricos coincidem com falhas importantes como a do vale inferior do Tejo e a da ribeira de Sor. Assim, a fraca consolidação dos depósitos e falta de evidência de dobramentos e outras estruturas geológicas mais complexas, à excepção das falhas, afastam a hipótese da estrutura geológica e de arqueamentos de fraco ângulo como potenciais causas da dissimetria de alguns vales da bacia do Tejo.

Concluindo: por exclusão de partes, restam-nos, das oito causas, referidas por KENNEDY (1976), a tectónica associada às falhas (tectónica de fracturação), o desenvolvimento da rede de drenagem e as causas de ordem climática, relacionadas com as diferenças de insolação e precipitação recebidas.

### 9.1.2-A controversa questão da dissimetria climática

Estudos da Europa Média e Ocidental, que atribuem a dissimetria dos vales aos períodos glaciários do Plistocénico, explicam-na pela acção mais intensa do gelo nas vertentes voltadas a leste e nordeste, ou a maior acumulação de neve, na vertente ocidental, abrigada dos ventos dominantes de oeste. Nesta vertente, a solifluxão mais intensa em materiais pouco consolidados seria responsável pelo arrastamento de maior quantidade de

detritos para a base da vertente, desviando a corrente contra a vertente oriental, que se tornaria mais escarpada (TAILLEFER, 1950). Este autor explica, desta maneira, a dissimetria dos vales do sopé norte dos Pirenéus franceses. Na mesma teoria, apoiam-se OLLIER & THOMASSON (1957) para explicarem a dissimetria dos vales de *Chiltern Hills* (Inglaterra). Nos vales com direcções E-O, ou próximas, a insolação seria o factor determinante. Nos vales com aquela orientação, as vertentes voltadas a sul receberiam maior insolação, estariam sujeitas a maior número de ciclos gelo/degelo, a uma meteorização física e solifluxão mais intensas. Como consequência, a acção de sapa da corrente, na base destas vertentes, seria mais eficaz e constante, tornando-as mais escarpadas (SMITH, 1949). Por seu turno, as vertentes voltadas a norte, mais geladas e com menor capacidade de infiltração, produziriam maior quantidade de detritos, os quais desviariam a corrente contra a vertente oposta, que se tornaria mais escarpada pelo ataque basal (BÜDEL, 1953, in MELTON, 1960, p 135).

Mas a assunção de que a maior inclinação das vertentes expostas a sul e oeste se deve às condições periglaciárias do Plistocénico, começou a encontrar muitas excepções, sobretudo na América do Norte, onde os estudos mostraram, com significado estatístico, vários exemplos de vales com vertentes mais inclinadas voltadas a norte, em áreas que no passado estiveram sujeitas à acção do gelo e actualmente periglaciárias, ao mesmo tempo que outros estudos revelavam vales com vertentes mais inclinadas expostas a sul e oeste, em áreas situadas fora do alcance do gelo, tanto no passado como actualmente. Este facto levou TRICART (1963) a propôr duas formas de assimetria periglaciária: a "quente" ou "marinha", com características semelhantes às da Europa Média e Ocidental e a "fria" ou continental", mais conforme com os exemplos dos autores americanos (KENNEDY, 1976, p.197).

Os estudos de vales E-W de sete bacias situadas em áreas tão afastadas, como a que vai de Caribou Hills (NW do Canadá, 69° N), em área de *permafrost*, à Grande Pradaria do sudoeste do Texas (31° N) e de vales de quatro bacias com direcções predominantes N-S, mostraram que a assimetria de origem climática se encontra numa larga extensão de ambientes da

América do Norte, sendo mais frequente e melhor desenvolvida nos vales com direcção E-W do que nos vales com orientação N-S, o que, de certo modo, parece indicar, que as diferenças de radiação recebidas têm maior importância no controle das condições de humidade do solo e dos processos subaéreos do que as quantidades de precipitação relacionadas com a direcção dos ventos (KENNEDY,1976).

Os mesmos estudos mostraram que a dissimetria controlada pelo clima depende das diferentes respostas das vertentes à erosão lateral do curso de água e às diferentes formas de evolução das vertentes, após terminar a acção de sapa da corrente. Nas sete áreas analisadas, as vertentes voltadas a norte tornaram-se relativamente mais declivosas do que as vertentes voltadas a sul quando a corrente está próximo das suas bases. Contudo, em quatro das áreas, as vertentes voltadas a sul falharam em tornar-se mais declivosas nas mesmas circunstâncias.

O estudo de 38 troços de vales E-W da bacia do Sado (MARTINS, 1988) revelou uma dissimetria com vertente mais inclinada, persistente do mesmo lado do vales, em certas direcções destes . Noventa e quatro por cento (94%) dos vales E-W apresentam a vertente mais inclinada voltada a norte, enquanto em 25 troços de vales, com direcção N-S, aparecem quase tantos vales com a vertente mais inclinada exposta ao quadrante leste como ao quadrante oeste (11% e 8% respectivamente), sendo os restantes simétricos. As observações da bacia do Sado parecem indicar que os vales N-S são menos influenciados por controles climáticos do que os vales E-W, pois enquanto os primeiros poderão ser afectados por assimetrias localizadas, nos segundos, a dissimetria parece afectada pela direcção do vale. A dissimetria dos vales da bacia do Sado parece confirmar as observações de KENNEDY (1976) e MELTON (1960) em diferentes áreas da América do Norte, onde a prevalência de elementos climáticos na assimetria de vales E-W sugere, que a insolação pode ter maior peso na dissimetria destes vales do que outros factores climáticos (KENNEDY, *op. cit.*, p. 198).

Como acabamos de verificar, a influência do clima na formação dos vales dissimétricos está longe de ser um assunto solucionado, continuando

a ser um tema polémico pela complexidade de factores envolvidos, nomeadamente ao nível das variáveis climáticas que influenciam a temperatura e as condições de humidade do solo, as quais exercem influência primordial sobres os vários processos que operam nas vertentes e, em segundo lugar, pela falta de dados quantitativos, o que também não é feito neste trabalho. Poder-se-á adiantar, que a hipótese climática, invocada muitas vezes, pela relação da dissimetria com a orientação dos vales, surge contrariada nos vales dissimétricos mais grandiosos da bacia, cuja vertente abrupta aparece virada a quadrantes opostos em vales com idêntica direcção. Vejam-se os troços do Sorraia e ribeira de Muge, ou o troço do baixo Tejo e a ribeira de Sor. Por outro lado, o aparecimento da vertente mais inclinada, exposta a várias direcções, como acontece no troço da ribeira da Raia, a jusante de Maranhão, revela fraca concordância com factores climáticos, de importância geral, como sejam: a insolação, a orientação dos ventos, ou as diferenças de precipitação (chuva e neve) recebidas pelas vertentes.

### 9.1.3-Organização e evolução espacial da drenagem na origem dos vales dissimétricos

A evolução de drenagens dissimétricas foi a causa fundamental encontrada por WENDE (1995) para explicar a dissimetria dos vales de *Tertiary Hills* da Baixa Baviera. Estudos anteriores, na mesma área, tinham atribuído a dissimetria a diferenças microclimáticas durante os períodos glaciários do Plistocénico (*op. cit.*, p. 255). Numa área de depósitos terciários pouco consolidados, com constantes variações verticais e laterais de fácies e onde não são visíveis deformações tectónicas de vulto, WENDE (1995) observou notável coincidência entre os vales dissimétricos e a assimetria da drenagem. Nas *Tertiary Hills*, as vertentes mais curtas e com máximo declive estão do lado do vale com afluentes mais curtos e em menor número e com menores distâncias para o limite da bacia hidrográfica, restringida pelo desenvolvimento competitivo dos diferentes cursos de

água. Esta constatação ocorre em bacias hidrográficas de *Tertiary Hills* com diferente hierarquia e direcção.

Por causa da notável coincidência entre a drenagem assimétrica e os vales dissimétricos, Rainer Wende considera que a dissimetria dos vales de *Tertiary Hills* se relaciona com o desenvolvimento assimétrico da rede de drenagem. A evolução desta seria responsável pelo desigual comprimento das vertentes e pelo desequilíbrio na escorrência e no fornecimento de sedimento de um dos lados. As vertentes mais compridas forneceriam maior escorrência e maior quantidade de sedimentos à corrente principal, que terá sofrido desvio contra a vertente oposta causando-lhe assimetria. A mesma opinião fora referida por MELTON (1960). Contudo, uma vez que as diferenças na dimensão das vertentes podem causar "auto-assimetria", a questão fundamental permanece (WENDE, 1995). Ou seja, se não se encontram outras causas, corre-se o risco de se entrar num raciocínio vicioso e explicar as causas pelos seus efeitos.

Rainer Wende sugere então, com base em trabalhos anteriores (HORTON, 1945; FLINT, 1980 e ABRAHAMS, 1984), quatro hipóteses responsáveis pelo desenvolvimento assimétrico da drenagem de *Tertiary Hills*: (1) a posição do curso de água em relação às linhas de drenagem adjacentes paralelas ou subparalelas; (2) diferentes taxas de erosão nas cabeceiras de um dos lados do interflúvio; (3) direcção oblíqua de um curso de água em relação ao declive da superfície inicial; (4) balançamento de uma superfície preexistente.

A posição dos cursos de água em relação às linhas de drenagem adjacentes, pode explicar a assimetria da drenagem desde que haja, inicialmente, diferente espaçamento entre os cursos de água. Estes, ao competirem na expansão das suas bacias hidrográficas, restringem o desenvolvimento das bacias dos cursos de água vizinhos. As experiências em modelos reduzidos (PARKER, 1977) confirmam este facto, pois mostraram que a evolução da rede de drenagem é marcadamente afectada pelas diferentes condições iniciais.

As diferentes taxas de erosão nas cabeceiras de um dos lados do interflúvio, causada por escavamento mais acelerado de um curso de água de hierarquia superior, pode conduzir ao progressivo desvio da linha divisória de águas da bacia hidrográfica na direcção do curso menos importante. Em situações de drenagem competitiva, aquelas causas podem levar umas bacias a perder espaço a favor de outras e à criação de drenagens dissimétricas.

A direcção oblíqua de um curso de água em relação ao declive de uma superfície inicial pode originar assimetria da drenagem. De acordo com HORTON (1945), numa superfície de baixo relevo e inclinação inicial, o afluente do curso de água consequente, que corra oblíquo com declive da superfície inicial, estenderá mais a bacia hidrográfica para o lado superior do plano inicial, por causa do aumento dos valores das áreas das bacias hidrográficas e das vertentes naquela direcção. O alargamento da bacia e o desenvolvimento de uma nova geração de tributários nos lados do vale principal poderá resultar numa rede de drenagem dissimétrica com afluentes mais numerosos e mais compridos para o lado superior do plano inicial.

Como acabamos de verificar, dos quatro factores referidos por WENDE (1995), os três primeiros têm a ver com a organização e evolução da rede de drenagem, o último está relacionado com a tectónica. Considerando apenas o primeiro factor referido por Rainer Wende, o estabelecimento de cursos de água igualmente espaçados, constitui probabilidade escassa. Considerando os três primeiros factores, referidos por aquele autor, poder-se-á pensar que a dissimetria da drenagem e dos vales, decorrente daquela, constituirá, porventura, a evolução "natural" e a simetria das vertentes os casos de excepção.

Segundo este ponto de vista, o movimento de balança de uma superfície preexistente ao desencadear erosão mais acelerada nas cabeceiras da drenagem, com alongamento da bacia hidrográfica do lado do compartimento balançado, constituirá mais um factor a juntar aos três acima referidos e a exagerar a dissimetria dos vales.

Vejamos, a seguir, a sua aplicabilidade na drenagem da Bacia Terciária do Tejo.

## 9.2-CONTROLO TECTÓNICO E DISSIMETRIA DOS VALES DA BACIA TERCIÁRIA DO BAIXO TEJO

Na Bacia Terciária do Baixo Tejo, os principais cursos de água seguem as seguintes orientações preferenciais: NNE-SSW, NE-SW, NW-SE, N-S e WNW-ESE (Fig. IX-1). Estas orientações coincidem com as direcções dos principais acidentes do Maciço Hespérico e das falhas mais importantes do território português. Esta coincidência leva a pensar num controle estrutural sobre a fixação inicial dos cursos de água, sendo essa suspeita reforçada pelos alinhamentos NNE-SSW do Tejo e da ribeira de Sor, cujos troços estão condicionados por falhas (CARVALHO, 1968, CABRAL & RIBEIRO, 1988; DAVEAU, 1985).

Ao norte do Tejo, até à Cordilheira Central, coexistem todas as orientações atrás referidas. A sul do Tejo, até ao rio Sorraia, dominam as orientações NNE-SSW, NE-SW e NW-SE, mas na área mais meridional da bacia, a sul do Sorraia, parece haver um predomínio das orientações WNW-ESE (Fig. IX-1).

### 9.2.1-Vales com direcção NNE-SSW, NE-SW e os padrões de drenagem paralela com a forma de "pena"

Ao longo dos troços das ribeiras de Muge, Chouto, Calha do Grou, Erra e de Sor, aparece um padrão de drenagem paralela e com a forma de "pena". Este padrão caracteriza-se por um desenvolvimento assimétrico dos afluentes em relação ao colector principal (Figs. IX-2 e IX-3) e anda associado a vales dissimétricos em perfil transversal. Nestes vales, a vertente mais suave possui afluentes mais compridos do que a vertente com maior declive. Nos cursos de água acima referidos, a vertente mais incli-

nada mantém-se do mesmo lado, voltada ao quadrante noroeste. Este tipo de dissimetria, em que a vertente mais inclinada se encontra exposta a um determinado quadrante, ou seja, afectada pela orientação do vale, presta-se a uma explicação climática. No entanto, aos vales dissimétricos, acima referidos, associa-se uma drenagem assimétrica, pelo que, explicações com base na evolução da drenagem, ou de origem tectónica são igualmente válidas.

Prestando atenção às direcções dos cursos de água da bacia, verifica-se que alguns apresentam traçado rectilíneo na direcção NNE-SSW, durante larga extensão do percurso. É o que acontece com o traçado geral do Tejo, a jusante de Entroncamento; com certos afluentes da margem direita do Tejo, ao norte de Gavião; com troços deste rio entre Vila Velha de Ródão e Gavião; com a ribeira de Sor, entre Ponte de Sor e Montargil e com o traçado da ribeira da Seda, entre as depressões de Chança e do Maranhão (Fig. IX-1). Um dos acidentes mais extensos, com esta direcção, controla o traçado de vários cursos de água desde o Maciço de Vila de Rei até ao Tejo, próximo de Abrantes (Fig. IX-1). O forte encaixe de alguns dos cursos de água, em rochas do Maciço Antigo, sugere aproveitamento da zona de esmagamento das fracturas do soco. No interior da bacia, a dissimetria tectónica de alguns cursos de água foi confirmada pelas deformações dos depósitos em lados opostos do mesmo vale (veja-se, no capítulo IV, os casos das ribeiras de Sor, de Muge e Longomel).

Os cursos de água acima referidos parecem instalados em acidentes tectónicos com a mesma orientação das falhas de Verin-Penacova e Bragança-Manteigas. Tais acidentes parecem funcionar como desligamentos esquerdos, no Quaternário (CABRAL & RIBEIRO, 1988; CABRAL, 1989; SEQUEIRA *et al.*, 1997). Nos acidentes com esta orientação, o ângulo relativamente elevado (45°a 50°) entre o esforço compressivo máximo $\sigma 1$ e a direcção do plano destas falhas tende a favorecer, segundo CABRAL (1989), uma reactivação de desligamento esquerda com componente inversa (*op. cit.*, 1989). Embora não se conheça a geometria dos planos destas falhas, é natural que surjam escarpas proeminentes ao longo destes acidentes de desligamento, traduzindo essas escarpas a componente vertical

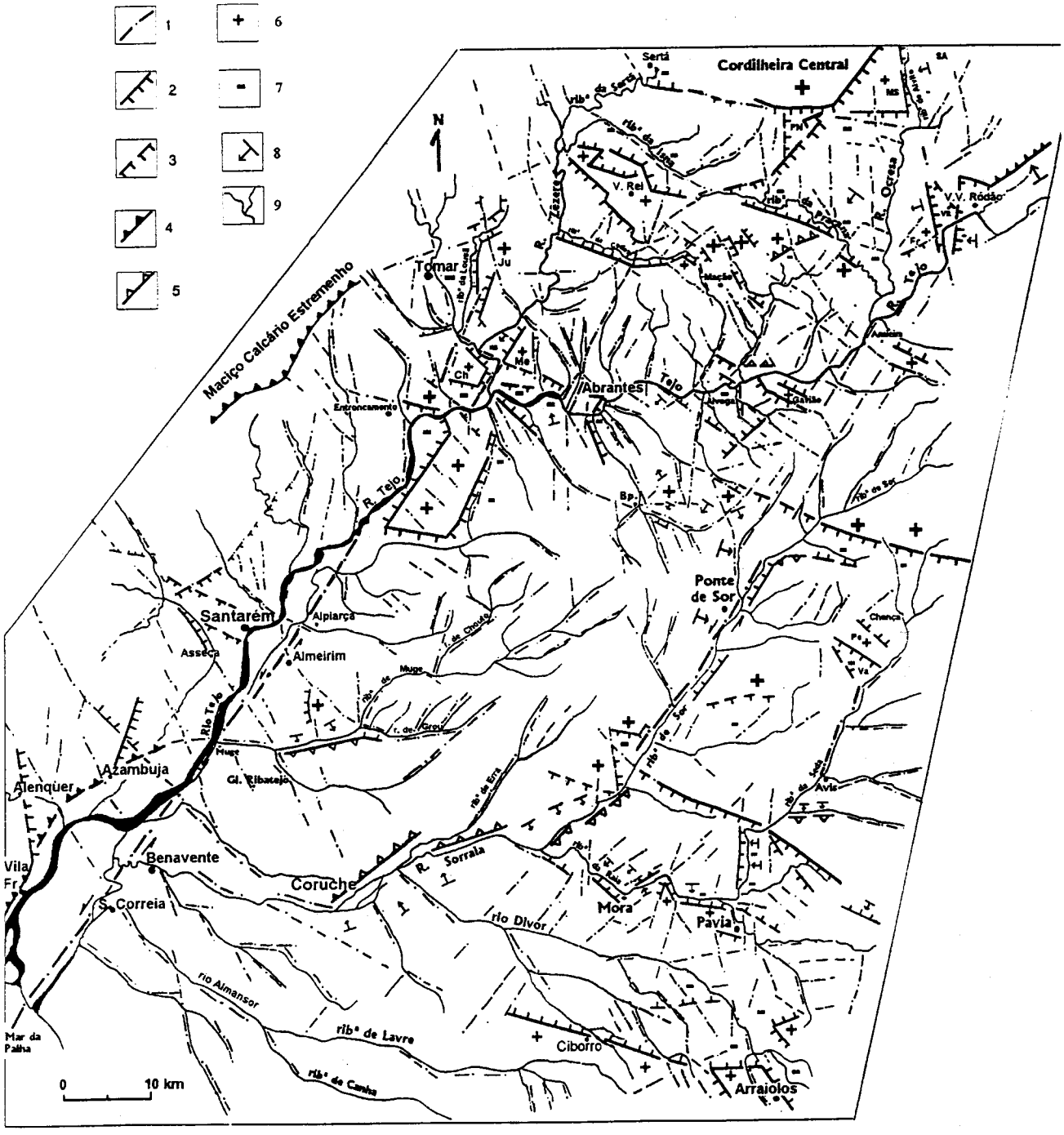



Fig. IX-1. Mapa de vales de fractura e dos compartimentos tectónicos da bacia terciária do Baixo Tejo até ao sopé da Cordilheira Central.

Legenda: 1-principais alinhamentos de fracturas; 2-escarpas de falha; 3-escarpas de falha prováveis; 4-escarpas de falha inversas confirmadas; 5-escarpas de falha com provável movimento de componente inverso; 6-compartimento com soerguimento relativo; 7-compartimento com abatimento relativo; 8-deformação com movimento de balança; 9-curso de água.

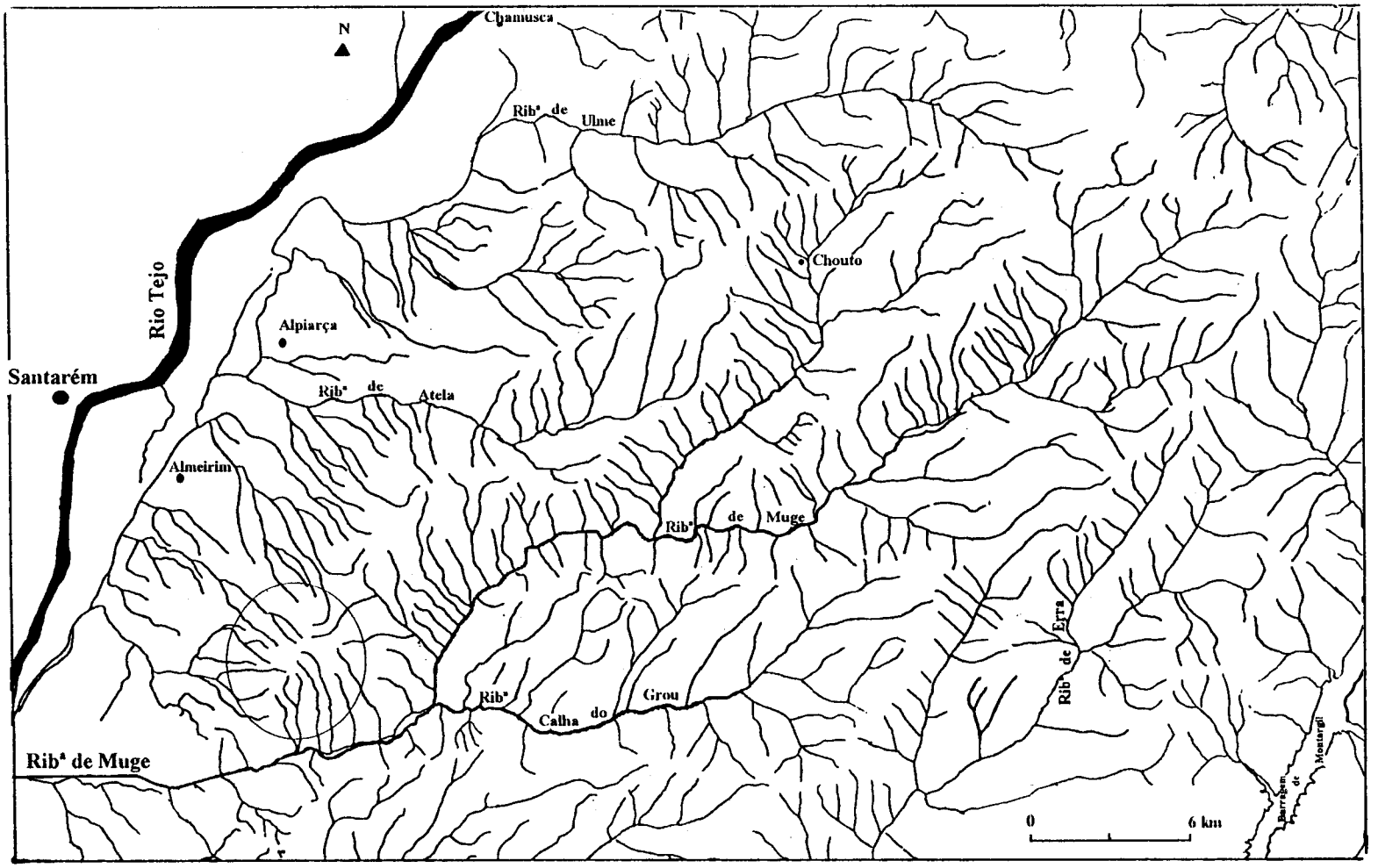



Fig. IX-2. Padrões de drenagens dissimétricas, em forma de "pena", das ribeiras de Muge, Chouto e Calha do Grou. A área do círculo representa o padrão de drenagem radial, centrífugo correspondente ao semi-*horst* da serra de Almeirim.




Fig. IX-3. Drenagem dissimétrica e em forma de "pena" das ribeiras de Sor e Longomel. Na área de S. Facundo, observa-se o padrão de drenagem radial centrífugo correspondente aos empolamentos de S. Facundo e Vale de Água.

do movimento cavalgante. Em tais circunstâncias, na proximidade da falha, o lábio oposto ao compartimento cavalgante tende a abater contra a falha, traduzindo-se na formação de uma escarpa de um dos lados e numa vertente mais suave, no lado oposto.

Uma deformação estrutural deste tipo favorecerá o desenvolvimento de vales dissimétricos por duas razões: a primeira, porque os vales têm uma origem dissimétrica, devido a um controle estrutural; a segunda, porque a dissimetria acentua-se com o tempo, pois, na vertente mais suave, os afluentes tendem a ser mais compridos, recuando mais rapidamente as suas cabeceiras do que os afluentes do lado da escarpa. Por outro lado, a continuação da subsidência, junto ao acidente e o maior volume de água e sedimentos, trazidos pelos afluentes mais longos, empurram a corrente contra a margem oposta, que sofre uma acção de sapa mais intensa. Esta acção, na base da vertente mais abrupta, tenderá a exagerar a dissimetria tectónica. Cursos de água instalados em vales com estas características tendem a desenvolver terraços do lado da vertente mais suave, pois, deste lado, o hidrodinamismo da corrente, relacionado com a geometria do canal, favorece a deposição, enquanto, do lado da escarpa, a erosão será dominante. A dissimetria do baixo vale do Tejo, da ribeira de Sor, Muge, Chouto e Calha do Grou poderão encontrar uma explicação estrutural deste tipo.

No que respeita à orientação da drenagem para o quadrante SSW, ela parece obedecer, por um lado, ao declive inicial da superfície culminante da bacia e, por outro, à fixação dos principais cursos de água aos acidentes de desligamento. Provavelmente, devido a estes factores, cursos de água, como o Tejo e as ribeiras de Sor, Erra e da Seda, correm para o referido quadrante. A configuração das bacias das ribeiras de Sor, Erra e o troço superior da ribeira de Muge, sendo excessivamente alongadas, sugere, igualmente, um desenvolvimento destas drenagens segundo eixos preferenciais. Esse excessivo alongamento das bacias de drenagem é sintomático de um crescimento por extensão rápida inicial dos cursos de água mais importantes, fixados aos acidentes de desligamento, a que se terá se-

guido um crescimento competitivo dos afluentes retalhando a área disponível.

A direcção NE-SW da drenagem está representada, na bacia, pelo troço do Sorraia, desde o Couço a Coruche, pelo traçado geral das ribeiras de Muge, Chouto e Calha de Grou e pelo traçado da ribeira de Sor a montante de Ponte de Sor e a jusante de Montargil.

Ao norte do Tejo, vales de fractura com este alinhamento observam-se sobre a margem direita da ribeira da Isna e na margem esquerda do rio Zêzere, a sul da ribeira de Codes (Fig. IX-1). Naquela área, um alinhamento de vales NE-SW parece constituir o prolongamento para SW do acidente de Sobreira Formosa, que limita, do lado sueste, a Cordilheira Central. Este acidente parece ramificar-se para SW, cruzar as cabeceiras da ribeira da Pracana e de Codes e alinhar dois afluentes da margem esquerda do Zêzere, a sul da ribeira de Codes (Fig. IX-1). Na base da escarpa da ribeira de Codes, acidentes NE-SW cruzados com acidentes N-S originam três pequenos fossos tectónico, fechados em ângulo agudo para sul, nos sítios de Matagosa, Água das Casas e Vale de Açor. (ver Est. II-11).

A direcção NE-SW destes acidentes é idêntica à orientação da falha do Ponsul, que tende a sofrer reactivação inversa, no campo de tensão compressivo ($\sigma 1$ NNW-SSE), no Quaternário. Nos acidentes que limitam, do lado noroeste, a Cordilheira Central; nas falhas confinantes das depressões diapíricas de Caldas da Rainha e de Porto de Mós-Fonte da Bica e do lado sueste do Maciço Calcário Estremenho, verifica-se o mesmo esforço compressivo (RIBEIRO, 1984; CABRAL & RIBEIRO, 1988; CABRAL, 1989; SEQUEIRA *et al.*, 1997). Foi com base neste argumento que se interpretaram as deformações estruturais cavalgantes, correspondentes às escarpas do lado sueste da ribeira de Muge e dos troços da ribeira de Sor atrás referidos, assim como a escarpa do lado noroeste do rio Sorraia, em Coruche (Fig. IX-1). Nos troços que se referiram, ter-se-á registado um pequeno movimento de balança contra as referidas escarpas, do lado do

compartimento abatido, à semelhança do que se passa com o compartimento a sueste da falha de Ponsul (DIAS & CABRAL, 1989).

A dissimetria destes troços de vales parece corresponder a situações de cursos de água instalados em ângulos de falha e a evolução assimétrica da drenagem, que inevitavelmente se desenvolve, terá exagerado a assimetria estrutural destes vales. Entre a escarpa do Sorraia e a escarpa da ribeira de Muge, fica o compartimento que, segundo a interpretação estrutural apresentada (Fig. IX-1), estará sujeito a um campo de tensão compressivo e, por conseguinte, a soerguimento relativo. Foi neste compartimento que o Tejo desenvolveu maior número de terraços, na área de Glória do Ribatejo, (ver § 7.2.2 do capítulo VII).

Nas ribeiras de Muge e de Calha de Grou, com traçado ligeiramente oblíquo em relação ao declive da superfície culminante inicial, a dissimetria destes vales pode ter sido exagerada, devido ao terceiro factor referido por Rainer Wende, ou seja, por estes cursos de água correrem oblíquos em relação ao declive inicial do terreno. Cursos de água, nestas circunstâncias, tendem a desenvolver afluentes para o lado superior do declive do plano inicial, de acordo com HORTON (1945). Julgamos, no entanto, que este factor dificilmente explicaria, por si, a forte dissimetria destes vales, uma vez que a superfície culminante da bacia, retalhada pela drenagem, correspondia a uma superfície de acumulação (planície aluvial pliocénica), cujo declive deveria ser muito fraco. O terceiro factor, referido por Rainer Wende, poderá ser importante em vales com direcção oblíqua à inclinação do terreno, mas em superfícies com declive acentuado, como sejam em situações de vertente.

O terceiro factor, referido por Rainer Wende, não pode ser invocado para o troço NE-SW do Sorraia, em Coruche. Neste troço, o Sorraia desenvolve afluentes para o lado sueste, ou seja, para o quadrante oposto ao dos afluentes das ribeiras de Muge, Calha de Grou e Chouto, com a mesma direcção do troço do Sorraia.

No que respeita à tese climática que, à primeira vista, poderia explicar a dissimetria dos vales acima referidos, ela parece pouco compatível

com a ocorrência, na mesma área, de casos contraditórios (vertentes abruptas voltadas a quadrantes opostos). As contradições mais flagrantes são os troços da ribeira de Sor, a montante do Couço, e do rio Sorraia, na área de Coruche. Estes troços apresentam orientações idênticas, mas vertentes abruptas voltadas aos quadrantes NW e SE. A esta escala de análise, muito provavelmente, as causas tectónicas, com maior peso, sobrepõem-se ou mascaram a importância de eventuais influências climáticas.

Em suma: causas tectónicas, parecem ter determinado a evolução de drenagens dissimétricas; estas, por sua vez, tendem a exagerar as dissimetrias do relevo de origem estrutural. As causas tectónicas e, em certas circunstâncias, o traçado oblíquo de cursos de água em relação ao declive da superfície inicial, ou o desequilíbrio na taxa de escavamento, motivado pelo espaçamento desigual inicial dos cursos de água, parecem ser a melhor explicação para o desenvolvimento assimétrico da drenagem paralela e com a forma de "pena" e da dissimetria dos vales que lhes está associada.

### 9.2.2-O vale dissimétrico do Sorraia na área de Coruche

Uma das assimetrias de vale mais impressionantes aparece no troço do Sorraia desde o Couço até Coruche. Aqui, o Sorraia corre num vale com a vertente mais inclinada voltada a sueste (Figs. IX-4 e IX-5). A dissimetria é muito forte naquele troço do Sorraia, onde a vertente ocidental chega a ter 30% de declive, em Coruche e a vertente oriental 1% de declive médio. Quase paralela ao Sorraia, corre, do lado ocidental, a ribeira de Erra, que noutro tempo fazia parte da ribeira de Magos, capturada lateralmente pelo Sorraia, a montante de Coruche (DAVEAU, 1984). O contraste de declive entre as vertentes oriental e ocidental do Sorraia é de tal modo que, não sendo possível invocar factores de natureza litológica, será difícil conceber outra origem, que não seja a tectónica.

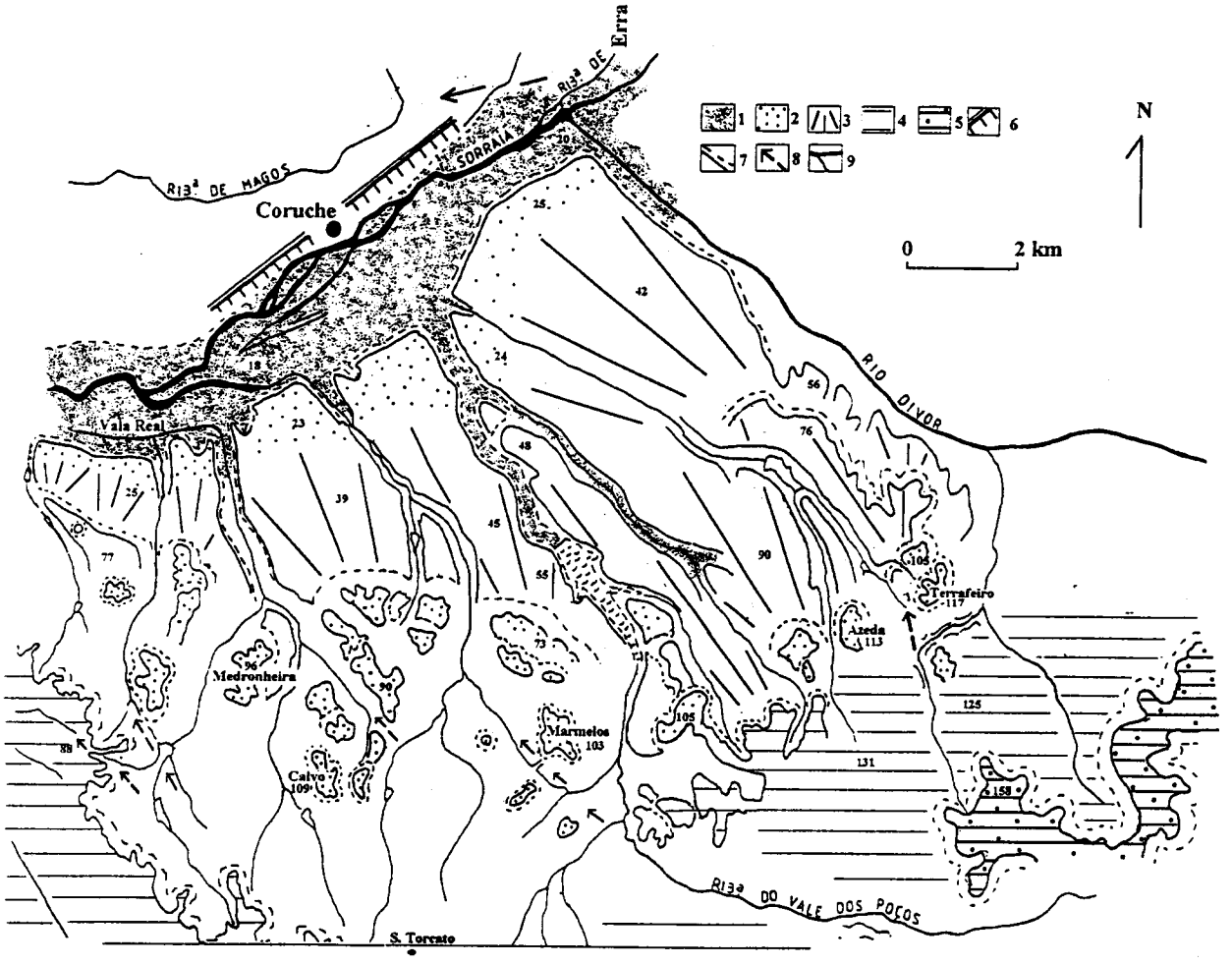



Fig. IX-4 Mapa geomorfológico da vertente oriental do Sorraia a Este de Coruche.
Legenda: 1-planície aluvial; 2-terraços; 3-*glacis*; 4-nível de Mora-Lamarosa; 5-superfície culminante da bacia; 6-escarpa de falha; 7-alto e base de vertente; 8-direcções de antigos eixos de drenagem; 9-cursos de água.

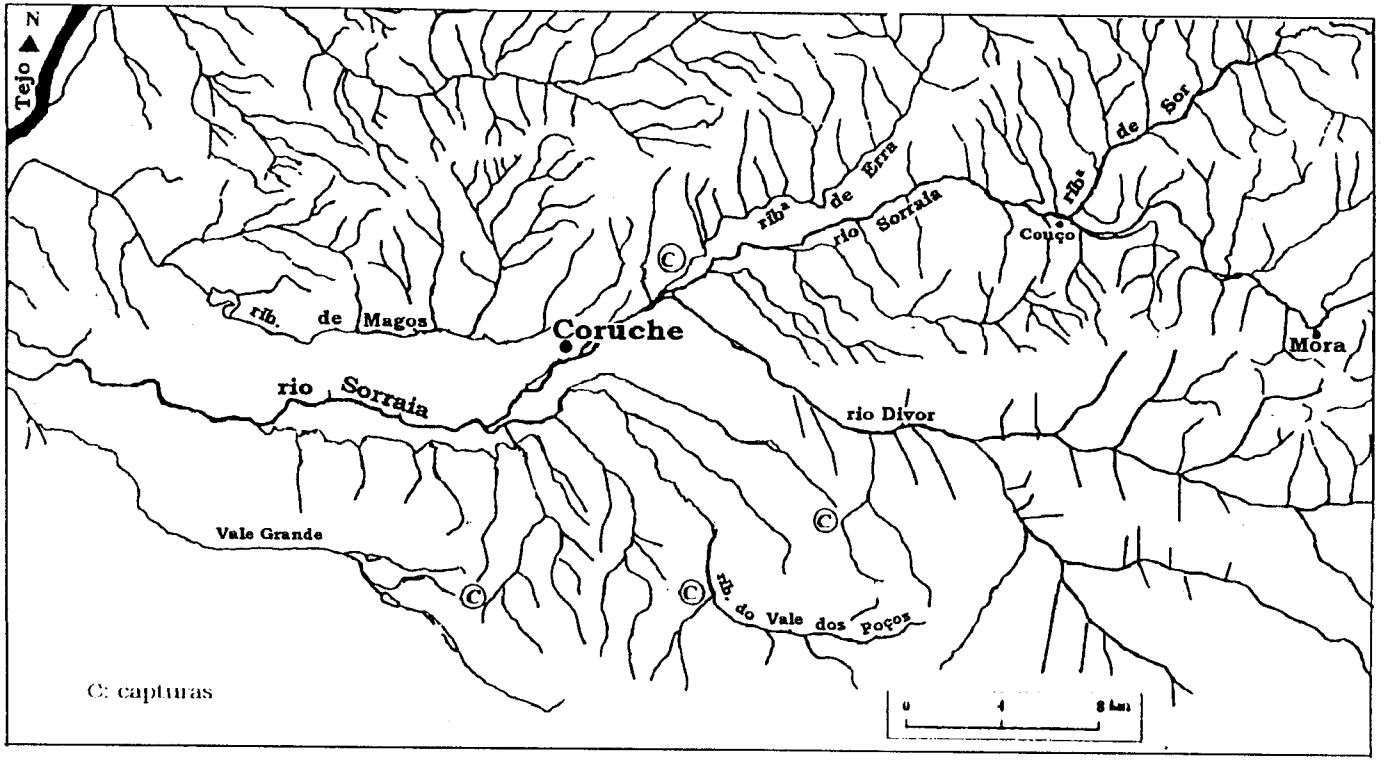



Fig. IX-5. Padrões de drenagem dissimétricas na área de Coruche. Veja-se como as ribeiras de Magos e de Erra estendem os seus afluentes para um quadrante oposto àquele onde se desenvolvem os afluentes do Sorraia, apesar dos troços destes cursos de água terem as mesmas direcções.

Naquela área, a organização da drenagem aponta no mesmo sentido. Os afluentes do Sorraia desenvolvem-se preferencialmente para o lado sueste, ou seja, para o quadrante oposto àquele em que se desenvolvem os afluentes das ribeiras de Erra, Muge, Lamarosa e de Magos, os quais adquirem desenvolvimento preferencial para o lado mais elevado da superfície culminante inicial, seguindo a lei de HORTON (1945) (Fig. IX-4). O facto dos afluentes do troço do Sorraia constituírem uma excepção local à lei de Horton, que poderá ter alguma influência no desenvolvimento dissimétrico da drenagem de outros cursos de água, com direcção idêntica à do Sorraia, reforça a tese tectónica da dissimetria deste curso de água, na área de Coruche.

A escarpa ocidental do Sorraia parece resultar de uma deformação estrutural com abatimento do compartimento do lado sueste contra o compartimento do lado noroeste, o qual, muito provavelmente, poderá ter alguma componente de cavalgamento, atendendo à direcção do acidente e ao campo de tensão compressivo no Quaternário.

A proximidade da ribeira de Erra, pode igualmente ter concorrido para dificultar a expansão dos afluentes do Sorraia para o lado ocidental, atendendo à proximidade dos dois cursos de água. Esta circunstância poderá ser vista como causa da dissimetria do Sorraia, por constrangimento de espaço do lado ocidental deste curso de água. Julgamos, no entanto, que a posição relativa dos dois cursos de água, por si só, não explica uma dissimetria tão forte daquele troço do Sorraia, tanto mais que parece ser a bacia hidrográfica da ribeira de Erra que perde terreno para o Sorraia e não o inverso, conforme evidenciam a captura lateral da ribeira de Erra pelo Sorraia e a decapitação de afluentes da ribeira de Magos no cimo da escarpa do Sorraia. No topo da escarpa, observam-se dois afluentes da ribeira de Magos com vales decapitados; o mais expressivo termina suspenso, abruptamente, sobre a vila de Coruche2.

2 Pode-se observar este vale na estrada de Coruche para Almeirim. Os vales decapitados são relativamente largos, mostrando que os afluentes da margem esquerda da ribeira de Magos se prolongavam para leste e que o Sorraia terá sofrido desvio considerável para o lado ocidental, fazendo recuar a escarpa de Coruche.

Noutras áreas da bacia, onde os vales dissimétricos poderão ter sido influenciados pela evolução assimétrica da drenagem, devida às causas, (1) (2) e (3), referidas por Rainer Wende, não aparece um contraste tão forte entre as vertentes opostas dos vales, como o que se observa em Coruche, o que reforça a origem tectónica da escarpa do Sorraia.

Por meio de perfis geológicos, não se conseguiu confrontar o rejeito estrutural, por falta de referências estratigráficas seguras, em lados opostos do vale do Sorraia. A ocorrência de terraços e outros depósitos, mais recentes, dificulta a confirmação do acidente por essa via. As referências estratigráficas procuraram-se a certa distância do vale do Sorraia (o que, naturalmente, conduz à atenuação do rejeito estrutural).

No corte geomorfológico de Afeiteiras para o Sorraia (veja-se capítulo IV, Fig. IV-4) observa-se uma descida gradual dos Cgl. SA (fácies areníticas) na direcção do Sorraia. A base desta unidade litostratigráfica encontra-se a 115-120 m no planalto de Afeiteiras e a pouco mais de 100 m no Terrafeiro. Entre este local e o Sorraia, toda a vertente oriental foi modelada em *glacis* e terraços quaternários, de forma que não é possível acompanhar esta descontinuidade estratigráfica para o lado do Sorraia. Contudo, projectando para o lado ocidental a base desta unidade litostratigráfica, com pendor de 0,31%, a descontinuidade que separa a unidade pliocénica das Argilas de Tomar, situar-se-ia a 67 m, na base da escarpa de Coruche, enquanto, no cimo da escarpa, a mesma referência encontra-se a 80 m. Temos consciência que os 13 m de rejeito estrutural, deduzidos por projecções geométricas, constituirá uma aproximação da realidade. Uma variação do pendor da estratificação de 0,31% (valor considerado em função da cota da base dos Arenitos de Ulme em Afeiteiras e Terrafeiro) para 0,5%, daria um rejeito de quase 50 m, na base da escarpa de Coruche.

O grande desenvolvimento das superfícies erosivas do tipo *glacis*, na vertente oriental do Sorraia (Fig. IX-4), concorda com a posição que este tipo de formas ocupa nos compartimentos deformados por flexura, opostos a escarpas de falha.

Outros argumentos, de ordem geomorfológica, são indicadores de abatimento do compartimento do lado oriental do rio Sorraia. A leste de Coruche, o rebordo de erosão que separa os *glacis* do nível erosivo de Mora-Lamarosa, encontra-se excepcionalmente recuado para sueste, cerca de 11 km em relação ao Sorraia, enquanto mais a norte, na área do Couço, a distância do mesmo rebordo em relação àquele curso de água não ultrapassa 2 km. O excepcional retrocesso do rebordo de erosão interior dos *glacis*, parece estar em conformidade com a deformação tectónica e consequente erosão acelerada de alguns dos afluentes da margem esquerda do Sorraia, nesta área.

A sueste de Coruche, entre a localidade de S. Torcato e a planície aluvial, a concorrência entre os diversos afluentes do Sorraia revela que a drenagem não alcançou ainda estabilidade definitiva. Nas imediações dos terraços de Terrefeiro, Marmelos e Medronheira, observam-se direcções de um escoamento inicial para oeste, intersectado por outro tipo de escoamento, com orientação para norte. Nas imediações de Marmelos, encontra-se um vale largo com alinhamento NW-SE, cuja forma não concorda com a importância da corrente. Este vale não termina nas imediações do terraço de Marmelos; continua noutro com idêntico alinhamento, mas com declive contrário. Junto ao terraço de Marmelos, dois cursos de água insignificantes correm em sentidos opostos, sugerindo a ocorrência de uma captura junto ao cotovelo de inflexão para norte da ribeira de Vale dos Poços (Fig. IX-4). O vale morto, a sul de Marmelos, apresenta rechãs a meia vertente, uma característica que não é vulgar encontrar no troço montante dos cursos de água. Estas rechãs indicam que a ribeira de Vale dos Poços se prolongava para oeste e continuava na ribeira de Vale Grande, cuja toponímia, por certo relacionada com a forma do vale, está desajustada com o curso de água, que actualmente ocupa o referido vale. Capturas idênticas parecem ter ocorrido junto ao terraço de Terrafeiro e a sul de Medronheira (Fig. IX-4).

Em nosso entender, estas capturas poderão estar relacionadas com a erosão acelerada dos afluentes que escoam para norte e que terão interceptado cursos de água da superfície do nível de Mora-Lamarosa (NML),

com escoamento para oeste. Esta superfície encontra-se bastante destruída pelos pequenos cursos de água com escoamento para norte, responsáveis pelo retrocesso do rebordo de erosão, na área de S. Torcato (Fig. IX-4). É muito provável que essa erosão acelerada se relacione com o abatimento do lado sueste da escarpa de Coruche, a qual se teria dado depois da formação do nível de Mora-Lamarosa.

### 9.2.3- Modelos de drenagem radial centrífuga.

Esta drenagem é pontual dentro da bacia e caracteriza-se pela ocorrência de numerosos cursos de água, divergindo, de forma centrífuga, de uma área mais elevada. Este padrão de drenagem observa-se em cinco locais da bacia do Tejo e está associado a afloramentos do soco paleozóico como os de Galveias, S. Facundo e Vale de Água (Fig. IX-3), ou a empolamentos da superfície culminante, como a serra de Almeirim (Fig. IX-2).

Os afloramentos do soco paleozóico salientam-se da superfície culminante, mas esta encontra-se deformada no contacto com aqueles afloramentos. O padrão radial centrífugo da drenagem sugere que os empolamentos da superfície culminante terão precedido a instalação da drenagem, uma vez que não se verificam casos de inadaptação por epigenia ou antecedência, susceptíveis de revelar alguma anterioridade do escoamento em relação às deformações tectónicas, que afectam a superfície culminante.

### 9.2.4- Os vales de fractura com orientação N-S

Estes vales aparecem, sobretudo, a sueste da Cordilheira Central e na margem direita do Tejo, entre Santarém e Tomar (Fig. IX-1).

No interior da Cordilheira Central, os vales com orientação meridiana são frequentes, sobretudo, na sua parte meridional (serras de Açor e

Cabeço Rainha), onde sobressaem pela "singularidade do seu traçado rectilíneo, com vertentes perfeitamente simétricas e rígidas, marcadas por múltiplas ravinas equidimensionais" (DAVEAU, 1985). A oeste de Proença a Nova (PN), a ribeira de Mesão Frio, citada por DAVEAU (1985), constitui um vale de fractura, que desce da Cordilheira Central com traçado rectilíneo numa extensão de 8 km, antes de se juntar à ribeira da Pracana. No compartimento drenado por este curso de água e pelo rio Ocreza, surgem vales de fractura N-S, que parecem constituir o prolongamento para sul das fracturas com orientação meridiana da Cordilheira Central. Algumas destas fracturas encontram-se assinaladas na nova edição do mapa geológico 1:500000.

Uma das fracturas mais extensas desta área alinha o troço N-S da ribeira de Alvito, afluente do rio Ocreza (Fig. IX-1). Esta falha constitui o prolongamento para sul de um vale de fractura activo, assinalado por DAVEAU (1985), com início na localidade de Foz do Giraldo, no interior da Cordilheira Central. Na área drenada pela ribeira de Alvito e Rio Ocreza, este acidente soergue, cerca de 100 m, o compartimento ocidental, de Montes da Senhora (MS 450 m), relativamente ao compartimento oriental, de Santo André das Tojeiras (SA) com 350 m de altitude média. O acidente parece prolongar-se para sul da crista quartzítica da serra do Perdigão, sendo provavelmente responsável pela individualização do compartimento de Fratel (Fr), nas imediações do Tejo (Figs. IX-1 e Est. IX-1).

Este compartimento salienta-se mais de 50 m do compartimento de Vilar Ruivas (VR), situado entre as cristas quartzíticas de Vila Velha de Ródão e o compartimento de Fratel (Fig. IX-1 e Est. IX-1). O compartimento de Vilar Ruivas constitui um pequeno *graben*, situado do lado sudoeste da serra de Perdigão, paralelo às cristas quartzíticas. Do lado das cristas quartzíticas, ainda se conseguem reconstituir os *pediments* que ligavam as cristas à superfície fundamental, subjacente aos depósitos da Formação de Falagueira, em Fratel e Vilar de Boi (VB). Nesta localidade, são visíveis falhas no soco (N10W, 80S), coincidentes com a direcção da falha de Alvito e do degrau que separa o compartimento de Fratel do compar-

timento de Vilar Ruivas. Estas falhas observam-se nos cortes da nova estrada para Castelo Branco cerca de 1 km a norte de Vilar do Boi (Est. IX-2). No compartimento abatido de Vilar Ruivas, não há depósitos da Formação de Falagueira. No entanto, estes ainda se encontra em relevos residuais no compartimento levantado de Fratel, sugerindo que o abatimento do compartimento de Vilar Ruivas é posterior ao primeiro embutimento (nível de Mora-Lamarosa s. l.), que erodiu, quase por completo, os depósitos da Formação de Falagueira, no compartimento de Fratel. Se o abatimento do compartimento de Vilas Ruivas tivesse sido anterior ao desenvolvimento do nível de Mora-Lamarosa, os depósitos da Formação de Falagueira deveriam estar preservados no compartimento abatido, como geralmente sucede nestas situações. Admitindo que o planalto de Vilar Ruivas (altitude de 250 m) corresponde à superfície fundamental exumada e ligeiramente retocada, ou seja ao primeiro embutimento (NML s.l.), estimamos um deslocamento deste nível da ordem dos 50 m, pois, no compartimento do Fratel, o primeiro embutimento referencia-se pelos 300 m de altitude.

Na área de Fratel, as falhas N-S, que interpretamos como a continuação do acidente da ribeira de Alvito, parecem deslocar os Conglomerados de Falagueira, (Cgl. Fa) cuja superfície culminante se encontra acima de 360 m, no planalto de Vinhas, enquanto, a sul do Tejo, a mesma superfície ultrapassa, por pouco, 300 m (Fig. IX-6). Falhas deformando os Cgl. Fa observam-se no corte do I.P.2, próximo de Vilar do Boi (Est. IX-4).

A escarpa de Arneiro, ou de Montes do Duque (RIBEIRO, 1943b), interpretada como prolongamento, a sul das cristas quartzíticas de Vila Velha de Ródão, da falha de Ponsul, também poderá ser interpretada como uma subdivisão, mais oriental, do acidente N-S da ribeira de Alvito, a poente daquela escarpa (Figs. IX-1 e IX-6). O próprio fosso tectónico do Arneiro, na margem esquerda do Tejo, parece corresponder à área mais abatida do compartimento de Vilar Ruivas, ou seja, constituir uma subdivisão deste compartimento (Est. IX-3). A direcção da escarpa de Arneiro parece mesmo mais consentânea com a fracturação N-S do que com a direcção NE-SW da falha do Ponsul.

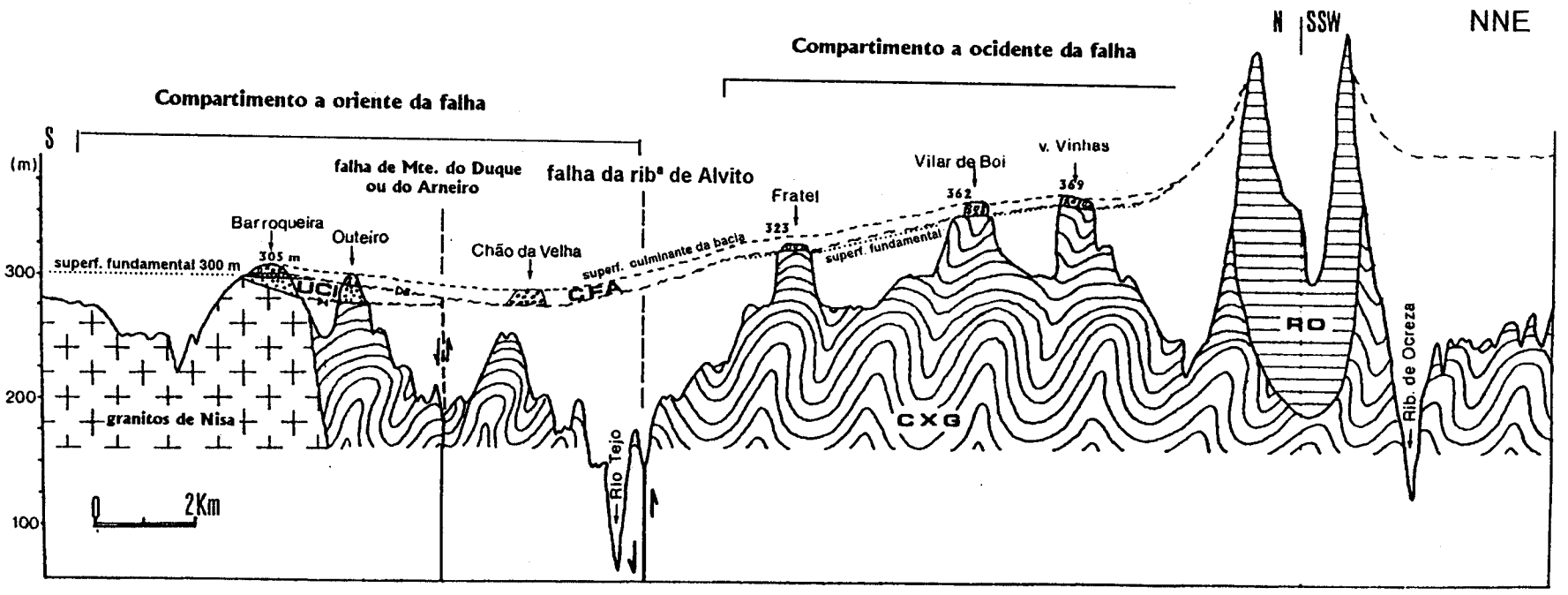



Fig. IX-6 Corte geológico da Beira Baixa, adaptado e modificado de Cunha (1992). O corte começa nas cristas quartzíticas do lado norte do Tejo e prolonga-se para a margem oposta. Este perfil mostra as principais unidades terciárias (unidade de Cabeço de Infante, UCI e Conglomerados de Falagueira, CFA), assim como a natureza do soco (granitos, Complexo Xisto-grauváquico, CXG e quartzitos e xistos ordovícicos das cristas de Vila Velha de Ródão, RO). Observa-se o compartimento sobrelevado, a ocidente da falha de Alvito, relativamente ao compartimento a oriente desta falha. A falha de Alvito parece afectar a unidade pliocénica dos CFA (deformação na superfície culminante destes conglomerados).

Na margem direita do Tejo, mais precisamente entre Tomar e Santarém, acidentes com orientação N-S parecem controlar numerosos troços da drenagem (Fig. IX-1). Naquela área, estes acidentes podem estar relacionados com a proximidade da falha Porto-Tomar, constituindo acidentes paralelos daquele. São falhas com esta direcção que controlam alguns troços do rio Zêzere, desde a confluência da ribeira de Alge (Figueiró dos Vinhos), situada fora da área de estudo até ao Tejo. A leste de Tomar, uma escarpa de falha N-S limita o Maciço Antigo da bacia sedimentar e controla o troço N-S da ribeira da Lousã até à confluência com o rio Nabão. A nordeste de Tomar, a escarpa inflecte para NE, definindo, no quadrante oposto, um pequeno compartimento abatido, ao jeito de tecla balançada para sudoeste, que controla o troço superior da ribeira da Lousã (Fig. IX-1).

A jusante da localidade de Entroncamento, parecem ser os acidentes saídos do Maciço Calcário Estremenho, com direcção meridiana, que se prolongam para o interior da bacia. Na planície aluvial, o Tejo, apesar de ser um rio de canal único e sem transportar carga grosseira, não constitui, propriamente o protótipo de um rio meandrizante. Pelo contrário, o leito do Tejo, revela bruscas inflexões com troços rectilíneos, alternadamente N-S e NNE-SSW. Desconhece-se em que medida as constantes inflexões N-S do Tejo, na planície aluvial, se devem a intervenções antrópicas, ou à interferência dos acidentes N-S, da margem direita, na continuação dos quais se alinham as inflexões do Tejo. A jusante, a escarpa de Azambuja, que corresponde a um acidente com esta orientação e no prolongamento do qual se orienta o troço final do Tejo, sugere uma influência destes acidentes sobres os troços do Tejo na planície aluvial (Fig. IX-1). A direcção dos acidentes N-S parece ser pouco importante na margem esquerda do Baixo Tejo, sugerindo que a falha do vale inferior do Tejo, por ser um acidente profundo, intersecta os referidos acidentes.

### 9.2.5- Os acidentes com orientação NW-SE e WNW-ESE

Os acidentes com esta direcção exercem um controle sobre a drenagem a sul da Cordilheira Central (compartimentos drenados pela ribeiras da Isna, Pracana e de Codes), no troço E-W do médio Tejo, principalmente do lado sul deste rio e em toda área a sul do rio Sorraia, desde a parte mais oriental da bacia, até à mais ocidental, que confronta com a região da Estremadura (Fig. IX-1).

Na nova edição do mapa geológico1:500000, encontram-se assinaladas, em toda a região da Estremadura, falhas NW-SE, que se estendem desde o Tejo até ao litoral ocidental e depressão diapírica das Caldas da Rainha (falhas de Bombarral, Azambuja e sistema de falhas de Rio Maior – ribeira de Asseca e Vale de Santarém). Mais a norte, todo o Maciço Calcário Estremenho encontra-se fracturado com falhas NW-SE, que parecem prolongar-se, para a bacia, por vales de fractura na direcção do Entroncamento. Na região de Tomar, as falhas com direcção N-S encurvam para a direcção NW-SE à medida que se acercam do Tejo, ou se aproximam do cavalgamento de Sardoal, seguindo o comportamento do acidente Porto-Tomar-Badajoz, que separa a Zona Centro Ibérica da Zona de Ossa Morena. Um acidente com este comportamento segue-se desde Junceira (Ju), a leste de Tomar, até Aldeia do Mato a leste da barragem de Castelo do Bode. Este acidente prolonga-se para sueste, na direcção da bacia e pode seguir-se, em termos geomorfológicos, pelo alinhamento de dois afluentes do rio Zêzere e de vales fractura na direcção de Abrantes. O acidente parece prolongar-se para sul do Tejo, provavelmente ligando-se à falha de Crato (Fig. IX-1). Outro acidente, com o mesmo comportamento, controla o troço final do rio Nabão, contorna pelo lado norte o *horst* de Chorafome (Ch), orienta o troço do Tejo pela escarpa de St$^{a}$ Margarida, seguindo para sueste na direcção de Bemposta (Bp).

Em muitas falhas são ainda mal conhecidos os movimentos verticais existentes ao longo delas, sendo também desconhecido, se estes movimentos se devem a um comportamento normal ou inverso dos acidentes. Embora as falhas mostrando evidências de movimento predominante normal sejam menos comuns do que as falhas inversas e de desligamento (CABRAL, 1989; CABRAL, 1995), segundo este autor, as falhas com movi-

mento normal têm sido reconhecidas próximo do litoral ocidental, com orientação NW-SE e WNW-ESE. Uma situação que também se aplica à plataforma continental portuguesa, particularmente ao esporão da Estremadura (MOUGENOT, 1989).

Numa primeira apreciação, as falhas com orientação NW-SE e WNW-ESE parecem ser aquelas onde movimentações com componente normal poderão ter maior probabilidade de ocorrência, por terem orientação sensivelmente ortogonal ao esforço de compressão mínimo do campo de tensões regionais do Quaternário. Embora não tenham sido feitos estudos sobre a geometria dos planos das falhas com as orientações acima referidas, a análise morfotectónica e o comportamento da drenagem sugerem a ocorrência de movimentos verticais, ligados, provavelmente, a situações locais de distensão nas falhas com direcção NW-SE e WNW-ESE. Na bacia sedimentar do Tejo e seus limites, parece ser nas áreas controladas por acidentes com as referidas direcções que surgem constantemente compartimentos abatidos, alternando com blocos soerguidos. Esta compartimentação do relevo, ao jeito de mosaico desnivelado, observa-se a sul da Cordilheira Central, no troço do médio Tejo, na área oriental da bacia e na margem direita do Tejo, sendo quase sempre limitada por acidentes NW-SE, ou WNW-ESE.

A sul da Cordilheira Central, os diversos sistemas de falhas NW-SE e WNW-ESE, anteriormente referidos, constituíram um verdadeiro mosaico de compartimentos desnivelados, conforme se pode verificar na Fig. IX-1. Nesta área, a falha da Sertã - Proença a Nova, a falha da ribeira da Pracana e seu prolongamento ocidental, formado pela escarpa que limita pelo norte o Maciço de Vila de Rei, definem um compartimento abatido, que se estende desde o rio Ocreza à ribeira da Sertã. Este compartimento fica compreendido entre a Cordilheira Central, a norte e o Maciço de Vila de Rei e sinclinório de Amêndoa, a sul, encontrando-se desnivelado, a meio, pela falha do bordo sueste da Cordilheira Central (falha de Sobreira Formosa). Embora outros acidentes originem compartimentos menores nesta área, a organização da drenagem fez-se em função da compartimentação tectónica, definida pelos três grandes acidentes acima referidos. A

ocidente da falha de Sobreira Formosa, a drenagem do compartimento abatido dirige-se para WNW, seguindo o "corredor" deprimido da ribeira da Isna, como se o compartimento abatido, definido pelas falhas da Sertã e da ribeira da Pracana, tivesse sofrido levantamento na parte central pelo acidente de Sobreira Formosa. A separação das bacias hidrográficas das ribeiras da Isna e da Pracana deu-se em função dessa compartimentação inicial e da que é definida pelos acidentes N-S que, nesta área, parecem originar abatimentos do compartimento oriental, relativamente ao compartimento a ocidente das referidas falhas. Pode verificar-se esse abatimento no compartimento definido pela falha da ribeira de Alvito e, mais a ocidente, em duas falhas N-S, próximo de Proença a Nova (PN).

Junto ao rio Zêzere, são ainda acidentes WNW-ESE que definem o compartimento soerguido de Vila de Rei e o compartimento abatido da ribeira de Codes (Fig. IX-1). Nesta área, a rede de drenagem mostra total adaptação em relação à compartimentação tectónica definida pelos principais acidentes, sobretudo pelas falhas WNW-ESE. Esta constatação é válida tanto para o compartimento abatido da ribeira de Codes, como para o compartimento definido pelas falhas da Sertã e da ribeira da Pracana. Neste compartimento, apenas o rio Ocreza revela parcial inadaptação relativamente aos acidentes com orientação meridiana, ao entrar no compartimento a ocidente da falha de Alvito, soerguido relativamente ao compartimento do lado oriental daquele acidente. No entanto, essa inadaptação parece ser mais aparente do que real, uma vez que a passagem, para o lado ocidental da falha N-S da ribeira de Alvito, ocorre no sítio onde esta falha se cruza com o acidente da Sertã, a sul de Montes da Senhora (MS). Nesse cruzamento de fracturas, deu-se a passagem do rio Ocreza, através das cristas quartzíticas da serra das Talhadas.

Nas montanhas de xisto da Cordilheira Central, DAVEAU (1985) havia já chamado a atenção para o estilo dos movimentos nos acidentes WNW-ESE, e para o seu papel nas massas do relevo, a sul daquele sistema montanhoso. No geral, é o compartimento a sul do acidente que sofre levantamento e o do lado norte abatimento, numa disposição idêntica à dos vales dissimétricos, mas a uma escala maior. Este comportamento, origi-

nando assimetria do relevo, com abruptos voltados a norte e suaves longas descidas para sul, constitui o estilo de deformação nestes acidentes, onde parece existir também alguma componente de desligamento direito (DAVEAU, *op. cit.*). Veja-se, a este respeito, a falha de Abitureira, no interior da Cordilheira Central (Fig. IV-13 do capítulo IV e Est. IX-5 deste capítulo). Este estilo de deformação parece ter influenciado o comportamento da rede de drenagem, com meandros activos e recortados nos compartimentos subsidentes e meandros imprimidos nos blocos soerguidos, assim como desvio dos cursos de água para a direita na transposição dos acidentes WNW-ESE (*op. cit.*p. 229).

No troço do médio Tejo, parece igualmente evidente a alternância de pequenos compartimentos soerguidos ao lado de outros abatidos, verificando-se essa compartimentação associada às falhas NW-SE e WNW-ESE. Podemos citar, em tais circunstâncias, o pequeno *horst* de Amieira do Tejo, o *horst* de Gavião, a escarpa do lado nordeste da depressão de Alvega, a escarpa de falha S. Miguel de Rio Torto, que limita do lado sudoeste a depressão do Rossio de Abrantes, as escarpas de Rio de Moinhos e Stª Margarida, que limitam o alvéolo de Tramagal-Montalvo, a escarpa que limita, do lado norte, a depressão de Tancos e a escarpa de Vila Nova da Barquinha, que fecha a depressão estrutural do baixo vale do Tejo, a nordeste do Entroncamento.

No médio Tejo, o traçado deste rio, condicionado pelas fracturas NW-SE a WNW-ESE, cruzadas com as fracturas NE-SW e NNE-SSW, sofre constantes e alternadas inflexões, ora numa, ora noutra direcção, desde Gavião até ao Entroncamento.

As fracturas NW-SE e WNW-ESE originam, neste troço do médio Tejo, junções caprichosas de alguns tributários deste rio, que em vez de entrarem com ângulos agudos no curso principal, como é norma acontecer, em drenagens livres de controles estruturais, juntam-se ao Tejo em ângulos rectos, chegando mesmo a ocorrer junções obtusas, ou seja, em sentido contrário ao da corrente do curso principal, devido ao cruzamento de fracturas NW-SE com fracturas NE-SW. O caso mais paradigmático é a

confluência do Zêzere, em Constância. Até que ponto, o barranco que capturou o rio Zêzere e deixou o troço de vale abandonado, no terraço de Praia do Ribatejo, terá aproveitado uma fractura NW-SE?

Junções caprichosas do mesmo tipo podem observar-se ao longo do troço do médio Tejo nos seguintes locais: entre os *horst* de Amieira e de Gavião (vejam-se os afluentes da margem esquerda, neste troço); nas duas margens do Tejo, próximo de Alvega; do lado norte do Tejo a montante de Abrantes, nas depressões de Montalvo, Tancos e a leste da localidade do Entroncamento.

Mais a jusante, o traçado da ribeira de Magos, orientada para o quadrante WNW, entrando em ângulo obtuso com a direcção do Tejo, só se juntando a ele, em ângulo agudo, dentro da planície aluvial, sugere a existência de um controle estrutural na orientação deste curso de água. Julgamos que esse controle poderá corresponder ao prolongamento para a margem esquerda do Tejo da falha de Aveiras de Baixo, lançada na nova edição do mapa geológico 1:500000. Esta falha, com orientação NW-SE desde a depressão tifónica das Caldas da Rainha até Aveiras de Cima, inflecte para WNW-ESE nas imediações do Tejo, coincidindo a sua direcção com a orientação do troço da ribeira de Magos da margem oposta do Tejo. Um controle semelhante parece aplicar-se aos restantes afluentes da margem esquerda do Tejo, a jusante da ribeira de Magos, (rios Sorraia e Almansor e ribeira de Vale Cobrão). Estes cursos de água entram no leito de inundação do Tejo em ângulos rectos, ou obtusos e estão no alinhamento do sistema de falhas NW-SE, tais como a falha de Bombarral, ou o sistema de falhas assinalado nos terrenos jurássicos da região de Alenquer. Este sistema de falhas estende-se desde a Lagoa de Óbidos até ao Tejo, escondendo-se sob as aluviões, um pouco a jusante de Alenquer. Estas falhas parecem prolongar-se para os terrenos terciários, orientando os troços das ribeiras de Alenquer e Ota, que mostram evidências geomorfológicas (traçados rectilíneos e drenagens dissimétricas) de estarem sujeitos a controles estruturais. Salientamos, nesta área, a inflexão do leito do Tejo, para ocidente, em frente de Alenquer; uma área que parece corresponder ao cruzamento de várias direcções de fracturas e ao contacto da bacia ceno-

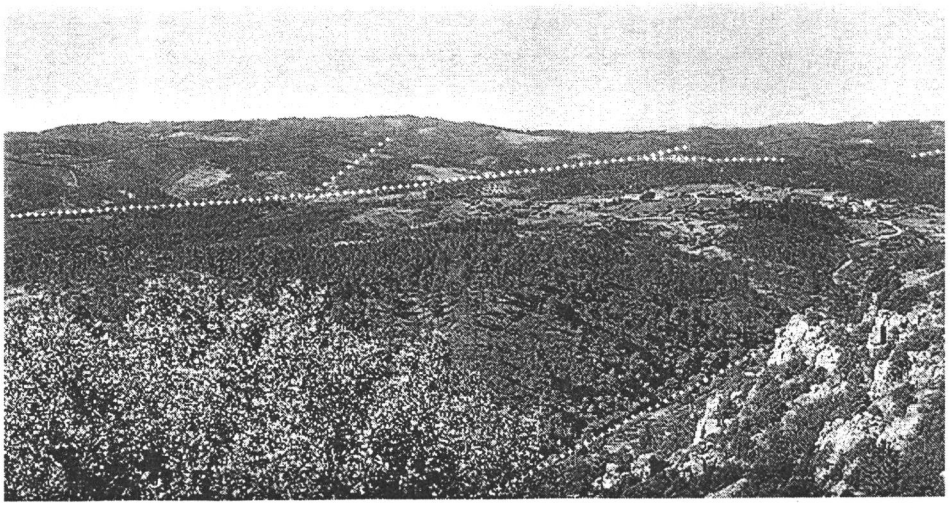
zóica com as formações jurássicas da Orla Ocidental. Este contacto corresponde à escarpa de Alenquer, que pode não ser apenas um degrau litológico, entre as formações do Jurássico e os depósitos da bacia, mas uma escarpa de linha de falha, ligeiramente recuada em relação a um vale de linha de falha, coincidente com a ribeira de Ota.

Na área de Santarém (Fig. IX-1), sistemas de falhas NW-SE (falha de Asseca) alinham a ribeira de Rio Maior, que apresenta um vale dissimétrico com abatimento do compartimento nordeste, relativamente ao compartimento sudoeste. Do lado nordeste desta falha, os depósitos pliocénicos (P1), formados por grés e argilas com flora de N$^{a}$. Sr$^{a}$ da Saúde e Vale de Santarém (ZBYSZEWSKI, 1953), encontram-se ao nível da planície aluvial do Tejo (cota de 10 m) e, do lado da escarpa da ribeira de Rio Maior, os mesmos depósitos sobem acima de 75 m. Mas, nesta área, a geologia aparece ainda complicada por outros acidentes, como aqueles que originam o *horst* de Santarém (DAVEAU, 1980).

Reconhecida a importância de alguns dos acidentes NW-SE da margem direita do Tejo (cortando a região da Estremadura, desde o litoral ocidental até ao Tejo), não admira que aqueles acidentes se prolonguem para a margem esquerda do Tejo, orientando troços dos principais afluentes desta margem.

Na área oriental da bacia, parecem ser, igualmente, acidentes WNW-ESE que originam, alternadamente, compartimentos abatidos e soerguidos, desde a falha de Crato até à falha de Ciborro (Fig. IX-1). São acidentes com esta orientação, ou próximo dela, que delimitam as depressões de Torre das Vargens e de Chança, o pequeno *horst* de Pederneira e o fosso de Valongo (Va). Mais a sul, define-se outro compartimento abatido, entre a falha de Maranhão e a falha, que limita, pelo norte, o pequeno *horst* de Pavia. A sul deste, desenvolve-se nova área deprimida até à escarpa de falha de Ciborro (compartimento drenado pelo rio Divor). Abatimentos localizados, de menor extensão, surgem em troços WNW-ESE da ribeira da Raia, em Mora e Couço. Do lado norte do maciço de Montargil, um pequeno fosso tectónico em ângulo agudo, semelhante ao de Valongo,

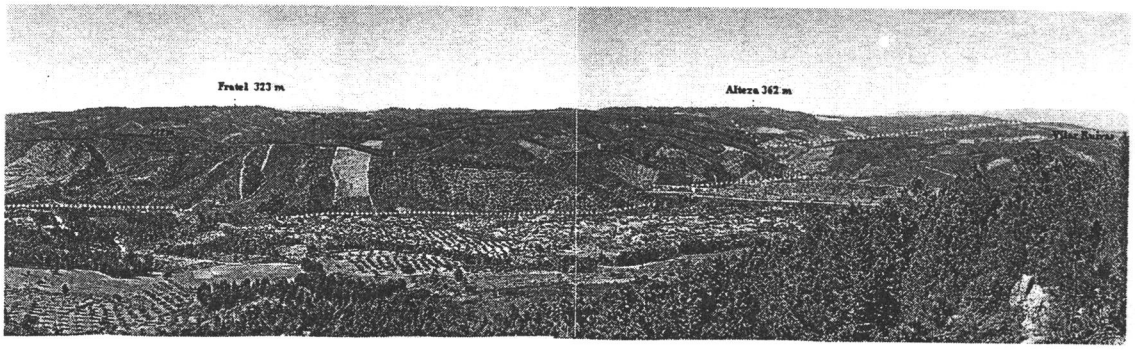
fica compreendido entre os Maciços de Montargil e de Touris. Conforme se referiu no capítulo I, é ao longo destas áreas, relativamente deprimidas, que os sedimentos mais antigos da bacia afloram no interior do Maciço Hespérico. Atendendo à idade desses sedimentos, de modo genérico, relacionados com a estruturação inicial da bacia, é natural que a referida compartimentação seja antiga, podendo os acidentes WNW-ESE ter funcionado como falhas inversas, nesse período de estruturação da bacia e rejogarem, actualmente, em situações de distensão.



Est. IX-1 Compartimento abatido de Vilar Ruivas, situado entre o "esporão" de Fratel e as cristas quartzíticas.



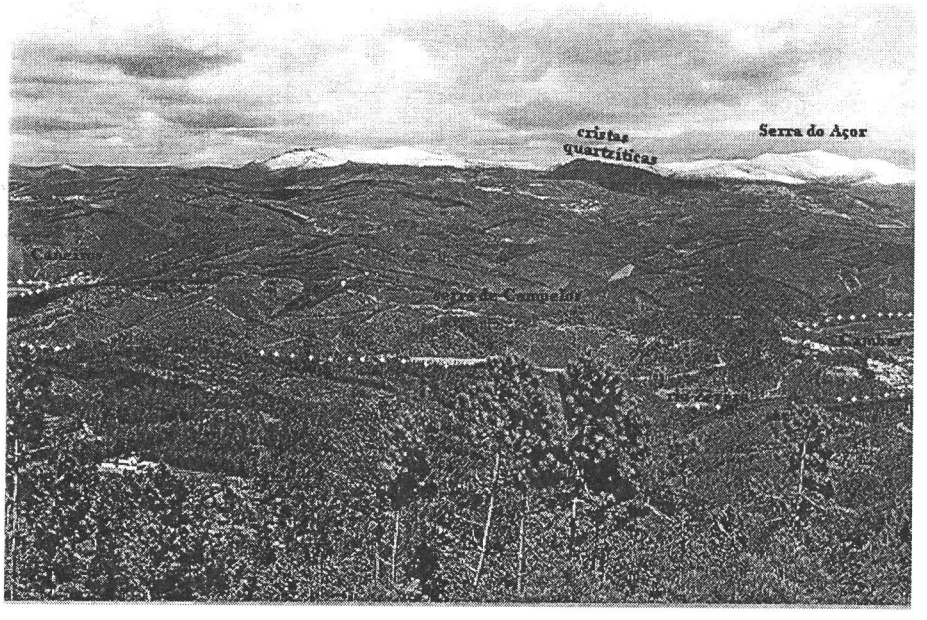
Est. IX-2 . Falhas nos xistos com a mesma direcção do degrau morfológico que separa o compartimento de Fratel do compartimento de Vilar Ruivas (estrada I.P.6 em Vilar de Boi).




Est.IX-3 . Fosso tectónico e escarpa do Arneiro a Sul das cristas de Vila Velha de Ródão. Em segundo plano, vê-se um compartimento mais alto (planaltos de Fratel e Alturas) e à direita da foto o compartimento abatido de Vilar Ruivas. A tracejado indica-se a passagem provável dos acidentes (traços ou linhas de falha), que compartimentam o relevo.



Est. IX-4 Contacto por falha entre depósitos de leques aluviais e o soco na estrada de Fratel para Castelo Branco, junto à localidade de Vilar de Boi.




Est. IX-5. Falha WNW-ESE de Abitureira (interior das montanhas de xisto da Cordilheira Central). Esta falha encontra-se assinalada na Fig. IV-13 (mapa adaptado e modificado de Daveau, 1985). A foto foi tirada do lado da escarpa para norte. Notar o abatimento do compartimento da serra de Campelos (lado norte) com longa e suave descida contra a escarpa de Abitureira. O traçado do Zêzere (linha a ponteado) foi condicionado pela escarpa de ângulo de falha. Em último plano, descortinam-se as cristas quartzíticas de Vidual, que se comportam como relevos de dureza acima das montanhas de xisto.e a serra do Açor coberta de neve. (Foto: Abril de 1998).

# CAPÍTULO X

# RESUMO E CONCLUSÕES

## 1-ETAPAS DO ENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA

O primeiro capítulo constitui uma síntese da geologia da bacia sedimentar e das principais etapas da sua formação. São referidas a estruturação tectónica, as etapas do enchimento da bacia e as unidades litostratigráficas que se depositaram em cada etapa (Fig. I-3).

Foram definidas, de acordo com a bibliografia (CARVALHO *et al.*, 1983; CUNHA, 1992; BARBOSA, 1995) três etapas no enchimento da bacia: a que vai do Luteciano superior ao Chatiano inferior; a etapa Chatiano superior – Tortoniano e a última etapa, que vai do Tortoniano superior ao final do Pliocénico.

Para as unidades litoestratigráficas da primeira e última etapa, os autores consultados parecem dar ênfase aos factores tectónicos e climáticos, para os sedimentos da segunda, são realçados os controles eustáticos. Os sedimentos de cada uma das etapas estão balizados por descontinuidades de importância regional (à escala da Península). Salienta-se a descontinuidade que separa os sedimentos da primeira etapa dos sedimentos da segunda (CUNHA, 1992; BARBOSA, 1995), coincidente com a descida eustática dos 30 Ma (HAQ *et. al.*, 1988) e a descontinuidade do topo da segunda etapa, atribuída à "rotura" valesiana ou tortoniana (9,5 Ma) (LOPEZ-MARTINEZ *et. al.*, 1985), muito próxima da inflexão eustática negativa dos 10,5 Ma, (HAQ *et al.* 1988; in BARBOSA, 1995). Esta "rotura" coincide com importante modificação nas trajectórias do campo de tensão, no território continental português, responsável pela rejogo dos acidentes preexistentes (falhas do vale inferior do Tejo, da Messejana e de Sor), que originaram, em regime tractivo, a estruturação inicial da bacia. Estes aci-

dentes passaram, no final do Miocénico, a actuar em regime compressivo (CARVALHO *et. al.*, 1983; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et. al.*, 1990, 1992). Acidentes com orientação idêntica, ou seja, NE-SW e NNE-SSW são responsáveis pelos levantamentos mais importantes dos relevos exteriores da bacia (Cordilheira Central, Maciço Calcário Estremenho, Arrábida) e originaram importantes derrames de sedimentos grosseiros a partir dos volumes montanhosos em formação (sedimentos correlativos da terceira etapa). Foram também referidos controles tectónicos nos sedimentos da segunda etapa, em parte responsáveis pela diferenciação de fácies entre os depósitos da margem direita do Tejo (Calcários de Almoster) e os da margem esquerda (Argilas de Tomar) (BARBOSA, 1995). No entanto, nesta etapa, as oscilações eustáticas positivas e negativas parecem ter determinado, alternadamente, as fases de maior retrogradação e progradação dos sedimentos continentais do Ribatejo que, na região de Lisboa, se interdigitam com sedimentos marinhos, datados por fósseis (COTTER, 1956; ZBYZEWSKI, 1964a; ANTUNES & PAIS, 1992; in BARBOSA, 1995). Três importantes transgressões (aquitaniana, burdigaliana e a grande trangressão serravaliana) coincidem com fases menos progradativas dos Arenitos de Ota e com a penetração para o domínio continental dos sedimentos marinhos da região de Lisboa-Almada (*ob. cit.*,1995).

BARBOSA (1995) admite que o início da deposição dos sedimentos da segunda etapa (sedimentação neogénica) poderá ter começado ainda no Oligocénico, na região de Lisboa. Neste caso, os primeiros acarreios dos Arenitos de Ota poderão corresponder a uma fase progradativa siliciclástica, possivelmente relacionada com a inflexão eustática negativa dos 30 Ma. Essa fase progradativa seria anterior à deposição dos sedimentos marinhos da região de Lisboa-Almada, representados pelos Calcários dos Prazeres, do Aquitaniano (BARBOSA, *ob.cit.*).

A seguir aos Arenitos de Ota depositaram-se as Argilas de Tomar (BARBOSA, 1995). A passagem gradual e a transição de fácies da primeira unidade litostratigráfica (mais detrítica) à segunda, de fácies lutítica predominante, parece resultar da evolução natural de um sistema fluvial

*braided*, de baixa sinuosidade, transportando essencialmente sedimentos arenosos e da penetração, no domínio continental, da grande transgressão serravaliana. A conjugação destes factores terá contribuído para a evolução do sistema fluvial arenoso de canais entrançados (*braided*), responsável pela deposição dos Arenitos de Ota, para um sistema fluvial de maior sinuosidade, com planície aluvial de inundação, onde se depositavam os sedimentos lutíticos das Argilas de Tomar, em áreas de decantação (pântanos). Na margem direita do Tejo e por efeito de subsidência mais acentuada desta margem ter-se-ão depositado, em ambiente mais confinado (palustre/lacustre) os Calcários de Almoster, no final da segunda etapa (*op. cit.*, 1995).

Os sedimentos da terceira etapa reflectem, em termos sedimentares, as alterações operadas nos relevos exteriores da bacia; modificações que decorrem da rotação do campo de tensões regionais para o quadrante NW ("inversão tectónica") e dos seus efeitos sobre os sistemas de falhas NNE-SSW, que passam a actuar em regime compressivo (CARVALHO *et. al.* 1983; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et. al.*, 1990, 1992). Os sedimentos desta etapa reflectem igualmente as modificações climáticas que ocorrem desde o final do Miocénico ao início do Quaternário. Estes sedimentos são formados pelas unidades litostratigráficas dos Conglomerados de Rio de Moinhos, Conglomerados de Serra de Almeirim/Arenitos de Ulme e Conglomerados de Vila de Rei (BARBOSA & REIS, 1989; 1991; BARBOSA, 1995). Estas unidades são constituídas essencialmente por sedimentos siliciclásticos grosseiros, oriundos dos relevos soerguidos pela compressão pós-tortoniano médio. Na bacia do Tejo, os Conglomerados de Serra de Almeirim e os Arenitos de Ulme integram um modelo fortemente progradativo/agradativo, no qual os Arenitos de Ulme são interpretados como a associação de fácies mais distal dos Conglomerados de Serra de Almeirim. O forte potencial progradativo destas duas unidades estará, em grande medida, relacionado com uma drenagem ligada ao Atlântico e com as condições climáticas quentes húmidas do início do Placenciano, conferindo ao sistema fluvial uma alta eficácia de transporte (*op. cit.*, 1989; 1995). Na maior parte da bacia, estas duas unidades constituíram o enchimento

final, que definiu a superfície culminante desta (MARTINS & BARBOSA, 1992). No limite norte da bacia, junto às cristas quartzíticas de Vila de Rei, foi definida outra unidade, designada por Conglomerados de Vila de Rei. Estes terão sido depositados por leques aluviais, mais recentes e independentes dos Conglomerados de Serra de Almeirim (*ob. cit.*, 1991 e 1995).

Nos sedimentos da 3ª etapa, não existe inteiro acerto estratigráfico entre as unidades litostratigráficas definidas por BARBOSA (1995), na bacia do Tejo, com as unidades de outras bacias contíguas (Sarzedas, Monfortinho) que, juntamente com a do Tejo, devem ter formado, no Pliocénico, uma grande bacia (CUNHA, 1992, 1996).

O acerto estratigráfico entre as unidades da última etapa, pertencentes à grande bacia fini-terciária torna-se absolutamente necessário. Esse acerto deverá ter em conta a inserção dos Conglomerados de Rio de Moinhos na estratigrafia da Bacia Terciária do Baixo Tejo (BTBT) e a confirmação, ou não, da hipótese interpretativa sobre os leques aluviais dos Conglomerados de Vila de Rei, que abordamos no final do IV capítulo.

## 2-A SUPERFÍCIE CULMINANTE DA BACIA E SUAS RELAÇÕES COM A SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL

Os segundo e terceiro capítulos, foram dedicados às áreas do Maciço Antigo que contactam com a bacia sedimentar e às deformações tectónicas, referenciadas pela superfície fundamental, nas áreas do Maciço Antigo e pela superfície culminante, no interior da bacia. As duas superfícies estão em continuidade morfológica na passagem da bacia para o Maciço Antigo e foram utilizadas como referências geomorfológicas dos deslocamentos tectónicos nas respectivas áreas. Discutiram-se as relações da superfície culminante da bacia com a superfície fundamental através do paralelismo entre os principais episódios deposicionais ocorridos na bacia e as fases de aplanamento mais significativas do Maciço Antigo. Essa cor-

relação não é fácil de estabelecer devido à escassez de depósitos correlativos do aplanamento da superfície fundamental, à natureza continental dos depósitos da bacia, datados, na maioria dos casos, por correlações litostratigráficas e também porque os retoques erosivos na superfície fundamental poderão não ter deixado desníveis com expressão morfológica significativa, muito provavelmente, por se tratar de retoques com ângulos de intersecção muito baixos, de difícil individualização à escala de análise do trabalho.

O relevo do Maciço Antigo, contíguo da bacia, é constituído por *Inselberge* quartzíticos, por uma superfície de erosão poligénica, inferior a estes relevos, constituindo uma espécie de aplanação geral, designada superfície fundamental e por níveis embutidos nesta superfície, relacionados com encaixes posteriores da rede hidrográfica. Na bacia sedimentar, a superfície fundamental dá lugar à superfície terminal do enchimento terciário, ou culminante da bacia, havendo continuidade, em termos topográficos, entre as duas superfícies, nas áreas menos afectadas por movimentos tectónicos.

Depois de referidos os modelos sobre a formação das superfícies de aplanação e da terminologia associada a cada modelo, bem como as tentativas de explicação de áreas arrasadas do Maciço, detivemo-nos nas principais etapas de arrasamento do Maciço Antigo e na formação da superfície fundamental, que se utilizou como referência geomorfológica de deslocamentos tectónicos, nas áreas de contacto da bacia com o soco.

Tratando-se de uma superfície poligénica, tomou-se como ponto de partida, para análise da elaboração da superfície fundamental, o período imediatamente anterior à formação das bacias sedimentares terciárias (finais do Cretácico). Na bibliografia consultada, parece haver um certo consenso sobre a existência de uma morfologia arrasada do Maciço Antigo, de onde se destacariam relevos de dureza (geralmente quartzíticos), antes da estruturação das bacias cenozóicas. Esta superfície, de idade eocénica, ou infra-eocénica (?) - a dúvida justifica-se, atendendo às incertezas sobre as idades dos depósitos mais antigos das referidas bacias, tanto em Portugal

como em Espanha - poderá ter-se desenvolvido por processos aplanação idênticos aos considerados por WAYLAND (1933) e BÜDEL (1957), ou seja, derivar de uma superfície do tipo *etchplain*. De facto, constitui uma característica incontestável do relevo do Maciço Antigo, a saliência das cristas de quartzitos em relação às morfologias envolventes em áreas com contextos tectónicos diferentes, ou seja, em áreas sujeitas a movimentos epirogénicos, tanto de levantamento, como de subsidência. Esta constatação sugere, conforme refere CABRAL (1993), uma génese antiga por um processo comum. No caso concreto da superfície fundamental, a génese da referida superfície passaria pelo desenvolvimento de um perfil de alteração profundo, em condições climáticas tropicais húmidas, durante o Mesozóico, seguido de erosão do manto de alteração, expondo a superfície da frente de meteorização basal, que seria muito irregular, em virtude da heterogeneidade litológica das rochas do Maciço Antigo. O referido manto seria muito menos espesso nos quartzitos, do que noutro tipo de litologias e seria a erosão deste manto, desencadeada por levantamento tectónico, ou crise climática, que iria expor os relevos de quartzito. Estes constituiriam as maiores irregularidades positivas da superfície de alteração basal (*etchplain*).

Não obstante se poderem considerar os princípios da meteorização profunda e erosão do manto de alteração, na génese da superfície fundamental e na individualização das cristas de quartzito, observações pontuais do soco arrasado sob os sedimentos terciários mais antigos da BTBT não mostraram um manto de alteritos, ou restos dele, subjacentes aos referidos sedimentos, mesmo em rochas de fácil alteração como os granitos. Pelo contrário, nos casos em que quartzitos e granitos foram conjuntamente arrasados pela superfície eocénica (?) ou infra-eocénica, verificou-se "varrimento" dos restos do manto de alteração nas duas litologias, conforme se observou ao sul de Penhascoso e na pedreira de Amoreira. Observações noutros locais, onde os sedimentos mais antigos da bacia (genericamente atribuídos ao Paleogénico) assentam sobre o soco, sugerem antes, que a superfície basal fossilizada pelos depósitos terciários sofreu re-

toques erosivos que terão varrido eventuais restos do manto de alteração do soco, antes deste ter sido fossilizado pelas coberturas cenozóicas.

Esse arrasamento generalizado do relevo do Maciço Antigo, donde se destacariam apenas alguns relevos de quartzito é confirmado dos dois lados da Cordilheira Central (superfície subjacente à formação "Arcoses de Coja" (DAVEAU *et. al.*, 1985-1986) e nas bacias de Castelo Branco e Sarzedas (superfície subjacente à formação de "Cabeço de Infante" (CUNHA, 1992, 1996). Estas duas formações são paralelizadas com os sedimentos mais antigos da BTBT.

Parece, portanto, ter existido um arrasamento do Maciço Antigo, de onde se destacariam alguns relevos de dureza (*inselberge* quartzíticos), imediatamente antes da estruturação tectónica da BTBT. Esse arrasamento, seria a primeira configuração da superfície fundamental, posteriormente desenvolvida e retocada nas áreas exteriores à bacia e fossilizada nas áreas de abatimento pelos sedimentos terciários. Mas, até se poder estabelecer uma relação entre a superfície fundamental do Maciço Antigo e a superfície culminante da bacia, várias fases erosivas, no transcurso do Cenozóico, modelaram o Maciço Antigo no sentido de aplanamentos mais perfeitos e, eventualmente, aumentando o comando entre os *inselberge* quartzíticos e a superfície fundamental, desenvolvida no sopé destes relevos. Alguns retoques erosivos no Maciço Antigo terão correspondência com episódios deposicionais na bacia, durante o Miocénico Inferior e Médio, como aconteceu com a deposição dos Arenitos de Ota, por erosão dos grés do Cretácico sobre o Maciço Calcário Estremenho (CARVALHO, 1968, BARBOSA, 1995) ou com a deposição da unidade Arenosa de Silveirinha dos Figos, na Beira Baixa e Argilas de Tomar, no Ribatejo, por erosão dos batólitos graníticos de Castelo Branco, Idanha e Monsanto e dos metassedimentos entre eles compreendidos (CUNHA, 1992, 1996; BARBOSA, 1995). Fases sem registo sedimentar na bacia, eventualmente ligadas às descidas mais importantes do nível mar (descida eustática dos –30 Ma e dos -10,5 Ma) (HAQ *et. al.*, 1987), materializadas por descontinuidades erosivas de importância regional, deverão ter correspondido a fases de

rebaixamento da superfície fundamental, no Maciço Antigo, aumentando o comando entre esta superfície e os *inselberge* quartzíticos. Na região de Sarzedas, por exemplo, o limite superior da unidade de Silveirinha dos Figos, materializado por uma descontinuidade sedimentar, situada aproximadamente aos 400 m de altitude, parece ter correspondência com a superfície de aplanamento de Lardosa, elaborada sobre os granitos de Castelo Branco (CUNHA, 1996), sugerindo que a elaboração da superfície fundamental, em determinados períodos, truncaria o soco e os próprios sedimentos da bacia.

A superfície fundamental viria a ser deslocada nos finais do Miocénico e Pliocénico inferior (primeiros soerguimentos finiterciários da Cordilheira Central Portuguesa), derramando-se depósitos sintectónicos grosseiros sobre os sedimentos miocénicos anteriores. Na BTBT, os sedimentos sintectónicos destes levantamentos correspondem aos Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl. RM). As características sedimentológicas destes depósitos sugerem acumulações do tipo leque aluvial, próximos de escarpas tectónicas, definindo o conjunto do empilhamento sedimentar, uma macrossequência principal positiva. Tendo em conta a espessura dos Cgl. RM (mais de 100 m), é provável que este derrame corresponda a importante alargamento da superfície fundamental no Maciço Antigo, principalmente através da formação de aplanações de sopé, nos compartimentos levantados. A sedimentação fina do topo dos Cgl. RM (fácies arenolutíticas) sugere, conjuntamente com a descontinuidade erosiva, que trunca o topo desta unidade, um período de acalmia tectónica, seguido de erosão do Maciço Antigo e dos depósitos da bacia com truncatura parcial destes, ou seja, uma fase em que a superfície fundamental terá biselado os depósitos e o soco, contíguo da bacia. Esta fase erosiva (materializada pela descontinuidade da base da unidade seguinte, ou seja, dos Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl. SA) é ligeiramente anterior aos sedimentos detríticos que culminam o enchimento da bacia e cuja superfície de colmatação, corresponde, nas áreas melhor conservadas, à superfície culminante da bacia. Esta superfície apresenta continuidade morfológica com a superfície fundamental do Maciço Antigo. Os últimos retoques erosivos desta

superfície serão correlativos dos Conglomerados de Falagueira, na Beira Baixa, e dos Cgl. SA, no Ribatejo, considerando que os primeiros passam lateralmente, para SW, aos segundos. Os Cgl. SA derramaram-se sobre os sedimentos da unidade anterior (Cgl. RM), truncados pela superfície fundamental, dentro da bacia e sobre um pedimento, nas áreas de bordo, onde as alimentações laterais eram essencialmente do tipo leque aluvial (Cgl. SA com fácies de leque aluvial), ao norte de Abrantes. A erosão correlativa destes derrames terá retocado, nas áreas de bordo, a superfície fundamental que, se ligava, para o lado da bacia, com a superfície culminante desta. Será por isso, que nas áreas menos afectadas por movimentos tectónicos, ainda se observa continuidade morfológica entre a superfície culminante da bacia e as áreas do soco arrasado contíguas da bacia. Por esse motivo, as duas superfícies foram tomadas como referências geomorfológicas dos deslocamentos tectónicos.

Nesta evolução da superfície fundamental, os *inselberge* quartzíticos mantiveram-se sempre destacados, apesar da aplanação ter chegado a arrasar completamente alguns anticlinais e sinclinais quartzíticos variscos (serra das Lercas e cristas quartzíticas a norte e ocidente de Mação, assim como áreas de sopé dos *inselberge* quartziticos (extremidade NW do *inselberg* alongado de quartzitos, ao sul do Tejo, em Vila Velha de Ródão). As estruturas variscas completamente arrasadas pela superfície fundamental são os únicos relevos com morfologia apalachiana, salientando-se, numa fase posterior, por erosão diferencial dos metassedimentos do Grupo das Beiras e rochas granitóides. Os cimos das cristas apalachianas foram postos em saliência ao desenvolver-se o primeiro nível embutido (nível de Mora-Lamarosa s.l.) que, nas áreas de bordo da bacia, exumou a superfície fundamental rebaixando-a ligeiramente. Em alguns locais do sinclinório de Amêndoa e na serra das Lercas, as cristas apalachianas chegaram a ser parcialmente fossilizadas pelas coberturas terciárias e exerceram fraco controle na definição inicial da drenagem quaternária que, no essencial, retoma os caminhos da drenagem fini-neogénica, responsável pela deposição dos Cgl. SA com fácies de leque aluvial. A drenagem quaternária instala-se sobre a superfície fundamental, ou sobre os depósitos que cobriram

esta superfície e parte das cristas apalachinas, vindo a cruzá-las em gargantas epigénicas, possivelmente aproveitando fracturas aí existentes. Nas áreas que sempre se mantiveram despidas de depósitos, a heterogeneidade litológica da superfície fundamental, nomeadamente, entre os quartzitos e as restantes litologias do soco, criaram irregularidades topográficas menores, mas suficientes para constituírem os primeiros "corredores" da drenagem quaternária. Esta situação aplica-se às cabeceiras dos afluentes do Tejo, a norte e oeste de Mação, onde os troços iniciais dos cursos de água correm numa topografia de vales largos, alinhados NW-SE, controlados pela direcção dominante das estruturas variscas; uma situação que deixa de se verificar, mais próximo do Tejo, onde os cursos de água definiram os traçados sobre a superfície culminante.

## 3-OS LEQUES ALUVIAIS DO BORDO DA BACIA

Na margem direita (e norte) do rio Tejo, do meridiano de Abrantes até ao rio Zêzere, a ocidente, foram reconhecidos depósitos conglomeráticos, a altitudes muito variadas, que vão desde 50 m, próximo do vale do Tejo, a mais de 200 m, na área de Milreu (Vila de Rei), 20 km a norte de Abrantes. Estes depósitos, que designámos por Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl RM) (MARTINS & BARBOSA, 1998) são constituídos por clastos de quartzito e quartzo, muito heterométricos, no geral, subangulosos e sub-rolados, com dimensões que podem atingir tamanhos máximos (MPS) de 30 cm. Na margem sul, foram reconhecidos depósitos arenoconglomeráticos e argilosos, subjacentes aos Cgl. SA, que se julgam serem equivalentes às fácies mais distais dos Cgl RM.

Os Cgl RM, juntamente com os Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl SA), que se lhes sobrepõem por descontinuidade estratigráfica, constituem as duas unidades litostratigráficas com maior representação, tanto em espessura como em extensão, ao norte do Tejo. Os primeiros depositaram-se sobre os sedimentos mais antigos da bacia, ou sobre as Argi-

estratigráfica, sobre os Cgl. RM, ou sobre o soco nas áreas mais marginais da bacia.

A separação das duas unidades nem sempre é fácil de estabelecer, em virtude da semelhança na composição petrográfica, no grau de rolamento e imaturidade textural dos elementos siliciclásticos e matriz destas duas unidades, cuja separação se faz por uma descontinuidade de importância regional e pela posição que os depósitos de cada uma das unidades ocupam no contexto da bacia.

As características petrográficas e sedimentológicas dos empilhamentos sedimentares correspondentes aos Cgl. RM e aos Cgl. SA do bordo norte da bacia foram associadas a mecanismos fluviais do tipo leque aluvial com "alta eficácia de transporte".

Os Cgl RM foram considerados, pelo seu enquadramento em relação às unidades anteriormente definidas na BTBT, do Miocénico Superior a Zancleano. Neste enquadramento estratigráfico, os Cgl. RM representam a primeira manifestação de depósitos torrenciais, do tipo leque aluvial, a seguir a um período de certa uniformidade sedimentar (depósitos essencialmente areno-lutíticos), que caracterizaram grande parte do enchimento miocénico inferior e médio. Esta sedimentação, própria de ambientes deposicionais relativamente calmos, é interrompida com os Cgl. RM, provavelmente devido a desnivelamentos tectónicos no bordo da bacia. Consideraram-se os Cgl RM equivalentes dos Arenitos de Ourém (Ar Ou). Eles iniciam, no bordo norte da BTBT, a 3ª e última etapa da sedimentogénese terciária, que vai do Tortoniano Superior ao final do Pliocénico. Esta etapa, comporta as Sequências Limitadas por Descontinuidades (SLD 11, 12 e 13) das Bacias do Mondego (BM) e da Beira Baixa (CUNHA, 1992), bem como as unidades litostratigráficas Arenitos de Ourém, Conglomerados de Serra de Almeirim e Conglomerados de Vila de Rei, definidas por BARBOSA (1995) na Bacia do Tejo. Fica por averiguar, se a macrossequência principal, que designámos por Cgl. RM, constitui apenas uma unidade litostratigráfica, ou se subdivide em duas unidades. A verificar-se essa subdivisão e atendendo à correlação anteriormente proposta, é possível que o

os últimos sedimentos dos Cgl. RM possam pertencer ao Pliocénico inferior (Zancleano).

Esta dúvida também se coloca em relação aos depósitos conglomeráticos, assentes nos grés de Monsanto, em de Milreu (20 km a norte de Abrantes). Ali, os últimos 27 m superiores do empilhamento conglomerático do perfil de Milreu (Fig. IV-12), poderão ainda fazer parte dos Cgl. RM, definindo todo o conjunto uma macrossequência principal positiva, à semelhança do que se passa nos perfis Rio de Moinhos, Abrançalha e estrada de Amoreira, junto ao rio Tejo. Aliás, esta evolução granulométrica vertical positiva, de todo o empilhamento sedimentar correspondente aos Cgl. RM (Figs.IV-7, IV-8, IV-9, IV-11) constitui uma das características dos leques desta unidade, não sendo evidente esta evolução, nos leques aluviais seguintes, que se lhes sobrepõem: os Cgl. SA. Os depósitos do topo dos Cgl. RM, geralmente são areno-lutíticos, mesmo em áreas relativamente proximais, como acontece no bordo da bacia, ao norte de Abrantes e em Milreu. Esta evolução vertical, claramente positiva dos Cgl. RM, mostra uma evidente diminuição da energia do sistema deposicional, seja por retrocesso da frente montanhosa e distanciamento entre a área de alimentação dos leques e as áreas de sedimentação, ou por fossilização dos desnivelamentos tectónicos pelos próprios leques aluviais, conduzindo a um período de retrogradação destes edifícios aluviais. Convém salientar que leques aluviais, nas bacias de Sarzedas e Castelo Branco (Arenitos de Torre e Conglomerados de Monfortinho) (CUNHA, 1992, 1996), em posição estratigráfica equivalente à dos Cgl. RM, mostram uma evolução sequencial idêntica (*op. cit.*, 1992). Os Cgl. RM estão truncados superiormente por uma superfície erosiva de âmbito regional (descontinuidade da base dos Cgl. SA), indicando claramente um período inactivo da sedimentação, com erosão dos próprios depósitos. Esta fase erosiva, anterior aos depósitos de colmatação final das bacias terciárias, é referida por outros autores, na Beira Baixa (DIAS & CABRAL, 1989a, Fig. 13; CUNHA, 1992 e 1996). Esta fase erosiva truncou parcialmente os Cgl. RM, provavelmente nivelando a superfície do topo destes conglomerados com o soco das áreas contíguas da bacia e retocando a superfície fundamental dessa épo-

ca, com formação de *pediments* no sopé dos *inselberge* quartzíticos. A formação de *pediments* estaria de acordo com o declínio da actividade tectónica durante esta fase erosiva. É possível que o arrasamento das cristas apalachianas tenha ocorrido neste período.

A seguir à fase erosiva, novos impulsos tectónicos deslocam o relevo, derramando-se depósitos sintectónicos (Cgl. SA) sobre os leques aluviais anteriores. Estes ficam separados dos Cgl. SA por uma descontinuidade estratigráfica de importância regional, correspondente à fase erosiva, que acabámos de referir.

O estudo petrográfico e morfométrico (rolamento, esfericidade e forma) dos elementos siliciclásticos dos Conglomerados de Serra de Almeirim ao norte do Tejo (Cgl. SA com fácies de leque aluvial) mostra grandes afinidades com os elementos siliciclásticos dos Cgl. RM, anteriores, mas significativas diferenças, dentro da unidade, entre as áreas da bacia a norte e a sul do Tejo, contíguas ao troço deste rio com traçado geral E-W.

Ao norte do Tejo, os Cgl. SA apresentam quase tanto quartzo como quartzito, e uma variabilidade percentual destes elementos superior à dos Cgl. SA a sul do Tejo, onde a mesma unidade mostra grande regularidade na composição petrográfica, com cerca de 20% de quartzo e o restante de quartzito. Ao norte do Tejo, os elementos siliciclásticos dos Cgl. SA mostram igualmente índices de rolamento inferiores aos dos Cgl. SA a sul do Tejo, tendo-se ainda quantificado diferenças ao nível da esfericidade e forma dos calhaus.

As diferenças de natureza sedimentológica, dentro da unidade dos Cgl. SA, passam-se de forma brusca e parecem determinadas por um controlo estrutural localizado próximo ao traçado E-W do Tejo, onde se verifica um desnível tectónico entre os compartimentos a norte e a sul do Tejo. As diferenças sedimentológicas, verificadas nos Cgl. SA ao norte do Tejo, relativamente aos depósitos da mesma unidade ao sul deste curso de água, sugerem uma fonte de alimentação diferente e um percurso muito mais curto para os Cgl. SA, depositados do lado norte do Tejo, relativa-

mente aos conglomerados da mesma unidade, depositados a sul deste rio. Durante a deposição do Cgl. SA, é sugerido um modelo constituído por dois sistema fluviais diferentes: um, proveniente da Beira Baixa e Espanha, percorrendo o eixo central da bacia, numa grande planície aluvial, formada por calhaus sub-rolados a rolados e melhor organização estrutural de fácies; outro, lateral, formado por leques aluviais provenientes do lado norte do Tejo. Estes interdigitar-se-iam com os depósitos fluviais da mesma unidade. Um modelo semelhante foi defendido por CUNHA (1992), na Beira Baixa, para os Conglomerados de Falagueira.

Propôs-se para esta unidade as seguintes designações: Conglomerados de Serra de Almeirim com fácies de leque aluvial para os depósitos culminantes oriundos do bordo norte da bacia, derramados em organismos deposicionais do tipo leque aluvial e Conglomerados de Serra de Almeirim com fácies fluvial para os depósitos da mesma unidade, ao sul do Tejo, oriundos de áreas mais distantes e depositados por rio entrançado cascalhento. Os dois sistemas deposicionais são genericamente equivalentes às associações de fácies A e B da unidade dos Cgl. SA (BARBOSA, 1995), mas o modelo em que se terá depositado esta unidade teria a variante anteriormente descrita. As semelhanças entre a composição petrográfica dos Cgl. SA com fácies de leque aluvial e os Cgl. RM anteriores, subjacentes, podem significar ou alimentação a partir das mesmas áreas, ou remoção dos Cgl. RM de compartimentos sujeitos a soerguimento sintectónico correlativo do derrame dos Cgl. SA.

A ausência da segunda associação de fácies ("a fluvial") do lado norte do Tejo é atribuída a uma possível individualização tectónica do bordo norte da bacia, anterior, ou na altura em que se depositaram os Cgl. SA (s.l.). Essa individualização tectónica continuou, após a deposição dos Cgl.SA, como revelam os actuais desníveis entre a superfície culminante da bacia a norte e a sul do Tejo.

Deformações tectónicas, posteriores aos enchimentos de colmatação final das bacias cenozóicas portuguesas, têm sido referidos por diversos autores (DAVEAU *et. coll.*, 1985-1986; CUNHA, 1992, CABRAL, 1995,

MARTINS & BARBOSA, 1992; BARBOSA, 1995; PIMENTEL, 1997). No Ribatejo, apontámos várias deformações afectando a superfície culminante da bacia, posteriores à deposição dos Cgl. SA. Noutras bacias, referimos, por exemplo, o cavalgamento da Cordilheira Central sobre os Conglomerados de Stª Quitéria, no sítio da Portela de Carvalhal (Góis) (*op. cit.*, 1985-1986; 1992 e 1995).

Sensivelmente correlativos de impulsos tectónicos, ocorridos no Pliocénico terminal, têm sido associados derrames de materiais detríticos grosseiros, com a designação de *rañas*, em cujo conceito se podem incluir os Conglomerados de Vila de Rei (Cgl. VR), do bordo norte da Bacia do Tejo e os leques aluviais da Formação de Panóias, na Bacia do Sado (BARBOSA, 1995, PIMENTEL, 1997). A estes derrames tem-se atribuído, igualmente, um significado climático (abaixamento da temperatura e humidade e condições de semi-aridez), no final do Pliocénico (Vilafranquiano médio, há 2 a 2,4 milhões de anos).

Os mantos de leques aluviais dos Cgl. VR, com extensão longitudinal limitada, inferior a 5 km e com uma organização arquitectural de fácies bastante imatura, associada a fluxos gravíticos do tipo *debris flows* e *mud flows* localizam-se junto às cristas de Vila de Rei e a sul do sinclinório de Amêndoa, na área de Mação. Estes leques foram individualizados dos Cgl. SA (BARBOSA, 1995), constituindo, na interpretação do autor, uma unidade litostratigráfica mais recente (Vilafranquiano médio a superior). Este enquadramento dos Cgl. VR, situa-os numa posição cronoestratigráfica idêntica à que a maioria dos autores portugueses atribui às *rañas* e em cujo conceito cabem, quer do ponto de vista geomorfológico, quer sedimentológico os Cgl. VR.

Apesar de, do ponto de vista geomorfológico e sedimentológico, os Cgl. VR se poderem incluir no conceito de *raña* e, em Portugal, existir uma certa convergência relativamente ao episódio temporal do derrame das *rañas*, apontando a maioria dos autores, quase sempre, para uma rotura tectónica e crise climática ocorrida no Pliocénico terminal, a utilização deste conceito com significado cronoestratigráfico é arriscada. O estudo

detalhado dos depósitos terciários continentais, em unidades litoestratigráficas, viria a considerar de idades diferentes, depósitos que anteriormente caberiam no conceito de *raña*, ou num conceito muito próximo deste. A "formação de blocos" que coroa os relevos de Sarzedas, Magarefa e Cantareira, na bacia de Sarzedas (RIBEIRO, 1942) e que este autor compara às *rañas* das plataformas do Tejo, em Ródão, de idade pliocénica, viria a ser separada em três formações distintas (Torre, Monfortinho e Falagueira) atribuídas ao Miocénico superior, Pliocénico inferior e Pliocénico superior (CUNHA, 1992 e 1996). Os Conglomerados de Falagueira e de Stª Quitéria, que culminam o enchimento das bacia terciárias da Beira Baixa e da Lousã, são atribuídos ao Placenciano (SLD 13) (CUNHA, 1992, 1996), enquanto os Cgl. VR e os leques aluviais da formação de Panóias foram considerados do Pliocénico terminal (SLD 14).

A utilização do conceito sedimentológico para a definição de *raña* e deste para uma separação cronoestratigráfica, enferma dos mesmos perigos, por se arriscar a separar depósitos da mesma idade, com base nas diferentes associações de fácies, que geralmente caracterizam os leques aluviais. Tome-se como exemplo a diferenciação de fácies que se verifica dentro da unidade dos Cgl. SA, entre o lado norte do Tejo (Cgl. SA com fácies de leque aluvial) e o lado sul (Cgl. SA com fácies fluvial), ou entre os Cgl. Fa, da Beira Baixa, formados, também, por diferentes associações de fácies (CUNHA, 1992).

Apesar das diferenças no arranjo arquitectural das litofácies, estruturas sedimentares, que se verificam nos depósitos culminantes da bacia, a norte da ribeira de Codes, até à base dos *inselberge* quartzíticos de Vila de Rei e nas rampas ao sul de Mação, estas diferenças podem não traduzir, necessariamente, condições paleoambientais de períodos geológicos diferentes, mas reflectirem condições particulares das áreas, que alimentaram os leques aluviais, no bordo norte da bacia.

Nos organismos deposicionais do tipo leque aluvial devem considerar-se as diferentes organizações arquitecturais de fácies, desde o ápex à extremidade inferior do leque e de um leque para outro leque contíguo.

Em leques contíguos, deve admitir-se que as proporções de depósitos acumulados por correntes mais aquosas (*water-laid deposits*) ou por fluxos mais viscosos (*debris flows*), podem variar de leque para leque, dependendo de uma série de factores intrínsecos às bacias alimentadoras dos mesmos; além de outros factores alocíclicos, que controlam a sedimentação e forma destes organismos deposicionais. Deste modo, podem encontrar-se, entre leques lateralmente adjacentes e pertencentes à mesma unidade litostratigráfica, diferentes arranjos arquitecturais de fácies, para além das diferenças que é suposto existirem no sentido proximal distal.

Considerando estes ponto de vista, não será de excluir que os Cgl. VR possam corresponder às fácies mais proximais dos Cgl. SA, que culminam o enchimento da bacia a sul da ribeira de Codes, posição que os Cgl. VR tomam a norte deste curso de água. Indicamos dois elementos geomorfológicos que parecem corroborar esta hipótese. Na área de Milreu, abstraindo os desnivelamentos tectónicos originados pela falha de Codes e por acidentes WNW-ESE transversais aos leques, parece haver continuidade entre a superfície culminante dos Cgl. SA a sul da ribeira de Codes e a superfície culminante dos Cgl. VR, a norte de Milreu. Do lado de Mação, o nível embutido mais antigo da bacia (nível de Mora-Lamarosa s.l.) encontra-se embutido na superfície dos leques aluviais dos Cgl. VR, no planalto de Chão de Rei, a nordeste de Mação e na rampa do Telégrafo, a sul desta localidade, indicando que os leques aluviais são anteriores ao nível de Mora-Lamarosa. Este nível, que se desenvolve a expensas dos Cgl. SA a sul do Tejo, parece ser, como se discutiu no § 5.4.2 (capítulo V), correlativo da fase de pedimentação que antecedeu a deposição da formação de Panóias (Pliocénico terminal), na bacia do Sado. A confirmar-se esta hipótese, os leques aluviais, que na bacia do Tejo cabem no conceito de *raña* (Cgl. VR) não seriam da mesma idade da Formação de Panóias da bacia do Sado, mas mais antigos[1].

[1] A menos que a Formação de Panóias corresponda a uma associação de fácies proximal dos sedimentos pliocénicos da bacia do Sado; suposição que, no entanto, não se ajusta com a estratigrafia estabelecida.

## 4-NÍVEIS EMBUTIDOS, TERRAÇOS E *GLACIS*.

Após a deposição dos Cgl. SA, desenvolveu-se o nível embutido mais antigo da BTBT, formalmente designado nível de Mora-Lamarosa (NML). Deram-se designações locais a este nível, embora todas elas se refiram ao primeiro embutimento na superfície culminante.

O NML corresponde ao primeiro embutimento na superfície culminante da bacia. Do ponto de vista genético, o NML corresponde a uma superfície erosiva, no entanto, próximo do Tejo e dos cursos de água mais importantes, podem aparecer depósitos de terraços em continuidade topográfica com o NML, ou ligeiramente embutidos neste nível. Nas áreas centrais da bacia, o NML trunca parcialmente os Cgl. SA, desenvolvendo-se ligeiramente acima do contacto desta unidade com as formações miocénicas subjacentes. Nas áreas de bordo, o mesmo nível é responsável pela exumação e ligeiro rebaixamento da superfície fundamental, caracterizando-se por formas regularizadas de fundos de vales largos.

As correlações morfológicas e estratigráficas sugerem que o NML pode ter-se desenvolvido no Pliocénico terminal. Na realidade ele é posterior à deposição dos Cgl. SA (do Placenciano) e dos leques aluviais correspondentes aos Cgl. VR, cujo posicionamento estratigráfico questionámos anteriormente. No entanto, este nível é anterior aos terraços, desenvolvidos ao longo do Tejo e que, do ponto de vista cronológico, devem situar-se já no Quaternário.

Na transição da bacia do Tejo para a bacia do Sado, o NML parece ligar-se, na área de Pegões, à superfície da Bacia do Sado, definida pelo topo dos sedimentos pliocénicos da Formação de Alvalade. O NML poderá ser coetâneo da fase de pedimentação que precedeu a deposição da Formação de Panóias, naquela bacia. Esta fase erosiva, parece ter atingido todo o Baixo Alentejo (PIMENTEL, 1997) e rebaixado a superfície de enchimento da bacia do Sado, onde assentam, por discordância angular sobre os sedimentos neogénicos e paleogénicos, as *rañas* da Formação de Panóias (MARTINS, 1990; PIMENTEL, 1997). Nas áreas do Maciço An-

tigo, é difícil distinguir este retoque erosivo na superfície fundamental, mas ele parece corresponder às formas regularizadas (vales largos e em lenta evolução), embutidos na superfície de Castelo Branco e na superfície fundamental ao norte de Mação, referidos por BIROT (1949) e a embutimentos de vale com idênticas características, na peneplanície do Alto Alentejo, referidos por FEIO & MARTINS (1993), na região de Évora.

Na Península de Setúbal, e apesar das dificuldades de correlação aí existentes, é sugerida, com base em trabalhos desenvolvidos na extremidade sudoeste da Arrábida (DAVEAU & AZEVEDO, 1980-1981) e na estratigrafia dos depósitos terciários do interior do sinclinal de Albufeira (AZEVEDO, 1982), uma possível correlação do NML com a aplanação II, ou "nível dos cabeços" de DAVEAU & AZEVEDO (1980-1981), na extremidade sudoeste da Arrábida e com a superfície que trunca os calcários miocénicos das colinas de Almada e Trafaria.

Na Bacia do Mondego, sugere-se, por correlações morfológicas e estratigráficas, um eventual paralelismo do NML com o "nível de Serra da Vila", desenvolvido abaixo da superfície culminante da "formação de blocos com fácies de *raña*" (DAVEAU *et al.*, 1985-1986) ou Conglomerados de Stª Quitéria, na estratigrafia de CUNHA (1992).

Torna-se bastante difícil e problemática a correlação do NML com os principais eventos ocorridos na plataforma litoral do Baixo Alentejo e Algarve Ocidental, no período em que é suposto ter-se desenvolvido o NML, na BTBT. Essa dificuldade de correlação advém das incertezas sobre as idades das formações que, na plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental, poderão servir de enquadramento estratigráfico ao período em causa (Vilafranquiano médio, cerca de 2 a 2,4 milhões de anos). Naquela área do País, sensivelmente coincidente com este período, PEREIRA (1990) refere importante paroxismo tectónico, responsável pelos levantamentos dos relevos a leste da plataforma litoral (serra do Cercal e relevos de Carregoussal-S. Teotónio), derrame dos leques aluviais inferiores, correlativos do levantamento dos relevos e individualização com emersão definitiva da plataforma litoral (excepto o patamar de Sagres).

Parece-nos fundamental acompanhar o desenvolvimento do NML na margem direita do Tejo, a jusante do Entroncamento e segui-lo até ao sopé oriental do Maciço Calcário Estremenho, trabalho que está por realizar. Consideramos de grande interesse para o conhecimento da evolução Plio-Quaternária desta área, saber se a superfície que rasoira os Calcários de Almoster na região de Torres Novas, Alcanena e a ocidente de Santarém constitui o prolongameno do NML, reconhecido do lado oriental do rio Tejo. Na realidade, desde o Tejo ao sopé do Maciço Calcário Estremenho, os sedimentos pliocénicos aparecem apenas dentro do diapiro de Rio Maior e num compartimento abatido, na região do Cartaxo, nitidamente controlados pela falha de Azambuja (BARBOSA, 1995, mapa anexo). A escassa representação dos depósitos pliocénicos, nesta área, sugere que os mesmos terão sido erodidos, tendo-se conservado, apenas nos locais de abatimento tectónico. Do lado oriental do rio Tejo, os depósitos pliocénicos estão bem representados por toda a bacia. Não será alheio a esta oposição, entre as duas margens do Tejo, a subsidência da margem esquerda, relativamente à margem direita.

Relativamente à conservação dos depósitos pliocénicos, seria interessante confirmar, se na área que se estende do Tejo ao sopé do Maciço Calcário Estremenho (lado oriental do Maciço), se terá passado algo de semelhante ao que parece ter acontecido do lado ocidental (região a ocidente da serra dos Candeeiros), onde os referidos sedimentos estão preservados no interior da depressão tectónica das Caldas da Rainha e erodidos, ou parcialmente erodidos nas áreas envolventes desta bacia tectónica.

De acordo com RIBEIRO (1984) in CABRAL (1993), o "vale tifónico" das Caldas da Rainha, não corresponde a uma paleodepressão de erosão diferencial, preenchida por sedimentos pliocénicos e exumada no decorrer do Quaternário, mas uma bacia tectónica, limitada por falhas inversas, desenvolvida posteriormente à sedimentação dos sedimentos placencianos.

Na mesma área, existe alguma controvérsia relativamente à génese da superfície culminante do planalto litoral, a ocidente da serra dos Can-

deeiros e da região a ocidente de Coimbra - Pombal, existindo duas hipóteses quanto à sua génese: a hipótese clássica, defendida por George Zbyszewski e Carlos Teixeira e uma hipótese alternativa, citada por CABRAL (1993).

Na hipótese clássica, a superfície do planalto litoral corresponderia a uma plataforma de abrasão marinha, talhada nas formações pliocénicas, ou ao topo de sedimentos correlativos de uma invasão marinha, que TEIXEIRA (1979) considerou ainda do final do Pliocénico. Esta hipótese corresponde ao modelo defendido por Zebyszewski e Teixeira sobre a evolução do Pliocénico para o Quaternário no território português (ZBYSZEWSKI 1943 in PENA DOS REIS & CUNHA 1989; ZBYSZEWSKI, 1949; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; TEIXEIRA, 1979). Segundo esta hipótese, teria havido uma segunda reocupação pelo mar, posterior à transgressão do início do placenciano (3,4 a 3 milhões de anos), responsável pelo último retoque erosivo do planalto litoral e pela deposição dos calhaus com forma de amêndoas, designados por "bichouros". Estes depósitos corresponderiam à associação de fácies M2 de CUNHA (1993, Fig. 3. 24).

Na hipótese alternativa, o planalto litoral corresponderia a uma superfície de erosão subaérea, desenvolvida sobre as formações pliocénicas do placenciano, cuja espessura seria superior à actual. Esta hipótese parece reforçada pelos testemunhos de areias marinhas, conservadas na vertente ocidental da serra dos Candeeiros a uma cota de aproximadamente 280-300 m (DAVEAU, 1973, in CABRAL, 1993), superior à superfície do planalto litoral, definindo, provavelmente, a paleolinha de costa correlativa da grande transgressão placenciana.

Não há ainda um estudo sério que integre as áreas a ocidente e a oriente da serra dos Candeeiros de modo e esclarecer estas conjecturas teóricas. No entanto, as informações recolhidas na bacia do Tejo, parecem ir, à primeira vista, de encontro à hipótese alternativa de CABRAL (1993) uma vez que, nesta bacia, os Cgl. SA/Arenitos de Ulme, colocados numa posição estratigráfica sensivelmente equivalente à dos sedimentos placencia-

nos do planalto litoral, encontram-se truncados por uma superfície de erosão subaérea (NML). Terão as duas áreas (planalto litoral ocidental e bacia do Tejo) tido uma evolução semelhante? O esclarecimento deste problema, através de um trabalho que integre as áreas a ocidente e oriente do Maciço Calcário Estremenho, constituirá um trabalho estimulante, que deverá abrir caminho para melhor compreender a evolução Plio-Quaternária de diferentes regiões do País.

Considerando as características do NML e o período em que o mesmo é suposto ter-se desenvolvido (2,6 a 1,6 milhões de anos ?), ou seja: num quadro de tendência de descida do nível do mar; de paroxismo tectónico, que nesta área se pode ter manifestado num levantamento de conjunto da bacia e numa provável deterioração das condições climáticas, relativamente ao período anterior de deposição dos Cgl. SA, mais facilmente se poderá compreender o primeiro encaixe da drenagem na superfície culminante e a génese erosiva deste nível. Pressupõem-se condições favoráveis à génese de superfícies de aplanamento, por erosão lateral dos cursos de água e retrocesso paralelo das vertentes, ou seja, condições climáticas de semi-aridez, com precipitações irregulares e concentradas.

Os terraços mais antigos do Tejo (T1), ou seja, associados a eixos organizados da drenagem, devem ter-se formado já na fase final do NML, pois aparecem apenas nas extremidades deste nível, próximos dos cursos de água actuais.

Os depósitos destes terraços correspondem aos primeiros transportes feitos pelos actuais eixos de drenagem, mas a separação destes depósitos dos Cgl. SA não é fácil de estabelecer, razão pela qual, a cartografia geológica quase nunca os separa, excepto a jusante da serra de Almeirim, onde as diferenças litológicas, entre o complexo argilo-gresoso (Miocénico e Pliocénico indiferenciados) e os conglomerados dos terraços permitiu essa diferenciação.

Os terraços T1 são pouco espessos (geralmente menos de 5 m). O estudo petrográfico e sedimentológico destes terraços, comparativamente aos Cgl. SA com fácies fluvial revelou que: 1) nos terraços T1, o quartzo

surge com valores percentuais de 30% a 35%, enquanto nos Cgl. SA, os calhaus de quartzo representam 19% da composição e com fraca variação em torno deste valor; 2) na fracção arenosa dos terraços, existe maior percentagem das classes extremas, tanto do lado dos grosseiros como do lado dos finos e abaixamento das classes de granulometria intermédia, revelando, por conseguinte, uma calibragem mais deficiente; 3) na fracção arenosa dos terraços, a moda pode corresponder à classe de maior dimensão ($\phi$ -2,25), situação que nunca se verificou nos Cgl. SA; 4) nos mesmos sítios de recolha de amostras, o MPS dos conglomerados dos terraços é ligeiramente superior ao MPS dos Cgl. SA.

Ao nível dos afloramentos dos terraços T1, observam-se outras diferenças relativamente aos Cgl. SA, das quais destacamos:1) estruturas sedimentares formadas por barras maciças de conglomerados *clast supported*, com alguns metros de espessura, enquanto nos Cgl. SA, estas estruturas, estando também presentes, intercalam-se frequentemente com corpos lenticulares arenosos; 2) maior heterometria e dimensão dos clastos dos terraços T1, conferindo ao depósito o aspecto mais imaturo; 3) uma matriz arenosa mais solta; 4) maior percentagem de quartzo (aumento de cerca de 10%) relativamente aos Cgl. SA com fácies fluvial; 5) tonalidades acastanhadas, enquanto nos Cgl. SA, predominam as tonalidades alaranjadas e avermelhadas. Existem, no entanto, excepções, a este respeito, como acontece com os terraços T1 de Glória do Ribatejo e St$^{o}$ Estevão que exibem uma forte rubefacção.

O aumento do quartzo nos terraços reflecte uma contaminação com materiais oriundos do soco, ou de outras unidades litostratigráficas da bacia, mais ricas neste mineral, como sejam os Cgl. RM e os Cgl. SA com fácies de leque aluvial ao norte do Tejo.

A maior imaturidade dos depósitos dos terraços T1 relativamente aos Cgl. SA com fácies fluvial, evidenciada tanto nos elementos siliciclásticos grosseiros, como na matriz arenosa, poderá ter a ver com: 1) trajectos mais curtos, mas de maior declive longitudinal dos cursos de água, em virtude do encaixe da drenagem e da sua reorganização em eixos preferenciais, no

interior da bacia; 2) um confinamento maior do vale, relativamente ao período anterior em que se depositaram os Cgl. SA, conferindo aos caudais torrencialidade superior; 3) a alteração climática no final do Pliocénico terminal, início do Quaternário, relativamente ao período em que se depositaram os Cgl. SA.

Alguns terraços T1 apresentam forte rubefacção; é o caso dos terraços de Glória do Ribatejo e St$^{o}$ Estevão. Recordemos que uma rubefacção pós-deposicional também afecta os leques aluviais da Formação de Panóias (PIMENTEL, 1997), cujo posicionamente estratigráfico não deve afastar-se muito dos terraços T1 da bacia do Tejo. Estes poderão ser ligeiramente posteriores àquela formação, pois aparecem já no final do desenvolvimento do NML, considerado ligeiramente anterior à deposição das *rañas* da Formação de Panóias. Alguns destes terraços podem, portanto, ter sido sujeitos às mesmas alterações pedogénicas, que afectaram aquela formação do Baixo Alentejo e Bacia do Sado.

Abaixo dos terraços T1 desenvolveram-se outros níveis de terraço, cujo posicionamento estratigráfico deve situar-se dentro do Quaternário.

No que respeita ao número de patamares de terraço, a cartografia geomorfológica mostra diferenças, entre o baixo vale do Tejo, a jusante de Vila Nova da Barquinha e o troço E-W deste rio, a montante desta localidade (médio Tejo).

Na margem esquerda do troço do baixo Tejo, reconhecem-se quatro patamares tipo: Ferrarias (T1), Bilrete (T2) e Alpiarça (T3) e Benfica do Ribatejo (T4), mas apenas os três primeiros mostram grande continuidade naquela margem.

No médio Tejo, reconhecem-se cinco patamares tipo: Martim Pais (T1), St$^{a}$. Margarida da Coutada (T2), Base Aérea de Tancos (T3), Atalaia (T4) e Golegã (T5). O maior número de patamares de terraço, entre os troços do médio e baixo vale do Tejo, parece estar associado ao levantamento desta área da bacia, contígua ao troços E-W do Tejo, relativamente à área, ou à margem esquerda da bacia, contígua ao troço do baixo Tejo.

Alguns dos patamares tipo subdividem-se em escalonamentos secundários, tanto no baixo como no médio Tejo. Estas complexidades parecem estar associadas a deslocamentos tectónicos locais, de fraca amplitude (área de Glória do Ribatejo, por exemplo).

Os principais níveis de terraço do baixo Tejo, representados pelos terraços tipo de Ferrarias (T1), Bilrete (T2) e Alpiarça (T3), revelam a mesma natureza e enquadramento morfológico dos patamares de Martim Pais (T1), Stª. Margarida (T2) e Base Aérea (T3), do médio Tejo, sugerindo continuidade destes patamares superiores, entre o médio e baixo Tejo, pelo menos durante determinado período. Cada patamar mantém, no respectivo troço do Tejo, uma altitude progressivamente decrescente para jusante. Contudo, na área da Chamusca, o ressalto tectónico entre os compartimentos a norte e a sul da falha da ribeira de Ulme desloca os três patamares tipo superiores, que mantêm a mesma organização, em termos de escalonamento, no compartimento abatido, ao sul daquele acidente, tendo, os patamares mais recentes sofrido movimentações de menor amplitude do que os mais antigos. Esta movimentação tectónica, terá originado, no troço do médio Tejo, o patamar tipo de Atalaia (T4) que, neste caso, deverá ser correlativo do terraço de Alpiarça (T3) do baixo Tejo. Os achados arqueológicos paleolíticos (Paleolítico médio-inferior), encontrados na estratigrafia do terraço de Atalaia, e à superfície, no terraço superior de Tancos (T3) (GRIMALDI *et al.*, 1997), compreendem um período de tempo demasiado longo, que não podendo confirmar a correlação entre o terraço de Alpiarça e o terraço de Atalaia, também não a desmentem.

No baixo Tejo, perfis litostratigráficos e sondagens hidrogeológicas, no terraço de Alpiarça, indicam espessuras de enchimento deste terraço que variam entre 30 m, em Almeirim, e 90 m, no Porto Alto. Este enchimento é constituído por um empilhamento areno-conglomerático, na base, a que se sobrepõem, de modo brusco, sedimentos arenítiços e silto-argilosos. O reconhecimento da superfície erosiva basal, limite de sequência (*sequence boundary*), de importância regional e a evolução granulométrica vertical de fácies concordam com as características normalmente

exibidas por enchimentos de vales escavados, posteriomente inundados com a subida do nível do mar (*incised-valley systems*), a seguir a um período pluvial frio do quaternário, nesta latitude, ou glaciário do Norte da Europa.

O paleovale do terraço de Alpiarça muito provavelmente terá sido escavado durante a descida do nível do mar, o enchimento aluvial que o preencheu posteriormente, pode ter começado a acumular-se no final do nível baixo do mar, início da subida, mas a maioria dos sedimentos ter-se-ão depositado durante a fase transgressiva seguinte.

No mesmo sentido apontam algumas datações por termoluminescência, efectuadas nos níveis estratigráficos superiores do terraço de Alpiarça, que dão idades muito próximas do interglaciar Eemiano (RAPOSO & SANTOJA, 1995; AZEVEDO *et al.*, 1998). Estes níveis estratigráficos superiores do terraço de Alpiarça suportam indústrias Acheulense e Micoquense (RAPOSO *et al.*, 1985), confirmando a ideia deste autor, que aponta para o final do Plistocénico Médio, início do Plistocénico superior, a idade dos níveis estratigráficos superiores deste terraço.

No sentido longitudinal, as mudanças de fácies para o lado do mar parecem mostrar recorrências mais grosseiras, nas área de jusante, característica que não é perceptível a montante, onde as sondagens parecem revelar um enchimento simples, ou seja, formado durante uma única sequência deposicional. A jusante, as recorrências de fácies grosseiras parecem revelar um enchimento mais complexo, composto de múltiplas fases de progradação e retrogradação dos materiais grosseiros (ver Fig. VII-17). Estas fases podem reflectir pequenas oscilações eustáticas, que não se fizeram sentir a montante, deslocamentos tectónicos naquela área, ou aumento de caudal e carga grosseira, associado à confluência das ribeiras de Magos e do rio Sorraia, que poderá ter permitido uma progradação das litofácies grosseiras, trazidas por estes cursos de água.

A uma escala territorial mais alargada, ou seja, considerando os troços do médio e baixo Tejo, em conjunto, verifica-se uma mudança de fácies, no sentido longitudinal, entre os terraços da Base Aérea de Tancos

(T3) e Atalaia (T4) do médio Tejo, relativamente ao terraço de Alpiarça (T3) do baixo Tejo. Nos terraços do médio Tejo não se verificam as litofácies finas que caracterizam a parte superior do terraço de Alpiarça. A esta escala de análise, a referida mutação longitudinal de fácies, entre os terraços do médio Tejo, com possível relação funcional com o terraço de Alpiarça, pode traduzir igualmente uma subsidência tectónica da margem esquerda do troço do baixo Tejo, a jusante da Chamusca e, consequentemente, uma subida relativa do nível do mar a nível regional. Se essa subida do nível do mar tiver sido, em simultâneo, de origem glacio-eustática e tectónica, a subida do nível do mar terá sido muito rápida, nesta área. Uma rápida subida do nível do mar poderá explicar a brusca mutação vertical de fácies, verificada nas sondagens e nos perfis do terraço de Alpiarça, separando um cortejo sedimentar de nível baixo do mar de um cortejo sedimentar correspondente à fase transgressiva.

A proximidade do troço do baixo Tejo relativamente ao oceano, foi um elemento importante na apreciação que fizemos sobre a influência do eustatismo nas características do enchimento do terraço de Alpiarça. Este terraço chega a apresentar semelhanças, em termos de constituição, evolução granulométrica de fácies e de espessura total, com o enchimento holocénico. A espessura do terraço de Alpiarça, está dentro dos limites aceitáveis de um enchimento, que preenche um vale escavado, comandado por descida do nível do mar, com amplitude da mesma ordem de grandeza da descida eustática ocorrida no Último Período Glaciário. Essas analogias levam a encarar a possibilidade do enchimento do terraço de Alpiarça ter sido controlado pelos mesmos factores que comandaram o enchimento holocénico. Não se desprezam outros factores condicionantes do enchimento deste terraço, como o clima, a tectónica (falhas da ribeira de Ulme e do vale inferior do Tejo) a que fizemos referência e a geometria do vale. Deste modo, o pavimento conglomerático da base do enchimento do terraço de Alpiarça e o carácter progradante deste enchimento poderá ter sido ajudado por fortes caudais, decorrentes das condições climáticas que caracterizaram os períodos pluviais frios do Quaternário e pela geometria de vale escavado. As estruturas sedimentares do referido empilhamento

grosseiro, apresentadas nos perfis litostratigráficos, sugerem um rio cascalhento de canais entrançados, ou seja, estruturas compatíveis com um sistema fluvial sujeito a oscilações de fluxo elevadas, que deveriam caracterizar o regime hidrológico do Tejo durante a deposição do empilhamento areno-conglomerático da base do terraço. Pressupõem-se, portanto, durante a deposição do empilhamento areno-conglomerático da base do terraço, condições climáticas idênticas às do Último Período Glaciário, nesta área da Península Ibérica. Por sua vez, os sedimentos silto-argilosos, sobrepostos aos materiais areno-conglomeráticos, poderão reflectir uma diminuição de caudal, relacionada com o clima do Último Interglaciar, a que se associa uma alteração da geometria do vale, à medida que este ia ficando preenchido com sedimentos. Admitimos uma evolução de um vale escavado, para uma forma menos confinada, possivelmente de planície de inundação, com um rio sinuoso, de canal único.

Na bacia do Tejo, muitas vertentes e rebordos interiores de terraço retrocederam, ou foram modeladas em *glacis*. Alguns enchimentos de terraço parecem ter sido retocados pela erosão e modelados em superfícies daquele tipo, como parecem revelar depósitos de recobrimento superficial, de caracter coluvial, subtraídos ao rebordo de patamares superiores ou à própria superfície do terraço. Os ditos recobrimentos são característicos do funcionamento dos *glacis*. Retoques erosivos semelhantes poderão ter afectado o terraço de Alpiarça. Por isso, não se conhecendo a extensão do enchimento aluvial deste terraço sobre as áreas que delimitavam o paleovale, não é seguro que todo o patamar morfológico do terraço de Alpiarça corresponda a um terraço de acumulação.

Na BTBT, o desenvolvimento dos *glacis* parece ter sido favorecido a partir dos desnivelamentos criados pelos embutimentos dos sucessivos níveis de terraço, mas também por condições estruturais, como sejam: movimentos de flexura (balançamentos); desnivelamentos tectónicos em materiais brandos da bacia, rapidamente regularizados em *glacis*; ou na base de escarpas de falha exumadas, mas pouco dissecadas. Em muitos casos, os *glacis* ligam-se a terraços definindo formas em *glacis*-terraço. É possível

que as condições climáticas dos períodos frios do Quaternário possam ter favorecido este tipo de evolução das vertentes. A instabilidade meteorológica, associada à passagem de depressões ciclónicas e de frentes frias, com aguaceiros violentos, favorecendo a escorrência em toda a superfície da vertente, em detrimento da infiltração, devem ter contribuído para o desenvolvimento dos *glacis*. Não será alheio ao aparecimento deste tipo de formas, a natureza dos materiais constituintes da bacia, formados por sedimentos com fraca coesão e diferentes granulometrias, capazes de rapidamente saturarem os pequenos regatos sobre as vertentes, favorecendo a erosão lateral e impedindo-os de se concentrarem.

## 5- AS DEFORMAÇÕES TECTÓNICAS: CRITÉRIOS, ESTILOS, AMPLITUDE DAS DEFORMAÇÕES E LINHAS DE INVESTIGAÇÃO FUTURAS.

O relevo da bacia surge monótono e com desníveis modestos (os mais importantes foram criados pelos embutimentos dos vales). Mas além destes, reconheceram-se outros desníveis, atribuídos a deformações tectónicas deduzidas por critérios geomorfológicos, estratigráficos e geológicos.

Os critérios geomorfológicos são os mais numerosos e entre estes salientamos: degraus rectilíneos, interrompendo a continuidade da superfície culminante da bacia e da superfície fundamental; aumento acentuado do declive da superfície culminante, sem, aparentemente, esta ter sofrido um retoque erosivo; subdivisões do mesmo nível embutido em compartimentos sujeitos a movimentos verticais diferenciados, situação que também se aplica aos terraços; rebordos de erosão atenuados em áreas de subsidência e nítidos nas áreas mais estáveis, ou de relativo levantamento; alteração da forma dos vales e roturas de declive no perfil longitudinal dos cursos de água, quando estes transpõem escarpas de falha; ocorrência de troços de agradação, encaixe, ou variação da sinuosidade dos cursos de água, como resposta a eventuais deformações tectónicas das áreas transpostas pelos cursos de água; desenvolvimento assimétrico de formas de

relevo (vales dissimétricos, disposição assimétrica de terraços fluviais nas margens dos rios, em conjugação com o desenvolvimento assimétrico de drenagens; áreas de convergência (modelo centrípeto) e divergência (modelo centrífugo) da drenagem, denunciadoras de abatimentos e levantamentos localizados; alargamentos do vale do Tejo (alvéolos), limitados por escarpas rectilíneas, associados a áreas de agradação.

Muitas deformações tectónicas foram deduzidas pela conjugação de elementos morfológicos e estratigráficos, como seja, a truncatura de unidades litostratigráficas diferentes pela mesma superfície de erosão.

Em termos morfológicos, o estilo das deformações tectónicas surge diverso e difícil de separar do trabalho da erosão. Essa dificuldade deve-se fundamentalmente aos seguintes factores: 1)desníveis morfológicos de origem tectónica directa pequenos (entre 20 e pouco mais de 50 m); 2) deformações de grande raio de curvatura, que não são visíveis, na maioria dos casos, à escala de um afloramento, mas deduzidos por observação de vários cortes; 3) acção da drenagem, que se organiza, quase sempre, em concordância com as deformações de grande raio de curvatura da superfície culminante, convergindo para as áreas subsidentes, o que dificulta a destrinça entre as deformações tectónicas e o trabalho da erosão por convergência das suas acções. Esta situação parece acontecer ao norte de Abrantes, onde o balançamento da superfície culminante poderá estar ligeiramente exagerado pela erosão de cursos de água N-S, concordantes com o declive da superfície de acumulação dos referidos leques. O mesmo problema coloca-se no interior dos vales dissimétricos, da ribeira de Sor, dos rios Tejo e Sorraia, onde a deformação tectónica inicial se encontra mascarada pelos sucessivos escalonamentos de terraços. Passa-se o mesmo com os *glacis*, originados a partir de uma deformação estrutural. Nestas rampas, os declives resultantes da deformação estrutural podem estar exagerados, ou atenuados pela componente erosiva posterior. Apesar das complexidades no reconhecimento das deformações tectónicas, pode-se concluir que a superfície culminante apresenta desníveis que não resultam apenas do declive inicial de uma superfície de acumulação, mas tra-

| **Acidente** | ***Deslocamento vertical aprox. (metros)*** | ***Taxa mm/ano*** |
|---|---|---|
| Falha da rib[a] de Ulme | 50 | 0,016 |
| Falha da rib[a] de Pai Poldro | 27 | 0,009 |
| Falha de Crato | 50 | 0,016 |
| Falha da rib[a] de Longomel | 40 | 0,013 |
| Falha da rib[a] de Sor (P. de Sor) | 58 | 0,019 |
| Empolamento de Vale de Água | 75 | 0,025 |
| Empolamento de S. Facundo | 75 | 0,025 |
| Falha de Cabeção | 50 | 0,016 |
| Falha de Maranhão | 23 | 0,008 |
| Falha de Gavião | 55 | 0,018 |
| Degrau de Abitureira | 68 | 0,023 |
| Degaru de Amieira Cova | 20 | 0,006 |
| Horst de Abrantes | 63 | 0,021 |
| Horst de Medroa | 49 | 0,016 |
| Falha de Caretão (Chão do Rei) | 49 | 0,016 |
| Falha de Codes | 55 | 0,018 |
| Falha de Estevais | 50 | 0,016 |
| Média | 50,4 m | 0,016 |

Quadro X-1 Deslocamentos verticais e taxas de deslocamento verticais de alguns degraus tectónicos da bacia do Tejo.

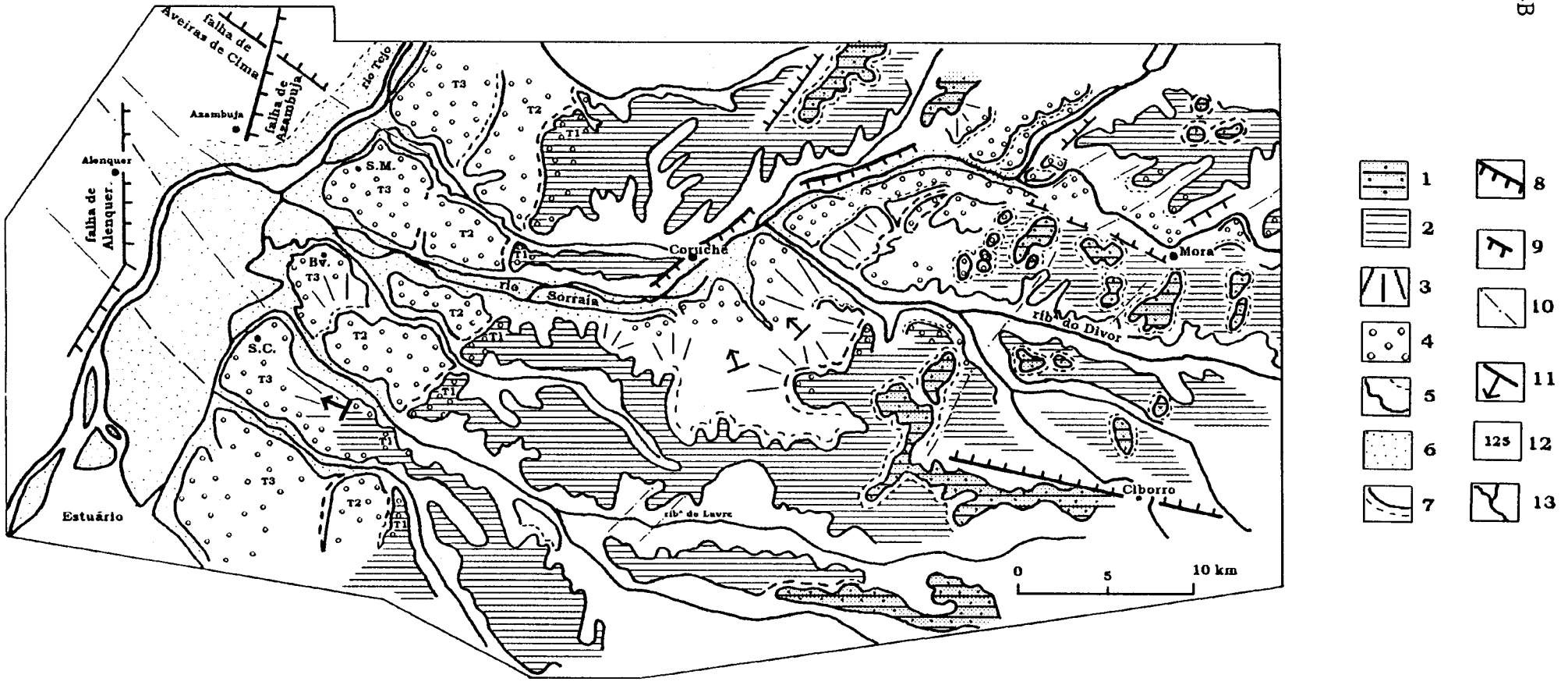



Fig. X-1 Mapa geomorfológico da área meridional da Bacia do Tejo.

1-superfície culminante da bacia; 2-nível de Mora-Lamarosa (primeiro embutimento); 3-*glacis*; 4-terraços de acumulação; 5-terraços de erosão; 6-planície aluvial actual; 7-alto e base de vertente ou rebordo exterior e inferior de terraço; 8-escarpa de falha; 9-escarpa de falha provável; 10- fracturas fotointerpretadas; 11-deformação de tipo balança; 12-altitudes em metros; 13-cursos de água.

duzem movimentações do soco, que não são totalmente absorvidas pelos depósitos da bacia.

A maioria dos deslocamentos tectónicos, referidos no trabalho (capítulos II e III), foram estimados com base a referência estratigráfica, materializada pela descontinuidade da base dos Cgl. SA, reconhecida desde a extremidade nordeste da bacia, às regiões de Mora e Almeirim. Estimam-se deslocamentos verticais de 20 a 75 m, aproximadamente, que equivalem a taxas de deslocamento compreendidas entre 0,006 mm/ano e 0,025 mm/ano, considerando uma idade placenciana (3 milhões de anos) para os Cgl. SA (Quadro X-1). Estas taxas são inferiores às observadas na falha da Vilariça, durante o Quaternário, onde se registam taxas de deslocamento de 0,5 mm/ano segundo a direcção da falha e de 0,2 mm/ano, no plano vertical, durante os últimos 2 milhões de anos (CABRAL, 1989). No entanto, as taxas de deslocamento vertical, estimadas na bacia do Tejo, aproximam-se das taxas médias de deslizamento no plano da falha do Ponsul, que variam entre 0,026 mm/ano e 0,065 mm/ano, nos últimos 2 a 2,5 milhões de anos (CABRAL, 1993), ou uma taxa de 0,05 mm/ano de deslocamento vertical, produzido pela mesma falha, nos últimos 2 milhões de anos (DIAS & CABRAL, 1989, p. 16).

O declive inicial da superfície culminante, juntamente com as deformações tectónicas e a rede de fracturas que a afectaram esta superfície, parecem ter sido determinantes na orientação e organização dos padrões de drenagem. Assim se compreende a orientação predominante da drenagem de NNE para SSW, na maior parte bacia, assim como a que não concorda com esse declive inicial da superfície culminante, destacando-se, neste caso, a inflexão para NW dos cursos de água, ao sul do Tejo, da área contígua ao troço E-W deste rio e os cursos de água, ao sul do rio Sorraia, com orientação para o quadrante WNW (Fig. X-1). Não sendo conhecidos casos de escoamentos contraditórios com declive inicial da superfície culminante, excepto onde esta superfície apresenta deformações estruturais contrárias ao declive inicial da mesma, tudo indica que a drenagem da bacia será relativamente recente (posterior à deposição dos Cgl. SA).

Em todo o caso, as deformações tectónicas responsáveis pelas inflexões dos escoamentos, atrás referidos, devem ter ocorrido logo a seguir à fase final de colmatação da bacia, que definiu a superfície culminante e imediatamente antes da drenagem se ter encaixado em eixos preferenciais. Nesse período, que julgamos de importante actividade tectónica, a drenagem foi-se adaptando às deformações estruturais, quer correndo a favor dos balançamentos de grande raio de curvatura, concentrando-se sobre os principais acidentes e áreas subsidentes, quer divergindo das áreas em soerguimento.

Os eixos principais da drenagem parecem ter sido decalcados sobre os próprios acidentes tectónicos, dada a coincidência das direcções de drenagem com as orientações dos acidentes mais importantes do território português. O troço do baixo Tejo, das ribeiras de Sor, da Seda e de Erra parecem ter sido decalcados em acidentes NNE-SSW. Os acidentes com esta orientação parecem funcionar, no Quaternário, como falhas de desligamento esquerdo (RIBEIRO, 1984, CABRAL, 1989, SEQUEIRA *et al.*, 1997), podendo apresentar, associadas, depressões alongadas e dissimétricas (depressão de Ponte de Sor-Montargil) e compartimentos levantados (*horsts* de Montargil e Galveias).

Teria grande interesse conhecer os esquemas tectónicos que melhor explicam alguns dos elementos morfológicos referidos neste trabalho. Atrevemo-nos a apontar algumas propostas de interpretação tectónica, para determinados elementos morfológicos da bacia, tendo consciência de que a realidade será, certamente, mais complexa, do que as simplificações apresentadas. Tais propostas poderão, no entanto, constituir a base para um trabalho interdisciplinar futuro.

Por exemplo, o vale dissimétrico do Sorraia, a depressão do Couço e o *horst* de Montargil, mais a norte, são elementos morfológicos, que parecem ajustar-se ao jogo de duas falhas de desligamento esquerdo NNE-SSW, dispostas *en-echelon*; uma sobre a ribeira de Erra, outra sobre a ribeira de Sor, curvando esta para a direcção NE-SW, no troço do Sorraia a jusante do Couço (Fig. X-2). Num esquema tectónico deste tipo, o *horst* de

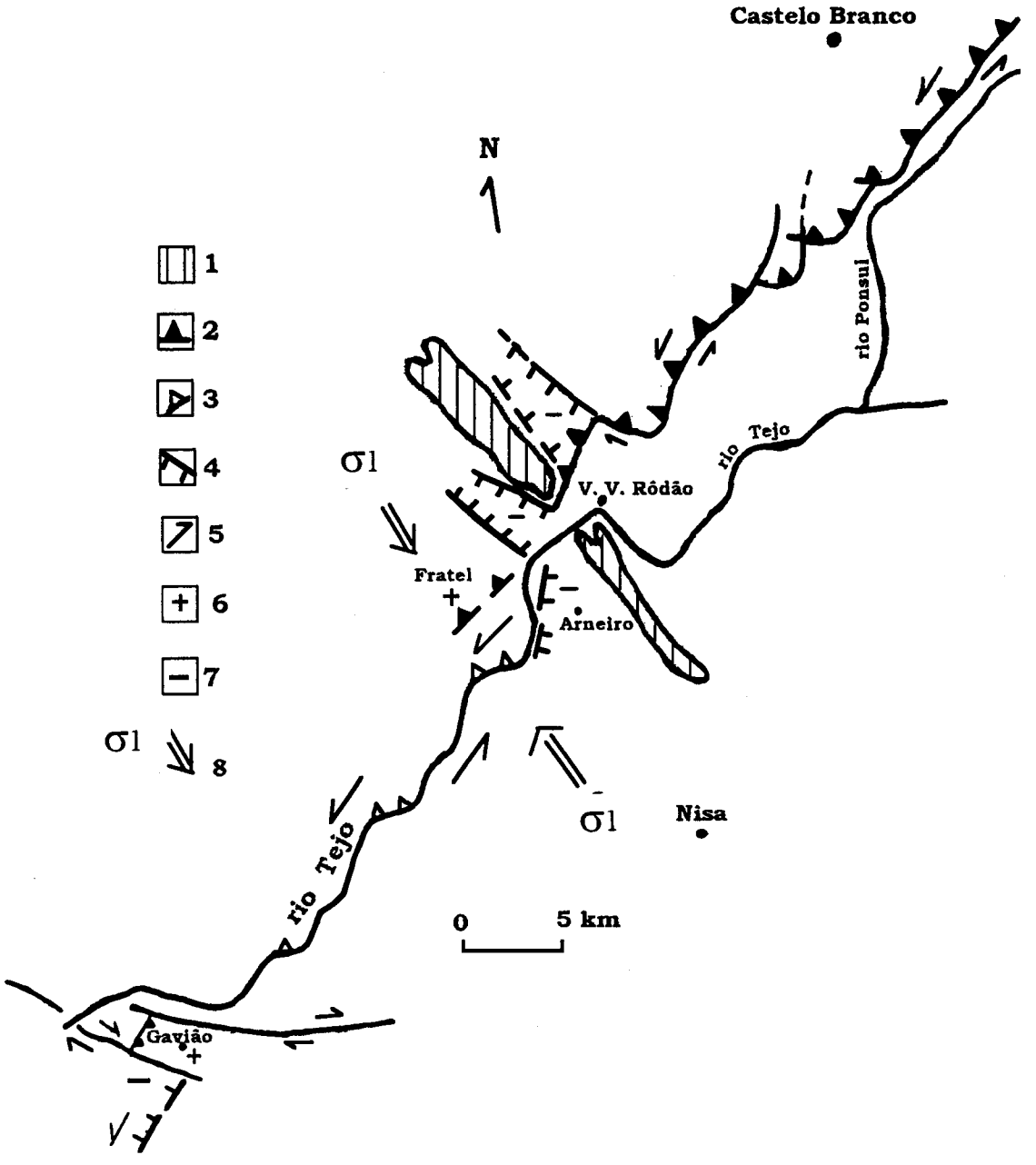



Fig. X-5 Proposta de interpretação tectónica dos fossos do Arneiro e Vilas Ruivas, associados à falha do Ponsul. 1-cristas quartzíticas; 2-falha do Ponsul (movimento inverso mostrado pelos dentes no compartimento levantado); 3-zona de contracção de fracturação *en-echelon*; 4-falha normal; 5-falha de desligamento; 6-área de empolamento; 7-área de abatimento; 8-direcção do esforço de compressão máximo.

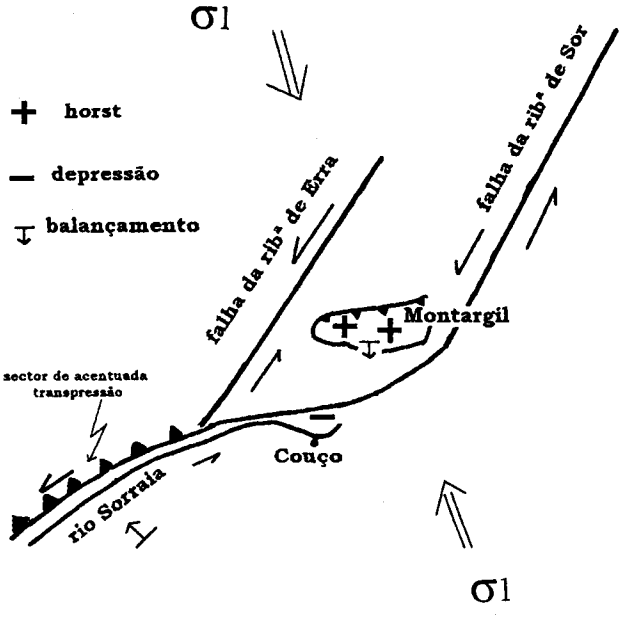



Fig. X-2

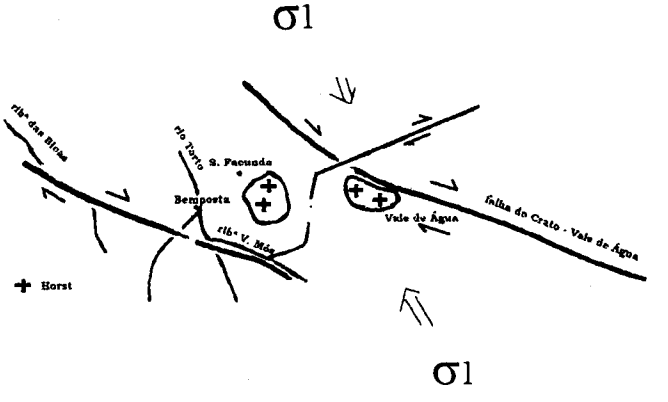



Fig. X-3

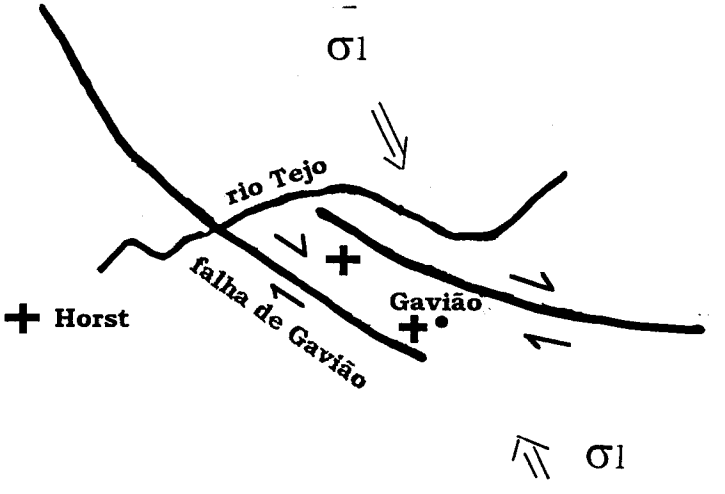



Fig. X-4

Figs. X-2; X-3; X-4 Propostas de interpretação tectónica do *horst* de Montargil, depressão do Couço e escarpa do Sorraia; dos empolamentos de S. Facundo-Vale de Água e do *horst* de Gavião.

Montargil situa-se na área de sobreposição à direita das falhas de desligamento esquerdo (*right stepover along left-handed strike-slip faults*). Esta área está sujeita a um esforço compressivo, orientado obliquamente em relação às duas falhas principais (RAMSAY & HUVER, 1987; PRICE & COSGROVE, 1990; DAVIS & REYNOLDS, 1996). Por sua vez, um movimento de rotação do *horst* de Montargil explicaria a depressão do Couço e a escarpa (cavalgamento?) do lado norte do *horst*, assim como a descida gradual de cotas que este apresenta a partir da escarpa norte para depressão do Couço. A inflexão para o quadrante nordeste da falha da ribeira de Sor, a jusante do Couço, favorece uma acentuação do movimento transpressivo, naquele sector da falha de desligamento e a formação da escarpa do Sorraia a que fizemos referencia no capítulo IX.

Outro caso, que apresentamos como proposta de interpretação, situa-se mais a norte; referimo-nos aos empolamentos de S. Facundo e Vale de Água. Estes empolamentos também se podem adequar a uma área de sobreposição à esquerda de duas falhas de desligamento direito (*left stepover along right-handed strike slip faults*) com orientação WNW-ESE, uma sobre a ribeira de Vale das Mós, outra sobre a ribeira de Coalhos, a última na continuação para ocidente da falha de Crato-Vale de Água (Fig. X-3). Um esquema tectónico semelhante explicaria o *horts* de Gavião (Fig. X-4). Por sua vez, a montante desta localidade, os sucessivos troços NNE-SSW do Tejo parecem seguir uma fracturação *en-echelon*, com disposição sucessivamente à direita (*right stepovers*) (Fig. X-5) de um provável prolongamento para sudoeste da falha do Ponsul (SEQUEIRA *et al.*, 1997). Uma segmentação do acidente deste tipo não favorece a abertura de depressões ao longo do mesmo, como a que se encontra a sul, entre Ponte de Sor e Montargil, ou a norte (fosso do Arneiro, do lado sul das cristas de Ródão). Este fosso, no entanto, coincide com o único troço do Tejo, onde a disposição *en-echelon* se faz à esquerda (*left stepover*), que em falhas de desligamento esquerdas constituem locais de separação por tracção (*releasing locations*).

A escarpa de falha de Arneiro foi interpretada como prolongamento, para sul das cristas de Ródão, da falha do Ponsul, com comportamento

predominante de falha inversa[2] (DIAS & CABRAL, 1989), o que parece contraditório com o que acabamos de descrever. O comportamento inverso da falha do Ponsul está de acordo com a segmentação deste acidente *en-echelon* e escalonamento sucessivamente á direita, que a geometria deste acidente apresenta entre Vila Velha de Ródão, a norte das cristas quartzíticas, e Moraleja (Espanha) (DIAS & CABRAL, 1989). Não sucede o mesmo no sector que estabelece a ligação entre a falha do Ponsul, a norte das cristas quartzíticas e o (mesmo?) acidente, salientado pelo escalonamento *en-echelon* dos troços do Tejo (Fig. X-5). O fosso do Arneiro parece, portanto, coincidir com uma inflexão localizada (escalonamento à esquerda) da geometria geral *en-echelon* à direita da falha do Ponsul. Os diversos segmentos desta falha, a norte das cristas, estão ligados por falhas de transferência NW-SE com movimento lateral oblíquo direito (DIAS & CABRAL, 1989). No troço de ligação, em análise, este tipo de falhas poderá ser responsável pela abatimento do compartimento de Vilas Ruivas, compreendido entre as cristas quartzíticas e o esporão saliente de Fratel, a que fizemos referência no capítulo IX (falhas N10W, 80S próximo de Vilar de Boi). Um dispositivo tectónico semelhante ocorre do lado nordeste das cristas de quartzito.

No seguimento desta linha de investigação, teria grande interesse confirmar as propostas que acabamos de descrever e conhecer os mecanismos tectónicos que explicam a abertura dos alvéolos do Tejo.

A formação de *grabens* não surge particularmente favorecida no interior da bacia, pelo menos em termos de estruturas de grandes dimensões, predominando sobretudo movimentos relativos diferenciais nos compartimentos limitados por falhas. Esta constatação deverá ser entendida num quadro de regime transpressivo predominante, em que funcionam os acidentes NNE-SSW, NE-SW e N-S no Quaternário (RIBEIRO, 1984; CABRAL, 1989; SEQUEIRA *et al.*, 1997). Os *grabens* parecem estar associados aos acidentes com orientação NNW-SSE a WNW-ESE, como os que limitam o compartimento abatido de Vilas Ruivas, entre as cristas de Ródão e

[2] A falha do Ponsul apresenta também um movimento oblíquo esquerdo, sobretudo nos troços NNE-SSW a N-S (Dias & Cabral, 1989).

o compartimento de Fratel (Fig. X-5). Outros fossos tectónicos, como o de Carvoeiro, no interior do sinclinório de Amêndoa, o compartimento abatido entre os maciços de Bando e Bando dos Santos, a ocidente do fosso de Carvoeiro, o corredor deprimido entre o maciço de Bando dos Santos e a serra de Aboboreira, o compartimento deprimido, a norte de Castelo do Bode e a depressão de Tancos encontram-se limitados por acidentes com orientação para o quadrante NW (Fig. X-6). Na área oriental da bacia, as depressões de Torre das Vargens-Chança, o fosso de Valongo e a depressão de Maranhão estão limitadas por acidentes com idêntica orientação (Fig. X-7). Os alvéolos do Tejo encontram-se também limitados por acidentes NW-SW e WNW-ESE, mas os esquemas de movimentação e geometria de falhas que deram origem a estas depressões requerem um estudo interdisciplinar, sobretudo na maneira como se articulam os acidentes NNE-SSW e N-S com os acidentes NW-SE. Parecem ser, sobretudo, os acidentes com esta orientação, que mostram evidências de jogarem com uma componente de movimentação normal, concordando com o que se passa noutras áreas do País, como o fosso de Rio Maior e falha de Grândola (RIBEIRO, 1984; CABRAL, 1993).

## 6-PRINCIPAIS EPISÓDIOS DA EVOLUÇÃO PLIO-QUATERNÁRIA DA BACIA

Procuramos resumir os principais episódios de sedimentação e encaixe fluvial, a interferência do eustatismo e da tectónica nesses processos, tentando uma possível ordenação cronológica dos mesmos. Parte desta ordenação é apresentada, como proposta, utilizando a Fig. VII-22.

1-O enchimento final da bacia, com maior representação, ocorre com o derrame dos Cgl. SA/Ar. Ulme, cuja superfície de colmatação veio a definir a superfície culminante da bacia. Parece existir consenso sobre as relações deste episódio sedimentar com as condições climáticas quentes e húmidas do Pliocénico Superior (Placenciano). Como referência cronoló-

gica, poder-se-á apontar uma idade próxima dos 3 milhões de anos para o enchimento final da bacia.

2-Imediatamente a seguir, terão ocorrido deformações tectónicas, responsáveis pelas orientações da drenagem contraditórias com o declive inicial da superfície culminante e pela formação dos vários degraus, que compartimentam esta superfície. O derrame dos leques aluviais (Cgl. VR), poderá ser correlativo desta fase de actividade tectónica. Não excluímos, no entanto, que a mesma actividade seja a continuação das pulsações tectónicas, correlativas do derrame dos Cgl. SA/ Ar. Ulme (discussão apresentada no § 4.7.4).

3-O episódio seguinte fica marcado pelo primeiro encaixe da drenagem na superfície culminante e formação do nível de Mora-Lamarosa (NML), em condições que poderão ter sido marcadas por alguma aridez do clima e abaixamento das temperaturas relativamente ao período anterior. Admitimos que o primeiro encaixe da drenagem possa estar relacionado com uma descida eustática (eventualmente retirada da componente tectónica referida anteriormente, ou com uma descida global do nível do mar relacionada com a primeiro período glaciar, correspondente ao andar Pretigliano da estratigrafia climática do norte da Europa). O NML poderá ser correlativo da superfície erosiva que se desenvolveu, no Baixo Alentejo e Bacia do Sado, ligeiramente antes da deposição da formação de Panóias (Pliocénico terminal). A título de referência, poder-se-á apontar uma idade de cerca 2 milhões de anos para este nível. Na fase final do seu desenvolvimento, formaram-se os primeiros terraços de acumulação do Tejo (T1), que denunciam uma tendência para um escoamento mais organizado em eixos preferenciais. Movimentações tectónicas, responsáveis pelas subdivisões do NML e dos terraços T1, na área de Glória do Ribatejo deverão ter ocorrido neste período.

4-O episódio seguinte ficou marcado por um importante encaixe da drenagem em toda a bacia. O carácter generalizado deste encaixe, poderá significar que o mesmo terá sido comandado por uma nova descida do nível do mar. Não é possível precisar, em termos cronológicos, o início deste

encaixe, que destruiu grande parte dos terraços T1 e antecedeu a formação dos terraços T2 do episódio seguinte. Propõe-se uma eventual relação deste encaixe do Tejo com a tendência geral de abaixamento do nível do mar, a longo prazo, compreendida entre os estados isotópicos 37 e 16 (Fig. VII-22).

5-O quinto episódio corresponde à formação dos terraços T2, com desenvolvimento generalizado nos troços do baixo e do médio Tejo. Na área de Glória do Ribatejo e serra de Almeirim terão ocorrido deformações tectónicas responsáveis pelas subdivisões deste terraço. Não existem quaisquer datações que permitam situá-lo numa escala cronológica precisa.

6-Dá-se novo encaixe da drenagem originando o paleovale que irá ser preenchido com os depósitos do terraço de Alpiarça (T3). No troço do baixo Tejo, o enchimento deste terraço parece ajustar-se às características dos enchimentos que preenchem vales escavados durante um nível baixo do mar, mas que se foram depositando durante a fase transgressiva seguinte. Achados arqueológicos e datações por termoluminescência, nos níveis estratigráficos superiores deste terraço, apontam para uma idade próxima do Último Interglaciar (estado isotópico 5e, Figs. VII-22 e VII-23). O escavamento do paleovale, que constitui o limite inferior da sequência do enchimento, poderá ser correlativo do nível baixo do mar correspondente ao estado isotópico 6, mas esta suposição deverá ser encarada ainda com reserva, atendendo ao facto de existirem mais oscilações eustáticas, das quais não se conhecem os seus efeitos nos escavamentos e enchimentos dos terraços do Tejo. Recordemos que os escavamentos poderão ser bastante mais demorados do que os enchimentos, podendo resultar de tendências gerais de descida do nível do mar, a longo prazo, englobando várias oscilações eustáticas (ver Fig. VII-22). Os primeiros enchimentos que preenchem o paleovale deste terraço, parecem traduzir ainda um regime hidrológico do Tejo compatível com as condições climáticas do um período frio do Quaternário, enquanto os sedimentos superiores (mais finos) poderão reflectir os efeitos da transgressão, uma modificação da ge-

do vale, modificação de caudal relacionada com as alterações do clima (passagem ao interglaciar), ou uma subsidência da margem esquerda do baixo Tejo, acentuando os efeitos da transgressão. Durante a formação do terraço de Alpiarça, deverão ter ocorrido movimentações tectónicas nos acidentes que limitam as áreas do baixo e do médio Tejo, responsáveis pela formação de mais um nível de terraço neste troço do rio, provavelmente ainda com relações de funcionalidade com o terraço de Alpiarça.

7-O episódio seguinte corresponde à formação do terraço de Benfica do Ribatejo, cuja génese é mal conhecida.

8-A seguir dá-se o escavamento do paleovale do Tejo, que viria a acomodar o enchimento holocénico. Esse escavamento deve-se ter concluído durante o período mais frio da Última Glaciação, há 18 a 20 mil anos.

9- Último episódio: o vale escavado é inundado, iniciando-se o enchimento associado à transgressão holocénica. A espessura deste enchimento parece ser da mesma ordem de grandeza do enchimento do terraço de Alpiarça.

Cabe-nos realçar o papel da tectónica, já referido, a propósito dos numerosos degraus que compartimentam a superfície culminante e nas considerações sobre as inflexões da drenagem, a seguir ao enchimento final da bacia, assim como nas subdivisões do NML e de terraços inferiores. Salienta-se, sobretudo, a existência de mais um nível de terraço, no troço do médio Tejo, relativamente ao troço do baixo Tejo, onde a subsidência terá sido superior. Convém salientar a tendência geral de levantamento regional, que prevaleceu, na bacia, durante o Quaternário, exceptuando, porventura, a região vestibular (CABRAL, 1993). Essa tendência de levantamento deriva certamente do regime transpressivo que caracteriza o funcionamento da maioria dos acidentes do território português, a partir do final do Miocénico e que, em parte, poderá ser responsável pelo regime exorreico, que caracterizou a bacia sedimentar durante o Pliocénico. Embora com alguma margem de erro (devido às incertezas sobre a posição do paleolitoral pliocénico e dos paleodeclives das drenagens), estimamos

deslocamentos verticais acumulados, desde o Pliocénico superior (Placenciano) de: 170 m, para a área nordeste da bacia (região de Gavião); 100 m de deslocamento vertical para a área da bacia a ocidente de Ponte de Sor e cerca de 70 m para a área a leste de Coruche.

Estes valores foram estimados tendo em conta a altitude actual daqueles lugares (280, 200 e 150 m), o declive médio de 0,1% da paleodrenagem, a distância em relação ao litoral de cada um dos lugares e o nível do mar no início do Placenciano, que, pela carta de ciclos eustáticos de HAQ *et al.* (1987), deveria situar-se, relativamente ao nível actual, cerca de 50 m acima.

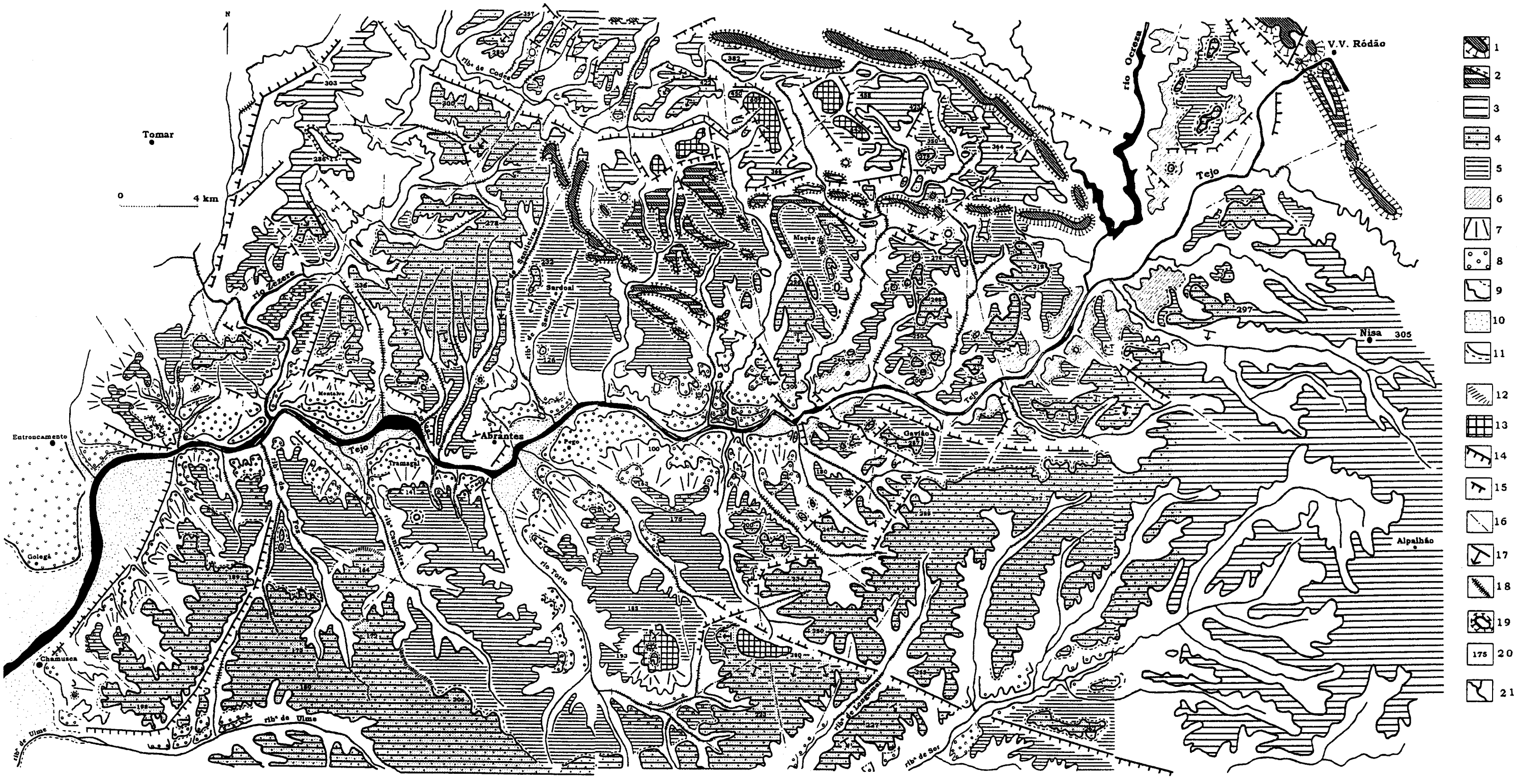



Fig. X-6 Mapa geomorfológico da área setentrional da Bacia do Tejo.

1-Inselberge quartzíticos; 2-cristas apalachianas; 3-superfície fundamental; 4-superfície culminante da bacia; 5-nível de Mora-Lamarosa (primeiro embutimento); 6-nível embutido abaixo do nível de Mora-Lamarosa do troço do Tejo entre Gavião e Vila Velha de Ródão (150-250 m); 7-glacis; 8-terraços de acumulação; 9-terraços de erosão; 10-planície aluvial actual; 11-alto e base de vertente, ou rebordo exterior e inferior de terraço; 12-rebordos de erosão suaves;13-horst; 14-escarpa de falha; 15-escarpa de falha provável; 16-fracturas fotointerpretadas;17-deformação de tipo balança; 18-vale de fractura;19-relevo residual de resistência, ou de posição; 20-altitudes em metros 21-curso de água.

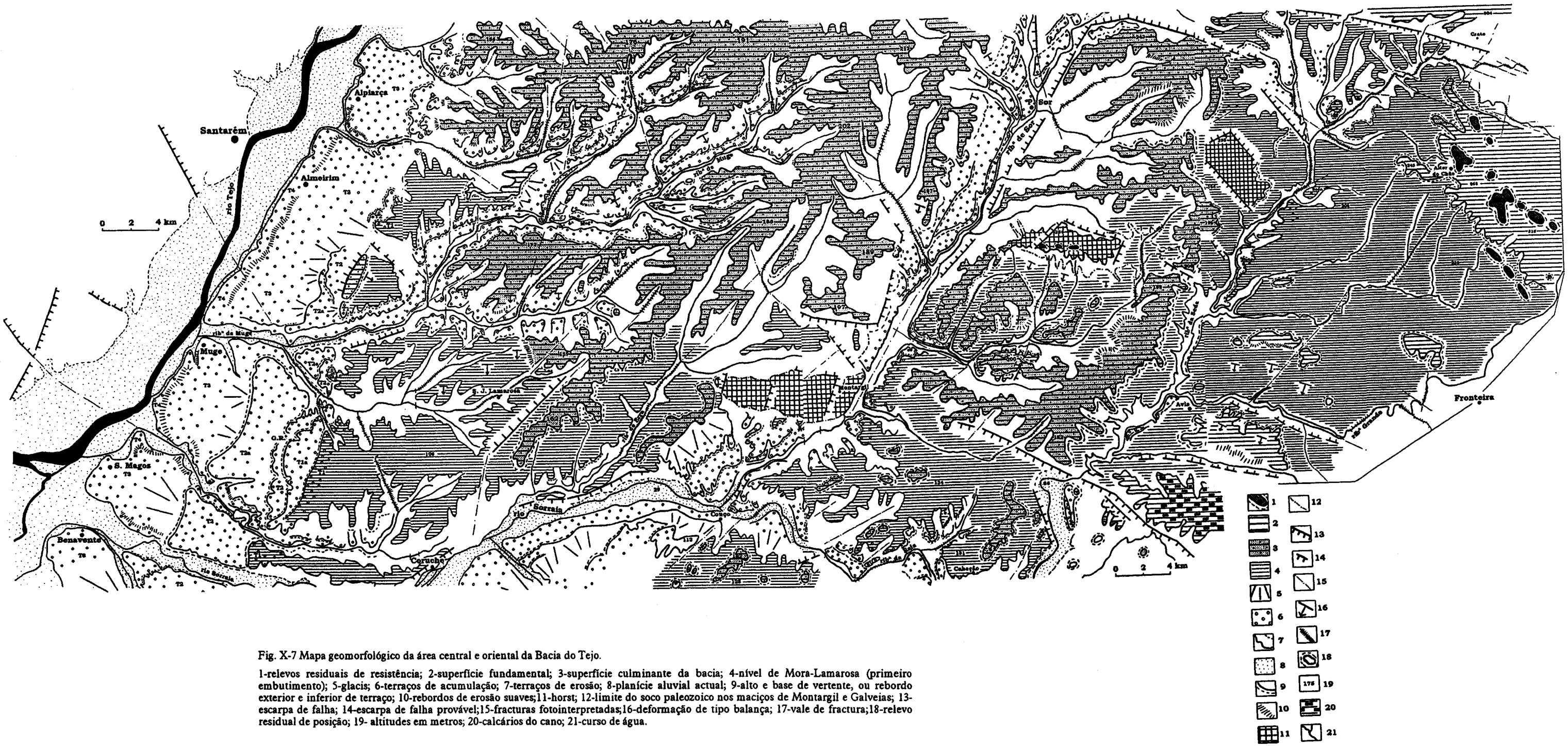



Fig. X-7 Mapa geomorfológico da área central e oriental da Bacia do Tejo.

1-relevos residuais de resistência; 2-superfície fundamental; 3-superfície culminante da bacia; 4-nível de Mora-Lamarosa (primeiro embutimento); 5-glacis; 6-terraços de acumulação; 7-terraços de erosão; 8-planície aluvial actual; 9-alto e base de vertente, ou rebordo exterior e inferior de terraço; 10-rebordos de erosão suaves;11-horst; 12-limite do soco paleozoico nos maciços de Montargil e Galveias; 13-escarpa de falha; 14-escarpa de falha provável;15-fracturas fotointerpretadas;16-deformação de tipo balança; 17-vale de fractura;18-relevo residual de posição; 19- altitudes em metros; 20-calcários do cano; 21-curso de água.

# Anexos

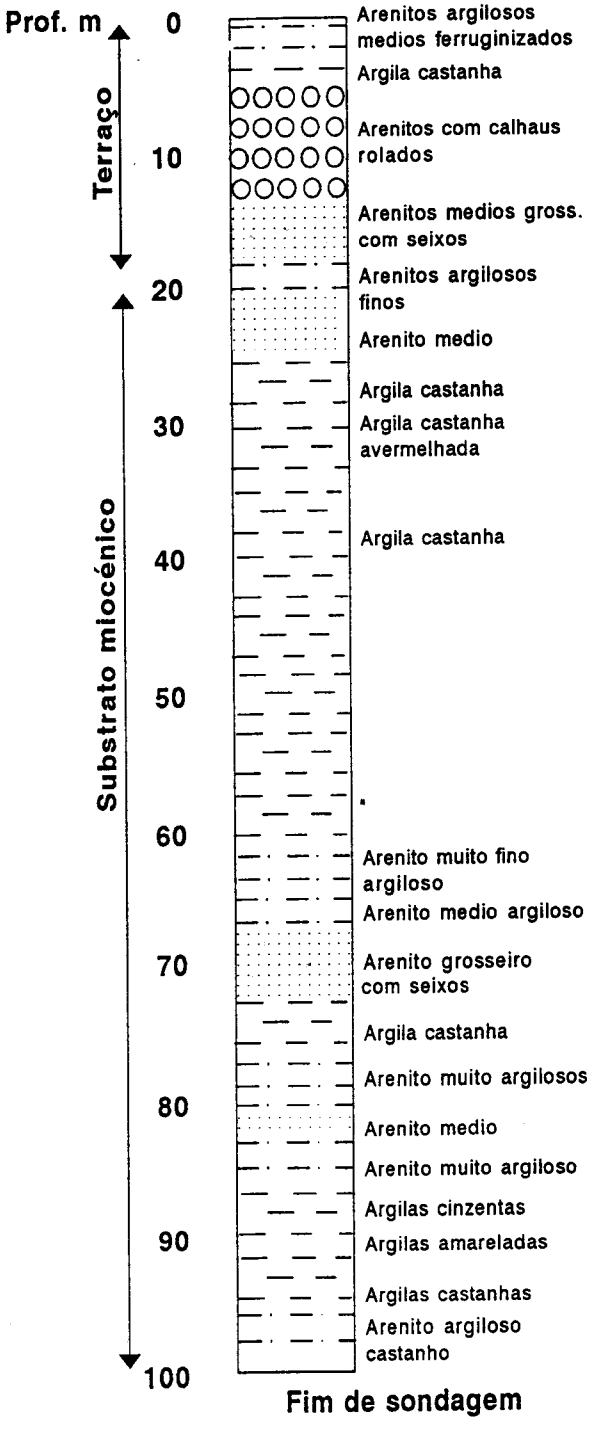



Figura 1

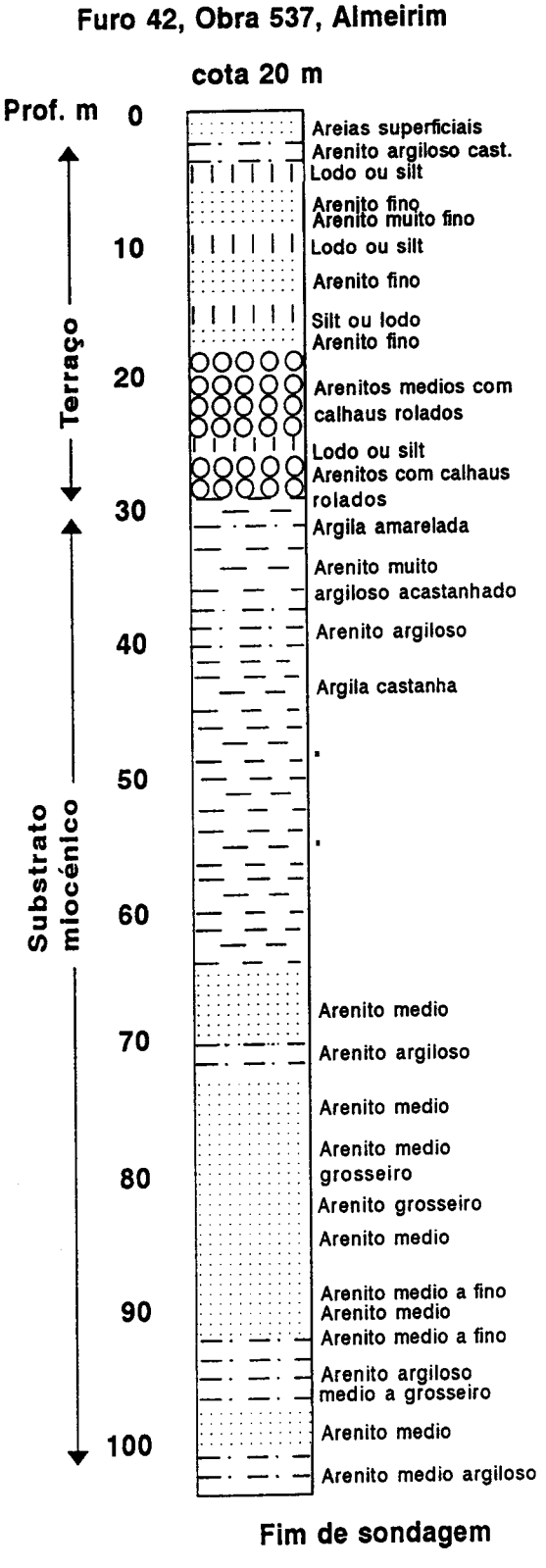



Figura 2

**Furo AC9 Casa do Cadaval (Muge)**

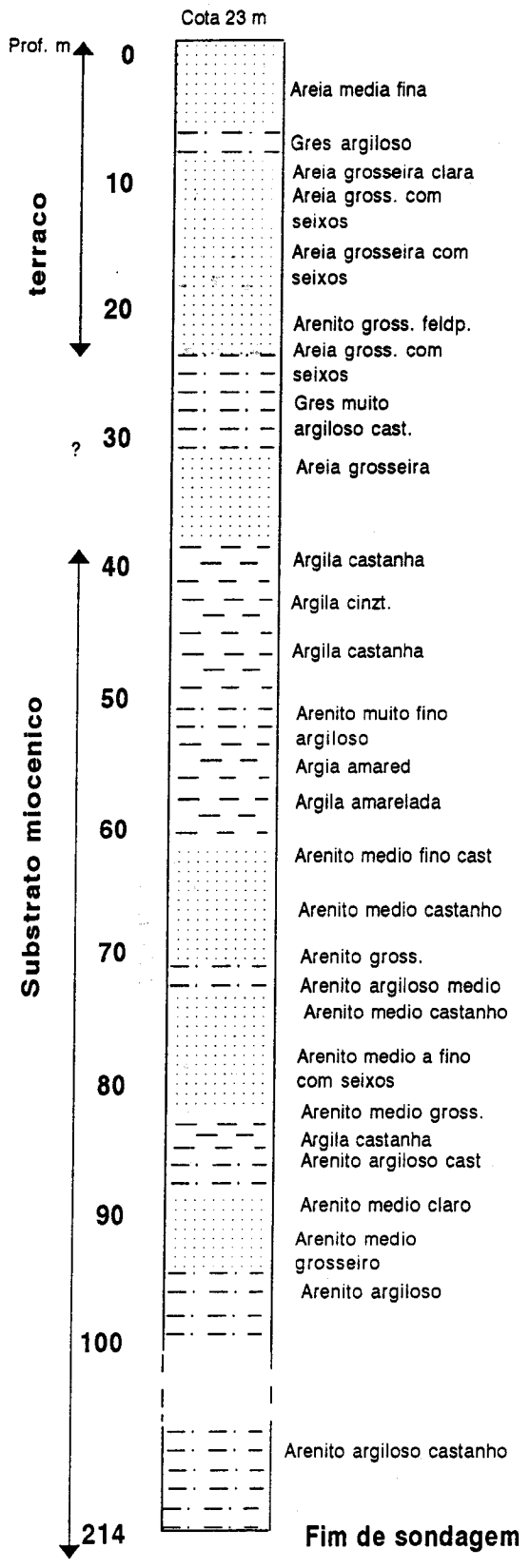



Figura 3

**Furo 102, Obra 671, Marinhais (Muge)**

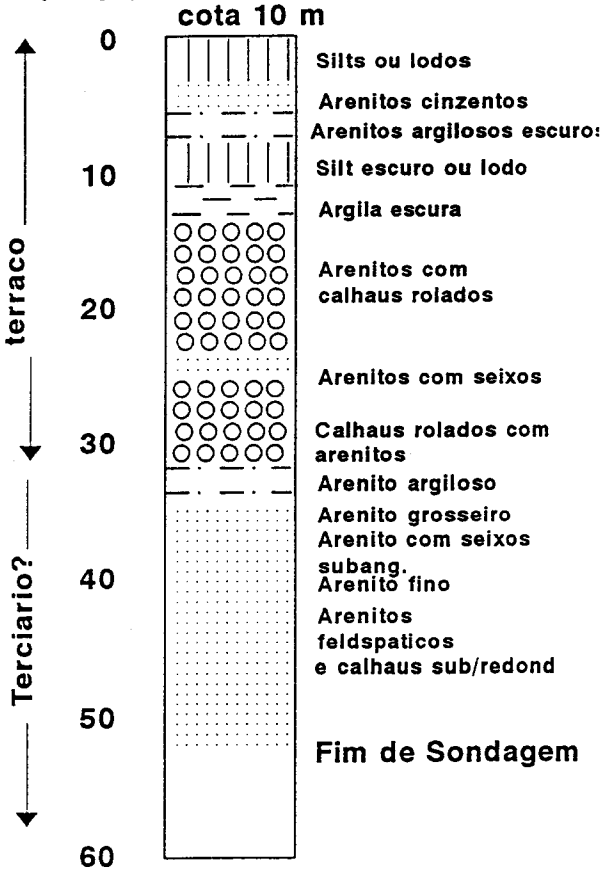



Figura 4

Furo 14 (obra 403) - Fábrica de desidratação de legumes, Sesmaria do Rego - Salvaterra de Magos

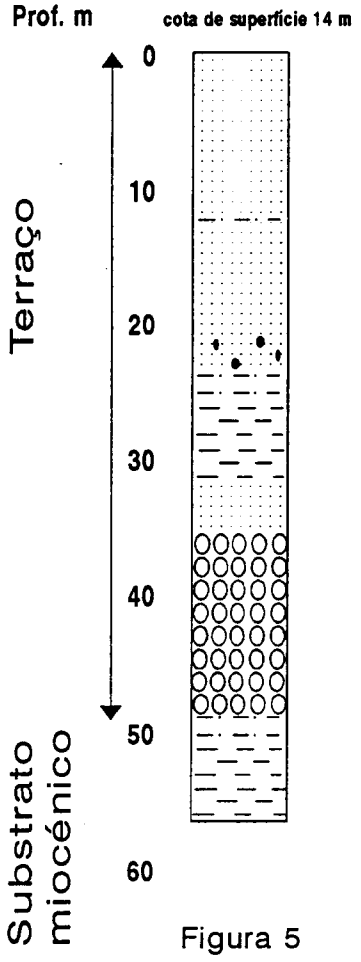
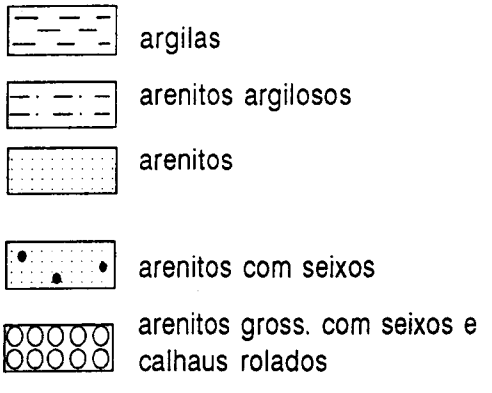



Figura 5




Furo 2 (obra 415) Foros de Venceslau - Salvaterra de Magos

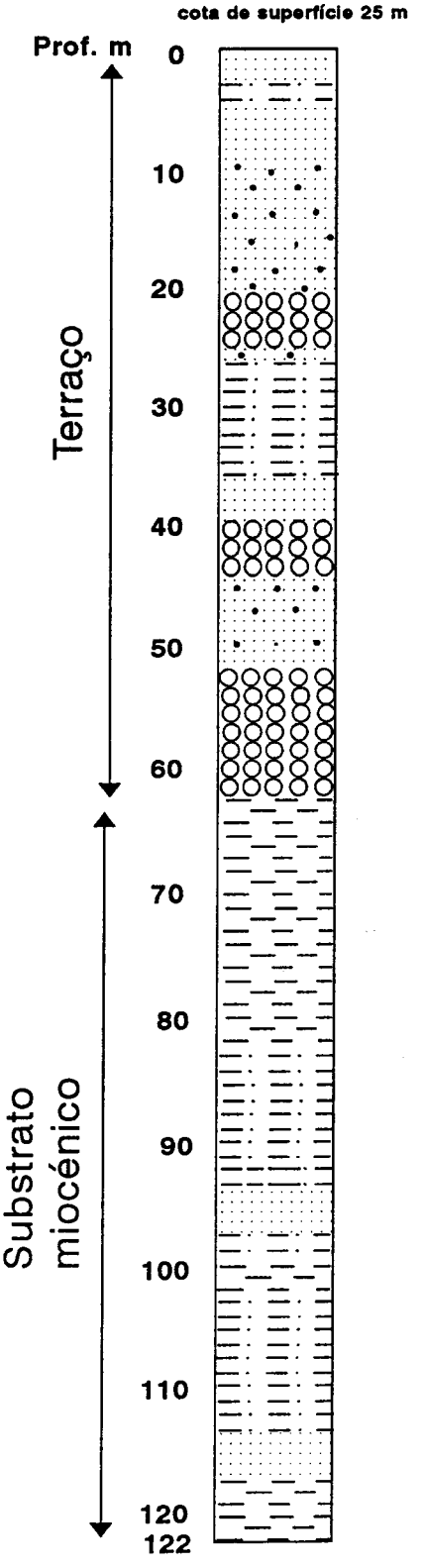



Figura 6

Furo 30 (obra 1415)
Sesmaria de S. José,
Salvaterra de Magos

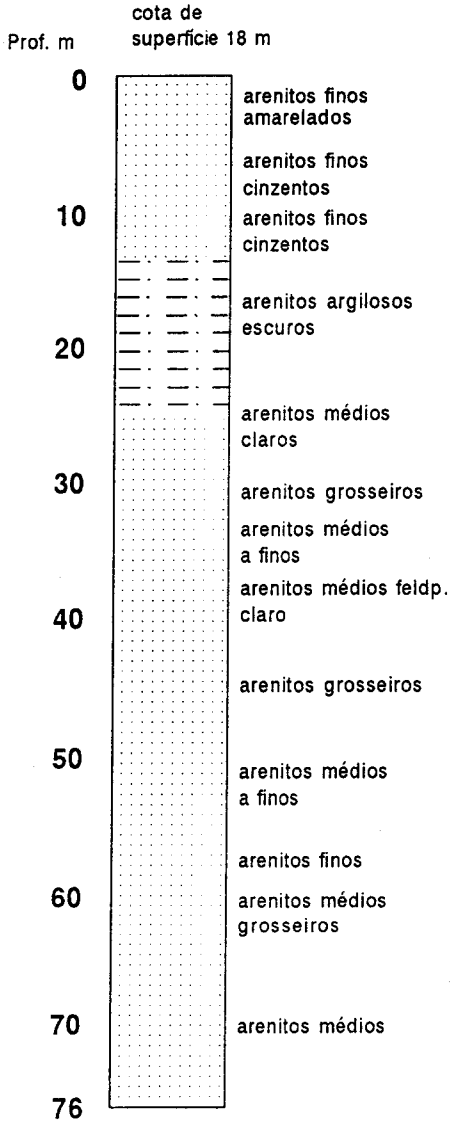



Figura 7

Furo 24 (obra 1174)
Barrosa, Benavente.

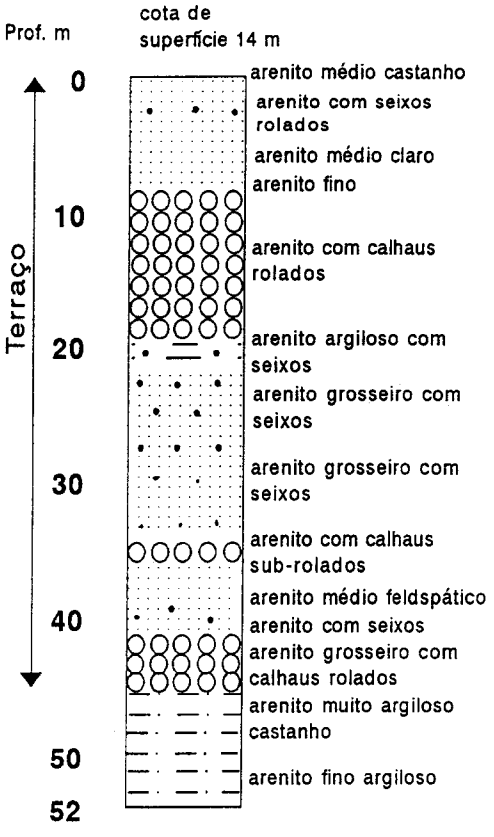



Figura 8

Furo 26 (obra 2380), Aroeira,
St. Estevão.

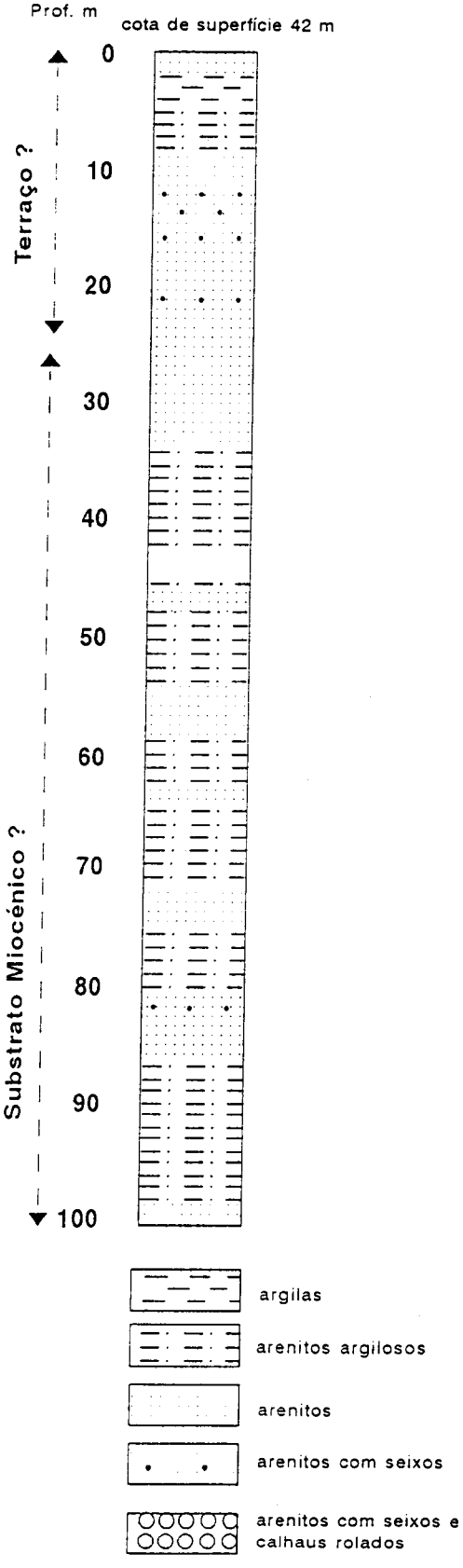



Figura 9

Furo 10. obra 655 Sismarias de Santana (Samora Correia)

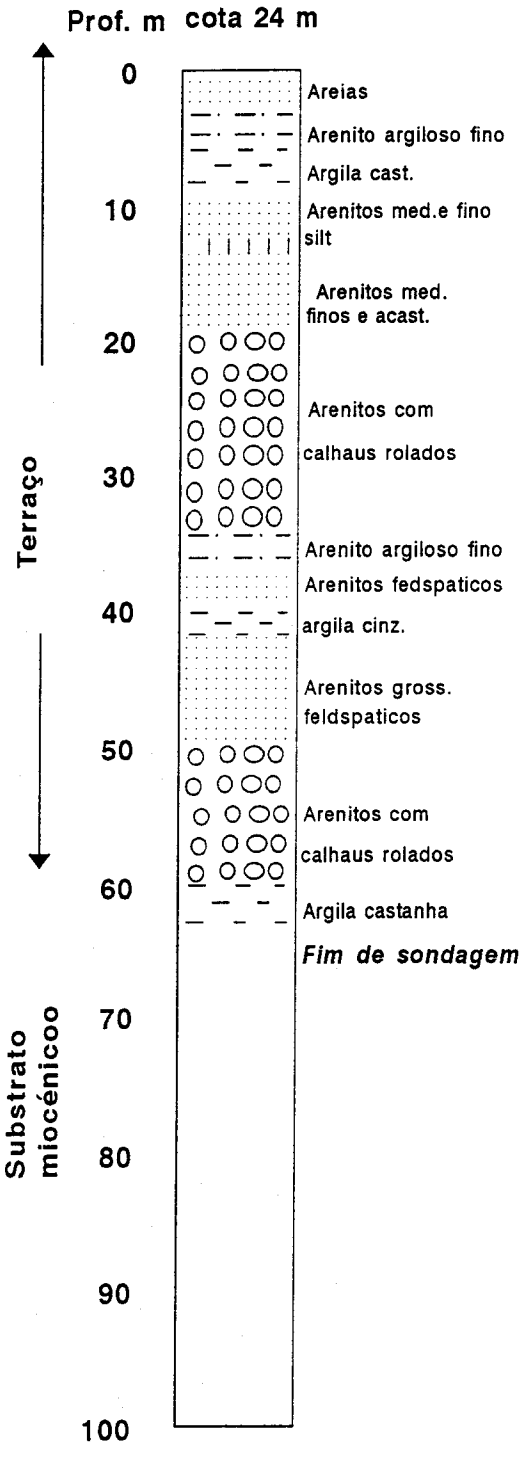



Figura 10

Furo 33, obra 1484, Mentela (Benavente)

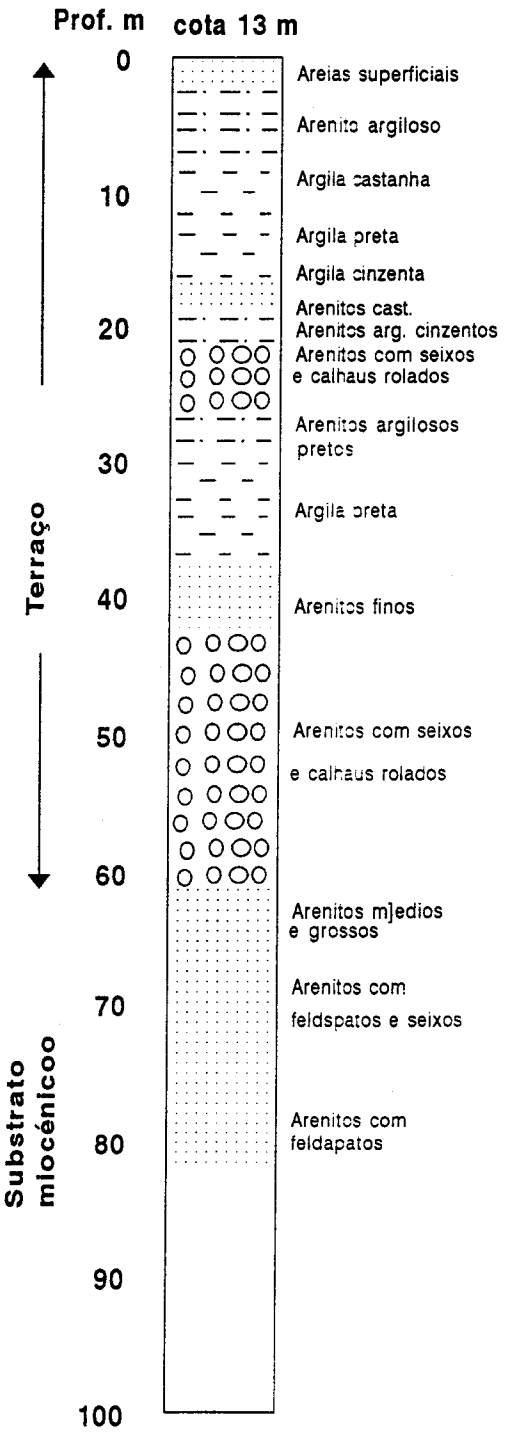



Figura 11

Furo 17 obra 1079 Samora Correia

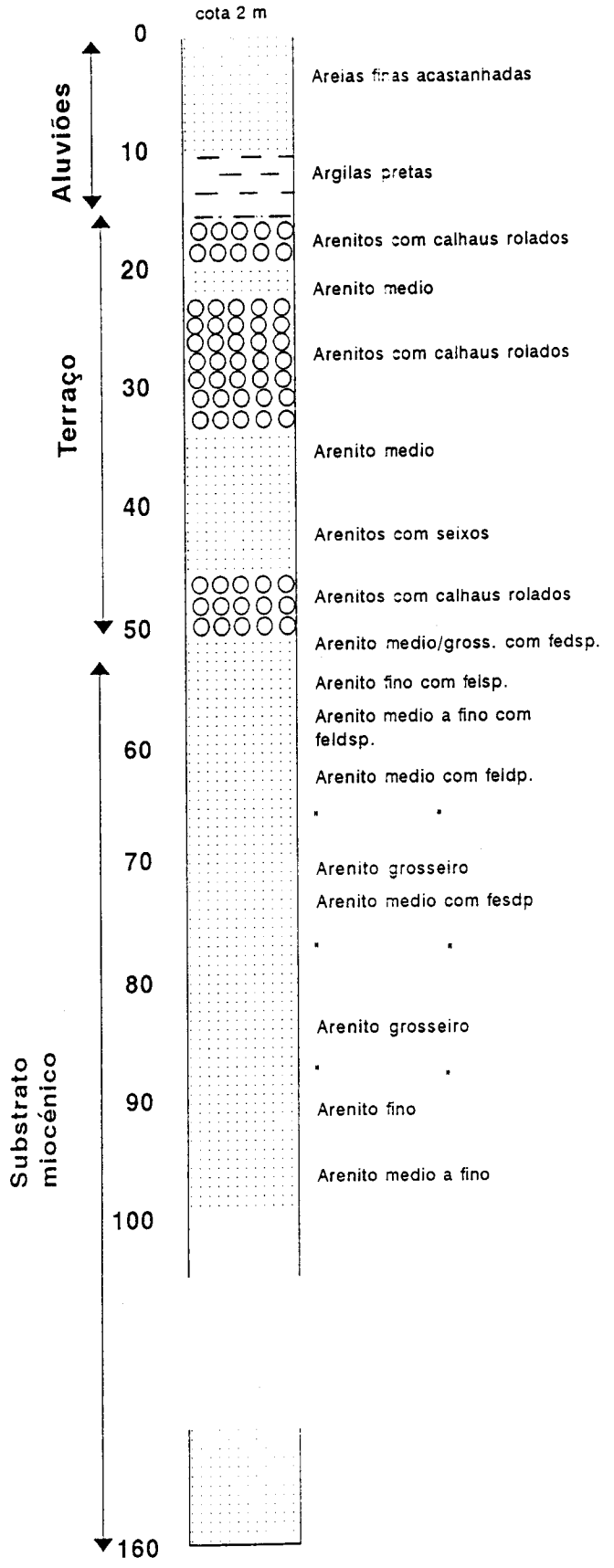



Figura 12

Furo 22, obra 1322,Paraglas (Porto Alto)

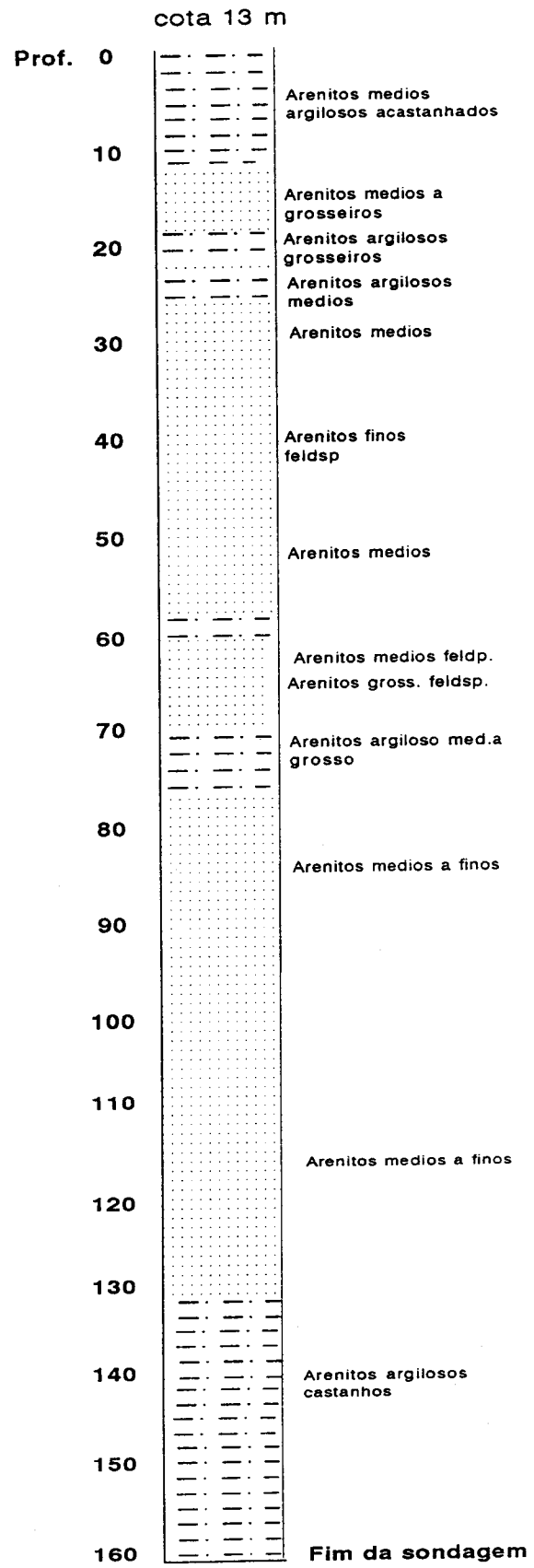



**Figura 13**

## Furo 22-A (obra 290) Porto Alto

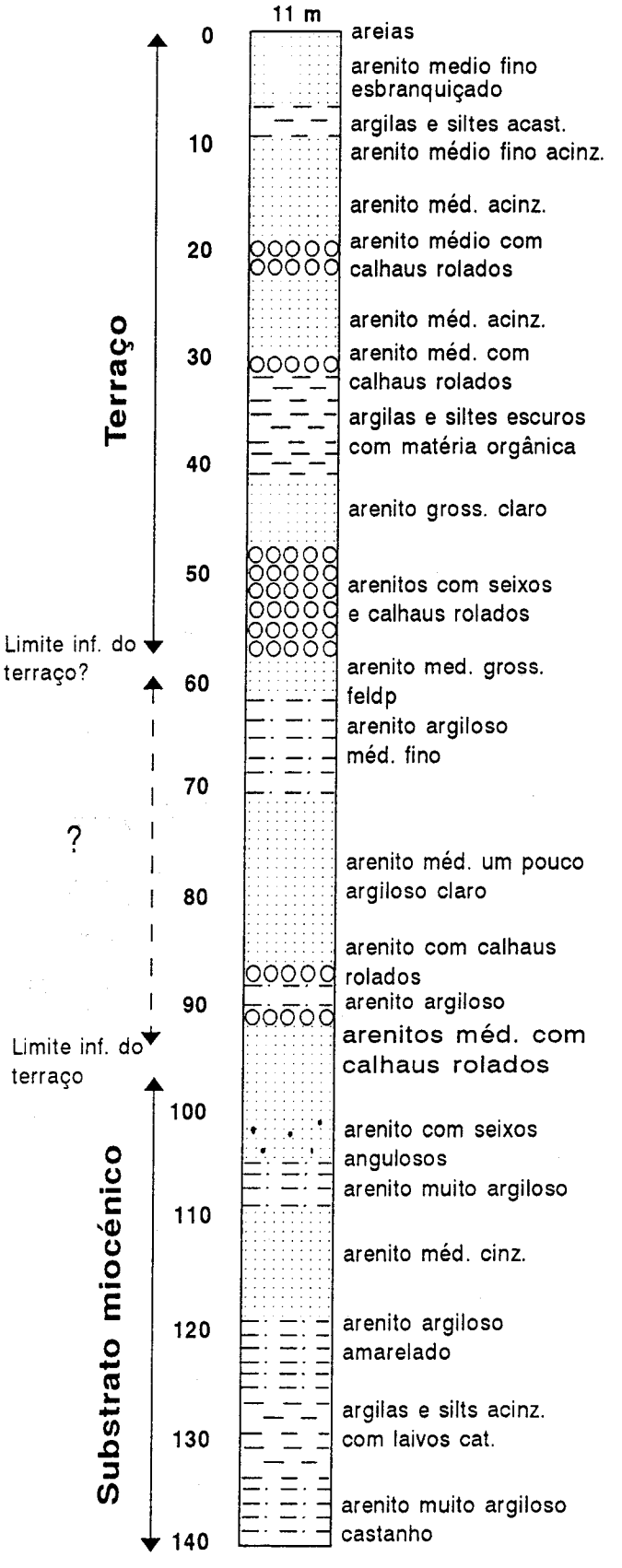



Figura 14

## Furo 79 (obra 1719), Fontainhas, Porto Alto

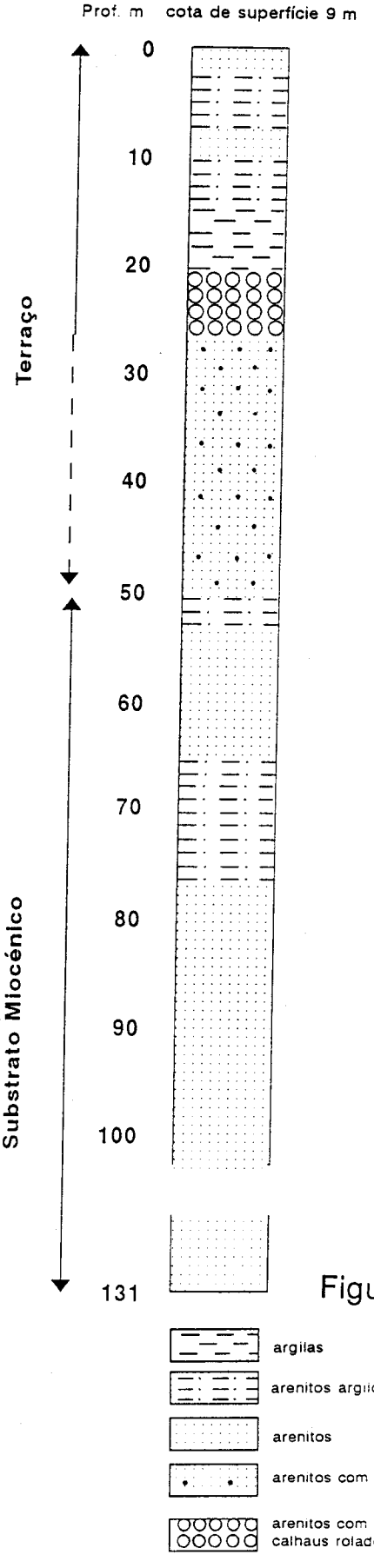



Figura 15

**Furo 35, obra 1332, Terra da Vinha (Arripiado)**

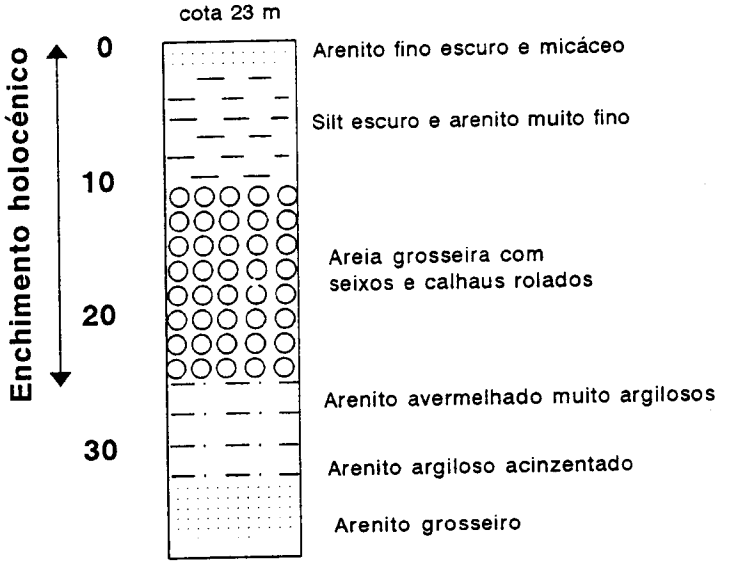



Figura 17

**Furo 104, obra 723, Valada**

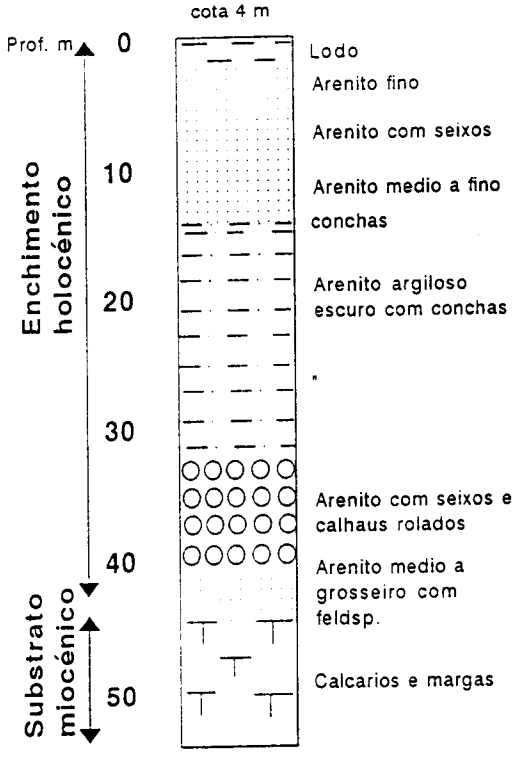



Figura 18

**Furo 13 Adema (Samora Correia)**

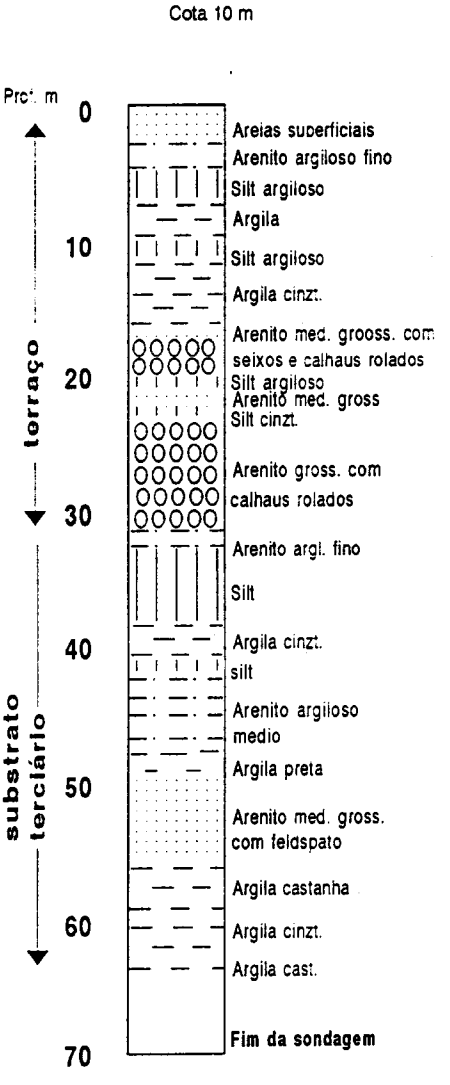



Figura 16

**Furo 19, obra 284, (Quinta de S. Lourenço, ribeira de Santarém)**

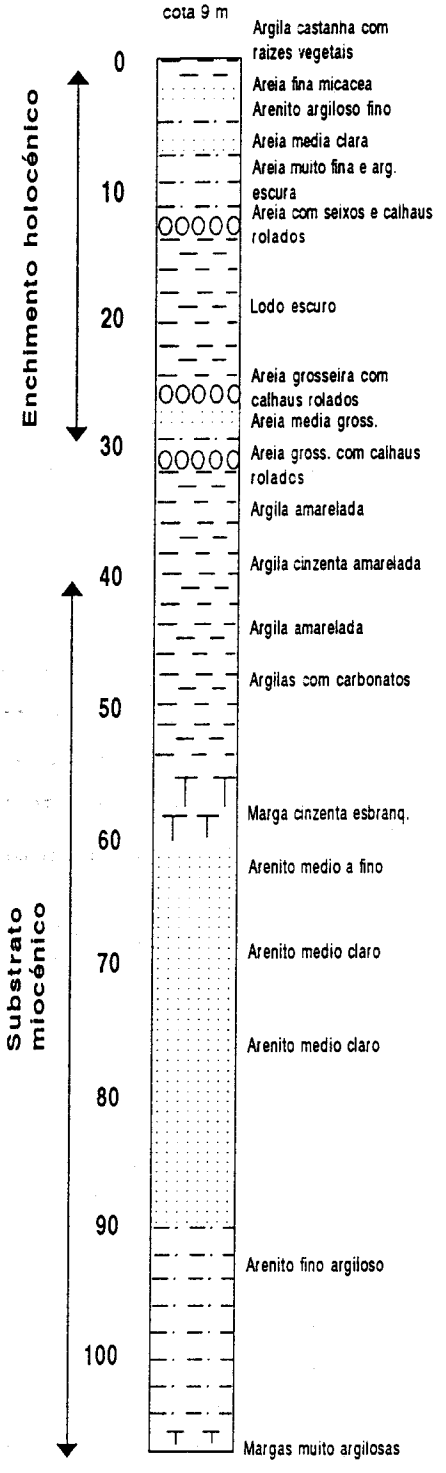



Figura 19

Furo 127, obra 1971 da Atral Cipam (Carregado)

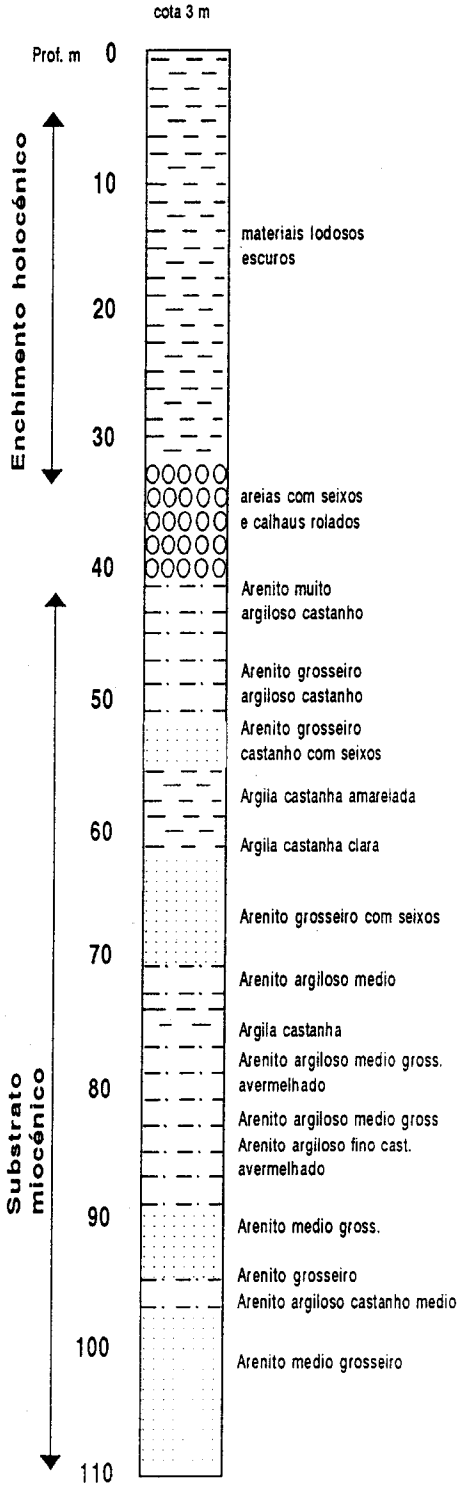



Figura 20

**Sondagem 15, Mouchão do Lombo do Tejo (Alhandra) obra 418.**

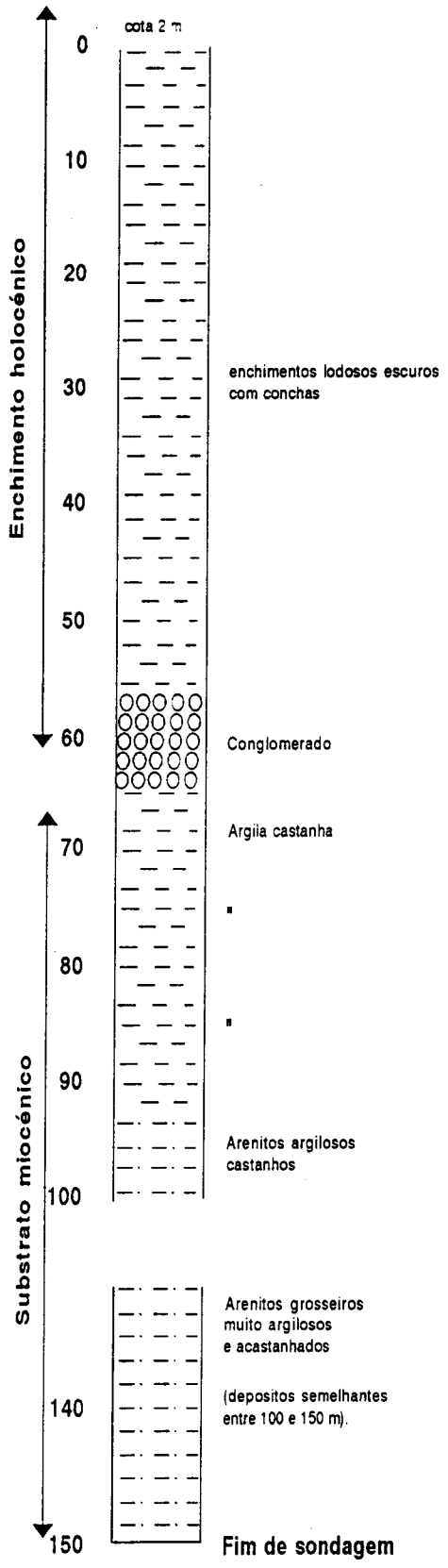



**Figura 21**

**Sondagem da EPAL (recta do Cabo), obra 770 da empresa Acavaco.**

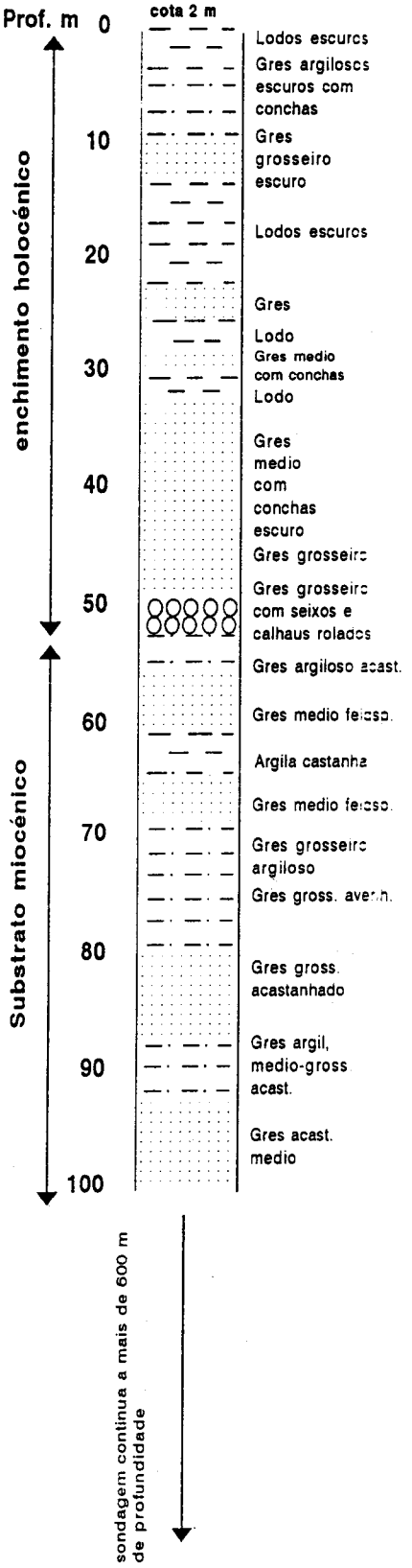



**Figura 22**

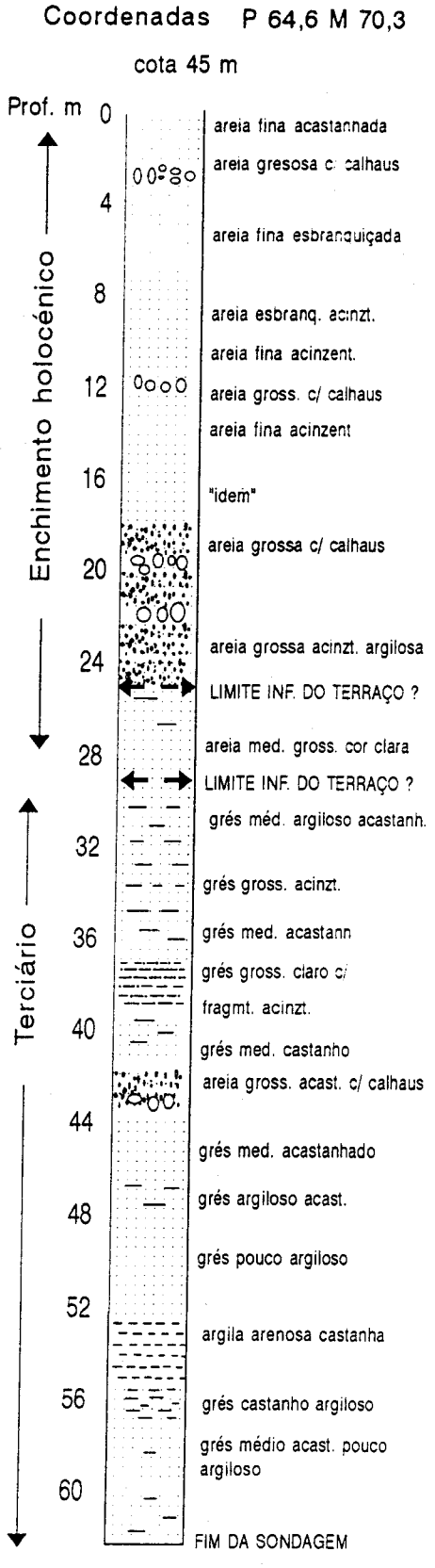



Figura 23

Sondagem da empresa ACavaco no Rio Torto (Rossio ao sul do Tejo)

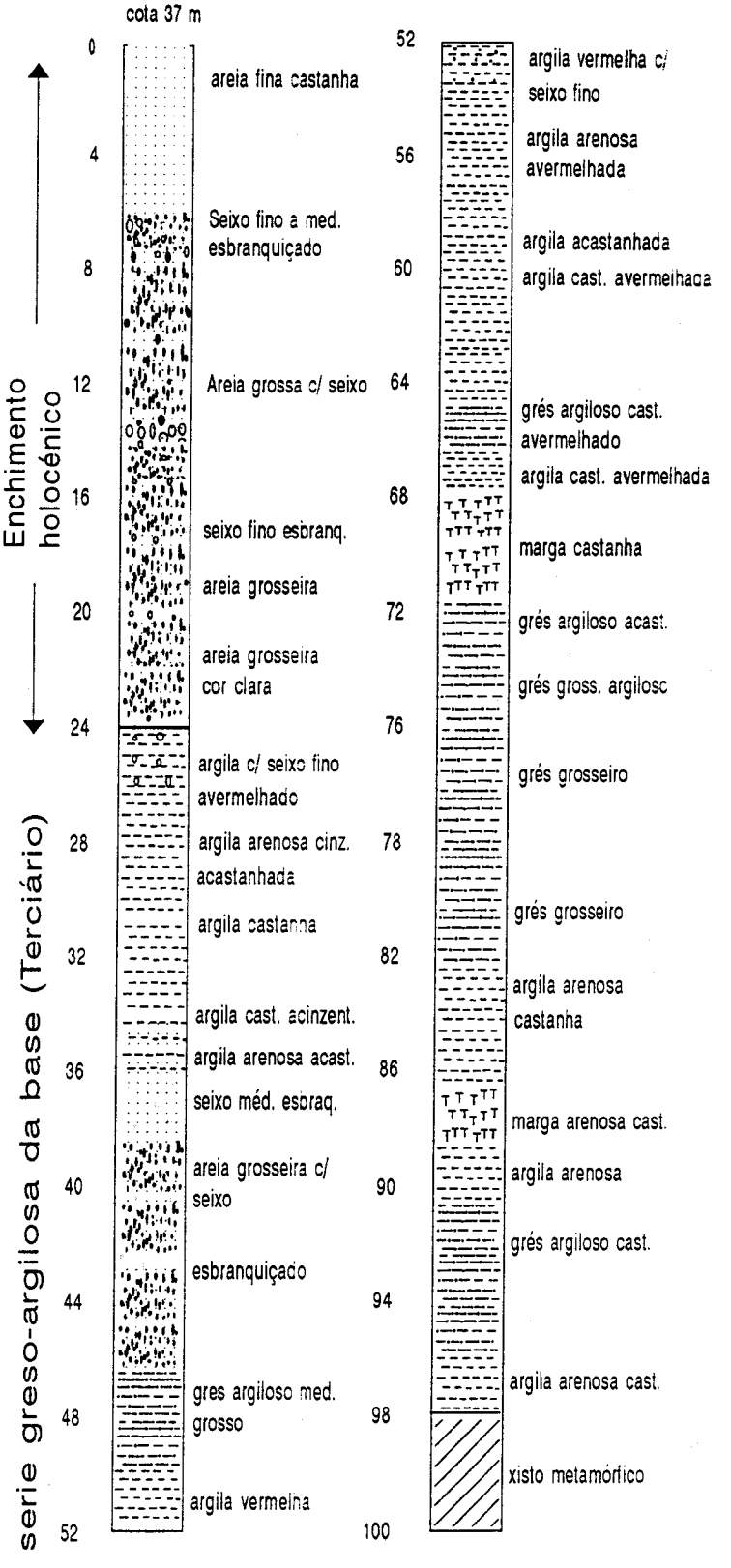



Fig. 24 litologia duma sondagem hidrogeológica feita em Coalhos depressão do Rossio ao sul do Tejo. (Fonte: empresa Acavaco).

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHAMS, A. D., (1984) Channel networks: a geomorphological perspective. *Water Resources Research.*, 20, pp. 161-168.

AGUIRRE, E., MOLINA, M. D. & GONZÁLEZ, P. (1976) Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg.-Cuat.*, Madrid, 5, pp.7-29.

ALBERDI, M. T., ANTUNES, M. T., SONDAAR, P. Y. & ZBYSZEWSKI, G. (1978) Les Hipparion du Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 4, pp. 129-156.

ALIA MEDINA, M. (1976) Una megaestrutura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geol.*, 32, pp. 229-238.

ALLEN, J. R. L. (1983) Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders: *Sediment. Geol.*, 33, pp. 237-293.

ALLEN, G. P. & POSAMENTIER, H. W., (1993) Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, (France). *Journal of Sedimentary Petrology,* 63, pp. 378-391.

ALLEN, G. P. & POSAMENTIER, H. W., (1994) Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide-and wave-dominated incised valleys: exemples from the Gironde estuary, France. Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences, *SEPM Special Publications*, 51, pp. 225-240.

ANTUNES, M. T. (1980) Le cycle alpin: Néogène. 26ème Congrès Géol. Inter. Paris, Portugal, *Introdution à la géologie régionale*, G14, pp. 77-85.

ANTUNES, M. T. (1983) *Carta Geológica de Portugal* na escala 1:50000, folha 39-C (Alcácer do Sal). Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal. Lisboa.

ANTUNES, M. T., CALVO, J. P., HOYOS, M., MORALES, J., ORDONEZ, S., PAIS, J. & SESE, S. (1987) Ensaio de correlacion entre o Neogeno de las áreas de Madrid y Lisboa (cuencas alta e baja del rio Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXIII (1/2), p. 85-102.

ANTUNES, M. T., & MEIN, P. (1981) Vertébrés du Miocène moyen de Amor (Leiria). Importance stratigraphique. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 6, pp. 169-188.

ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1992) The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra número especial II* (UNL), first congress R.C.A.N.S. "Atlantic General Events During Neogene", Lisboa, pp. 13-24.

ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1993) The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 12, pp. 7-22.

ANTUNES, M. T., SOULIÉ-MÄRSCHE, 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, pp. 219-253.

AUTIN, W. J., BURNS, S. J., MILLER, B. J., SAUCIER, R. T. & SNEAD, J. I. (1991)- Quaternary geology of the Lower Mississipi valley. In R. B. Morrison, (eds). *The geology of North America, v. k.-2*, Quaternary nonglacial geology, conterminous U. S. Geological Society of America. pp. 547-581.

AZEVEDO, T. M. (1982) O sinclinal de Albufeira. Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. *Tese de Doutoramento*, Univ. de Lisboa, 321 pp, (inédito).

AZEVEDO, T. M. & CARDOSO, J. (1985) *Livro Guia da Escursão, Formações Plio-Quaternárias da Península de Setúbal*, (6 Set. 1985), I Reunião do Quaternário Ibérico, GTPEQ, GEQUA, Lisboa, 58 pp.

AZEVEDO, T. M. & PIMENTEL, N. (1995) Dados para a discussão da génese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. Univ. do Porto, Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *Memória* 4, pp. 897-902.

AZEVEDO, T. M, MOZZI, P., NUNES, E. & RAPOSO, L. (1998) Stratigraphy and sedimentology of alluvial quaternary deposits in lower Tejo valley (Portugal), in relation with early human occupation: new evidences from the region of Alpiarça *Abstrats of 15th Int. Sedim. Congress, Int. Assoc. Sedim.*, pp. 159-160.

BARBOSA, B. P. (1983-b) Argilas especiais de Barracão – Pombal. Prospecção, sondagens e cálculo de reservas. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto 25 (3-4), pp. 193-212.

BARBOSA, B. P. (1995) Alostratigrafia e Litostratigrafia das Unidades Continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo Relações com o Eustatismo e a Tectónica. *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. 253 pp (inédito).

BARBOSA, B. P. & REIS, R. P.(1989) Litostratigrafia e modelo deposicional dos sedimentos aluviais do Neogénico superior da bacia do Tejo (Tomar-Lavre), Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, pp. 89-94.

BARBOSA, B. P. & REIS, R. P. (1991) Depósitos quaternários com geometria em leque, na região de Vila de Rei - Mação (Portugal Central)". *Resumo- III Congresso Naional de Geologia,* Coimbra.

BARBOSA, B. P. & REIS PENA, R. P. B. (1994) Sedimentogénese do final do Terciário associada ao levantamento da Cordilheira Central Ibérica na Bacia Terciária do Baixo Tejo. (Portugal). Abstract – *II Congresso del Grupo Español del Terciário*, Jaca, Universidade de Zaragoça, 2 pp.

BARBOSA, B. P. & REIS, R. P. (1995) Depósitos do tipo "raña" da região de Vila de Rei - Mação (Portugal Central). Seu significado no levantamento da Cordilheira Central. *Memória*, 4, Mus. Lab. Min. Geol.,Porto, pp.33-38.

BARBOSA, B. P. & REIS, R. P. (1996) Geometrias de enchimento, sistemas deposicionais e organização estratigráfica do pliocénico continental da Bacia Terciária do Baixo Tejo (Portugal). *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 82, pp. 51-86.

BARBOSA, B. P., MARTINS, A., REIS, RUI PENA DOS (1998) As "Conheiras" de Vila de Rei (Portugal Central). *Comun. Inst. Geol. Min.* Tomo 84, fasc.2, pp. G-34 a G-37.

BARRELL, J., (1917) Rhythms and the measurements of geologic time: *Geological Society of America Bulletin*, 28, pp. 745-904.

BAUM, G. R. & VAIL, P. R. (1987) Sequence stratigraphy, allostratigraphy, isotope stratigraphy and biostratigraphy: putting it al together in the Atlantic and Gulf Paleogem. *Eighth Annualles Conf, Gulf Coast Section, for Econ.* Paleont. Mineral Foundation, Earth Enterprises, Austin, pp.15-23.

BIROT, P. (1939) Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Tage et le Douro). *Bull. Assoc. Géogr. Franç,* 122, pp. 104-112.

BIROT, P. (1945) Sobre la morfologia del segmento occidental de la Sierra de Guadarrama, *Estudios Geográficos*, 18-VI, pp.155-168. Original publicado em *Annales de Géographie*, 259-XL, (1937).

BIROT, P. (1949-a) Les surfaces d'erosion du Portugal Central et Septentrional. *Rapport de la Comission pour la Cartographie des Surfaces D'Aplanissement.* U. G. I. Congr. Intern. Geographie, Lisbonne, pp. 9-116.

BIROT, P. (1949-b) *Essais sur Quelques Problèmes de Morphologie Général*, Lisboa, 176 pp.

BIROT, P., & DRESCH, J. (1966) Pédiments et glacis dans l'Ouest des États-Unis. *Annales de Géographie*, vol. LXXV, Paris, pp. 513-552.

BIROT, P. & SOLÉ, S. (1954) Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Península Iberique. *Mem. Doc. du CNRS*, Paris, t. IV, pp.9-61.

BLUCK, B. J. (1987) Fan lithosome geometry as funtion of tectonics. *Alluvial fans and their tectonics controls Joint Meeting BSRG y TGG Bristol University*, 17 Octuber 1987. Abstracts, 4 pp.

BLUM, M. D., & VALASTRO, Jr. (1989) Response of Pedernales River of Central Texas to the late Holocene climatic changes: *Annals of the Association of American Geographers*, 79, 435-456.

BONIFAY, F. M. (1980) Relations entre les données isotopiques océaniques et l'histoire des grandes faunes européennes plio-pleistocenes. *Quaternary Research*, 14, 251-262.

BOUSQUET, J. C. (1977) Contribuition à l'etude de la tectonique récente en Mediterranée occidental: les données de la neotectonique dans l'arc de Gibralter et dans l'arc tyrrhénien. In *Structural History of the Mediterranean Basins*, B. Biju-Duval et L. Montadert (Ed.), Technip, Paris, pp. 119-214.

BOUSQUET, J. C., PHILIP, H. (1981) Les caracteristiques de la neotectonique de la Méditerranée occidental. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, F. C. Wezel (Ed.), Tecnoprint, Bologna, p. 389-405.

BREUIL, H. & ZBYSZEWSKI, G. (1945) Contribuition à l'Étude des Industries Paleolithiques du Portugal et de leurs Rapports avec la Géologie du Quaternaire. *Comun. Serv. Geol. Portugal,* 26 (II), pp. 1-662.

BROWEN, D. Q. (1978) *Quaternary Geology*, pp. 99-108, Pergamon, Oxfford.

BÜDELL, J. (1944) Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im Gletscherfreien Gebiet. *Hef der Geol., Rundschau.*, 34, pp. 482-519.

BÜDELL, J. (1953) Die "periglazial" - morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde: *Erdkunde*, Bd. 7, pp. 249-266.

BÜDELL, J. (1957) « Die doppelten Einbnungsflachen in den feuchten Tropen». *Zeit. Geomorph.* 1 (2), pp. 223-225.

BÜDELL, J. (1970) Pedimente, Rumplflächen und Rückland-Steilhange, *Z. Geomorph. N.F.*, 14, 1-57.

BULL, W. B. (1977) The alluvial fan environment. *Progr. in Phys. Geog.*, 1, pp. 222-270.

BULL, W. B. (1968) Alluvial fan, cone. In R. W. Fairbridge (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. New York, Dowden, Hutchinson @ Ross, Inc. pp. 7-10.

BULL, W. B. (1990) Stream-Terrace genesis: implications for soil development. In P. L. K. Knuepfer and L. D. McFadden (Editores), Soils and Landscape Evolution. *Geomorphology*, v. 3, pp. 351-367.

BURNETT. A. W. & SCHUMM, S. A. (1983) Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisian and Mississippi, *Science*, vol. 222, pp. 49-50.

CABRAL, J. (1986) A neotectónica de Portugal Continental estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, 2 (14), pp. 3-5.

CABRAL, J. (1989) An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, vol. 8, 2, pp. 285-303.

CABRAL, J. (1993) Neotectónica de Portugal Continental. *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 435 pp (inédito).

CABRAL, J. (1995) Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Do Inst. Geol. Min.* Portugal, 31, 265.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988) *Carta Neotectónica de Portugal Continental*, Esc. 1/1000.000, Dep. Geol. Fac. Cienc. Lisboa; Serv. Geol. Portugal; Gab. Prot. Seg. Nuclear; editada pelos Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

CAILLEUX, A. (1945) Distintion des galets marins et fluviatils. *Bol. Soc. Geol. França*, 5 (15) pp. 375-404.

CAILLEUX, A. (1961) *Application à la Geographie des Méthodes d' Étude des Sables e des Galets*. Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil, Fac. Nac. de Filosofia, Rio de Janeiro, 151 pp.

CARVALHO, A. M. G. (1960) Contribuição para o conhecimento dos grés do Buçaco e de Côja. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol.* Lisboa, 8 (2), pp. 85-113.

CARVALHO, A. M. G. (1964) Étude Géologique et Sedimentologique de la Region de Ponte de Sôr (Bordure Est du Bassin Tertiaire du Bas Tage). *Doctorat Troisième Cicle, Fac. Sciences de l'Univ. de Paris*, (Centre d'Orsay), 136 pp.

CARVALHO, A. M. G. (1968) Contribuição para o Conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 15, 210 pp.

CARVALHO,. A. M. G. & CARVALHOSA, A. B. (1982) *Carta geológica de Portugal*. Notícia explicativa de folha geológica 32-A, (Ponte de Sor). Serv. Geol. Portugal, Lisboa. 57 pp.

CARVALHO, A. M. G. & DAVEAU, S. (1971) Le dépôt grossier de la serra da Galega. *Finisterra*, 6 (11), pp. 125-130.

CARVALHO, A. M. G., RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1983-85) Evolução paleogeográfica da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIV, pp. 209-212.

CARVALHOSA, A. B. & GONÇALVES F. (1981/82) Contribuição para o conhecimento geológico do maciço granítico de Mação. *Mem. Acad. Ciênc.* XXIV, pp. 251-261.

CATACOSINOS, P. A. (1965)) Tables for determination of sphericity and shape of rock particles. *Jour. Sed. Petrol.*, 35 (2), pp. 354-365.

CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N. J. (1986) Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, vol. 324, 13, pp. 137-140.

CHOFFAT, P. (1950) Géologie du Cénozoique du Portugal (obra póstuma). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXX (supl.), 182 pp.

COLLINSON (1978) Aluvial sediments. *In*: READING, H. G. (Ed). *Sedimentary Environments and Facies*, 2ª ed. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 20-61.

COLOMBO, F. (1992) Abanicos aluviais. In: Arche Alfredo (Coordenador) *Sedimentologia*, vol. I, Conselho Superior de Investigação Científica.

CONDE, L. N. & ANDRADE, R. S. (1976) Portugal Sistema de fracturas obtidas a partir de imagens dos satélites Erts-1 e Erts-2, Esc. 1/500.000, Ed. dos autores.

COPPIER, G. (1982) Tectonique et sédimentation tertiaires sur la marge sud-portugaise. *Thèse* 3ème Cycle, Paris, VI, 140 pp.

COPPIER, G. & MOUGENOT, D. (1982) Stratigraphie sismique et evolution geologique des formations néogènes et quaternaires de la plataforme continentale portugaise au Sud de Lisbonne. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIV ( 3), pp. 421-431.

COQUE, R., (1962) La Tunisie Présaharienne. Étude geomorphologique, *These*, Paris, 476 pp.

CORRAL, I. (1997) Secciones com material arqueológico en estrato en las proximidades de Atalaia. *In Quaternário e Pre-Historia do Alto Ribatejo (Portugal), ARKEOS* 4, pp. 227-249, Ed. Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo (CEIPHAR), Instituto Politécnico de Tomar.

COSTA, L. F. (1984) *Os Terraços do Vale do Tejo entre os Rios Torto e Alviela, Notas Geomorfológicas*. Dissertação de Mestrado, Centro Estud. Geogr. Fac. Letras de Lisboa, 154 pp. (inédito).

COTTER, J. B. (1956) O Miocénico marinho de Lisboa. *Comun. Serv. Geol. Portugal.*, Lisboa, Supl., XXXVI, pp. 9-70.

CRAMPTON, C. B. & TAYLOR, J. A. (1967) Solifluction terraces in South Wales. *Biuletyn Peryglacjalny*, 16, pp. 15-36.

CROWELL, J. C. (1973) Ridge Basin southern California, Sedimentary Facies Change in Tertiary Rocks California Transverse and Southern Coast Ranges. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral.*, field trip guide, pp. 1-7.

CROWELL, J. C. (1974) Sedimentation along the San Andreas Fault, California. In R. H. Dott, Jr., & R. H. Shaver, (Eds), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 19, pp. 292-303.

CRUZ, R. & OOSTERBEEK, L. (1997) A Pré-história recente do Alto Ribatejo. *In Quaternário e Pre-Historia do Alto Ribatejo (Portugal), ARKEOS* 4, pp. 11-20, Ed. Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo (CEIPHAR), Instituto Politécnico de Tomar.

CUNHA, P. M. P. (1987) Contribuição para o estudo sedimentológico dos depósitos terciários da bacia de Sarzedas. A resposta sedimentar à modificação do contexto tectónico. *Provas Aptidão Pedagógica Capacidade Científica,* Univ. Coimbra, 147 pp (inédito).

CUNHA, P. M. P. (1992) Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. *Tese de Doutoramento.* Fac. Ciênc. e Tecn. da Univ. Coimbra, 262 pp (inédito).

CUNHA, P. M. P. (1996) Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, t. 81, pp. 87-130.

CUNHA, P. M. P., BARBOSA, B. P., & REIS R PENA DOS. (1993) Synthesis of the Piacenzian onshore record between the Aveiro and Setúbal parallels (Western portuguese margin). *Ciências da Terra* (UNL), 12, pp. 35-43.

CUNHA, P. M. P., &. REIS R PENA DOS (1992) Establishment of unconformity-bounded sequences in the cenozoic record of the western iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. First Congress R.C.A.N.S, Atlantic General Events During Neogene, Lisboa, Outubro, 1992. *Ciências da Terra*, número especial I, pp. 33-35.

CUNHA, R. (1983) O Paleolítico Inferior em Portugal. In *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*, Edições Colibri, p. 133-146.

CURREY, D. R. (1964) A preliminary study of valley assymmetry in the Ogotoruk Creek area, NW Alaska. *Arctic*, 17, pp. 84-98.

DALRYMPLE, R. W., BOYD, R., ZAITLIN, B. A. (1994) History of research, types and internal organization of incised-valley system: introduction to the volume. Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences, *SEPM Special Publications*, 51, pp. 3-10.

DAY, T. J. (1976) Preliminary results of flume studies into the armouring of a coarse sediment mixture: *Geol. Survey Canada*. Paper 76-1C, pp. 277-287.

DAVEAU, S. (1970) Le bassin tertiaire de Tage: problèmes d'interpretation geomorphologique. *Finisterra*, vol. V (10), pp. 291-300.

DAVEAU, S. (1976) Le bassin de Lousã, evolution sédimentologique, tectonique et morphologique. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 82, pp. 95-115.

DAVEAU, S. (1977) L'Évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude. *Suppl. Bull. A.F.E.Q*, Paris, 50, pp. 11-21.

DAVEAU, S. (1980) Espaço e Tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio*, 2, pp. 14-36.

DAVEAU, S. (1984) Geographie histórique du site de Coruche, étape sur les itineraires entre Évora et le Ribatejo. *Separ. Rev. Fac. Letras, Lisboa*, 2, 5ª série, pp. 115-135.

DAVEAU, S. (1985) Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récentes dans les montagnes de shistes de la Cordilheira Central (Portugal). *Bull. de l'Assoc. franç. pour l'etude du Quaternaire*, 4, pp. 229-238.

DAVEAU, S. *et. coll.* (1985-1986) Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches Geomorphologiques et sedimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Cent. Est. Geogr.* 8, vol. I e II, Lisboa, 450 pp.

DAVEAU, S. (1993) Terraços fluviais e litorais. *O Quaternário em Portugal. Balanço e perspectivas*. Edições Colibri, pp.17-29.

DAVEAU, S. & AZEVEDO, T. M. (1980-1981) Aspectos e evolução do relevo da extremidade sudoeste da Arrábida (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XXII, pp. 163-180.

DAVEAU, S. & GONÇALVES, V. (1985) A evolução holocénica do vale do Sorraia e as particularidades da sua antropização (Neolítico e Calcolítico). *Actas da I reunião do Quaternário Ibérico*, vol. II, pp. 187-197.

DAVIS, H. G. & REYNOLDS, J. S. (1996) *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2ª ed. John Wiley & Sons, 776 pp.

DAVIS, W. M. (1899) «The peneplain». *American Geologist*, 23, pp. 207-239.

DAVIS, W. M., (1902) Base-level, grade, and peneplain. *Journal of Geology*, 10, pp. 77-111.

DAVIS, W. M. (1932) «Piedmont benclands and Primarrumpfe». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 43, pp. 399-440.

DIAS, A. J. M., RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F. (1997) Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos acontecimentos. *Estudos do Quaternário*, 1, pp. 53-66.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1989) Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, pp. 3-28.

DIAS, R. P., CABRAL, J., ROMÃO, J. M. & RIBEIRO, A. (1993) Reactivação Cenozóica da falha de Segura, Beira Baixa. *Comun. Inst. Geol. Mineiro,* 79, pp. 63-73.

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. État*, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 230 pp.

DRESCH, J. (1972) Quelques réflexions sur les " glacis" confusions et precisions. in *La pensée geographique française contemporaine*. Presses Univ. de Bretagne (Eds), St. Brieuc, pp. 299-304.

DULLER, G. A. T. (1996) Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments, *Progress in Physical Geography* 20, 2 pp. 127-145.

FAIRBRIDGE, W. R. (1968) *The Encyclopedia of Geomorphology, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, vol. III, New York. Distributed by Halsted Press, 1295 pp.

FALCONER, J. D. (1911) The Geology and Geography of Norther Nigeria, Macmillan, London, 295 pp.

FALCONER, J. D. (1912) The origin of kopjes and inselbergs, *Br. Assoc. Adv. Sci. Trans.*, Sect. C., 476.

FEIO, M. (1946) Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, sep. tomo XXVII, 4-82.

FEIO , M. (1951a) A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comun. Serv. Geol.* Portugal, XXXII, 2ª parte: 303-447.

FEIO, M. & MARTINS, A. (1993) O Relevo do Alto Alentejo, traços essenciais. *Finisterra*, XXVIII, (55-56): 149-199.

FEIO, M. & SOEIRO DE BRITO (1950) Les vallées de fracture dans le modelé granitique portuguais. *C. R. Congrés Int. Géog.*, tomo II, Lisboa, 196-217.

FEY, M. (1980) Fussflächenentwicklung und rañasedimentation im Vorland der Montañas de Leon Raum Astroga, *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 15, pp. 33-53 Düsseldorf.

FERREIRA, A. BRUM.(1978) Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 4, Lisboa, 374 pp.

FERREIRA, A. BRUM (1979) Os Mantos de Alteração e o Modelado das Regiões Graníticas: Ideias Recentes e Orientações de Pesquisa. *Finisterra*, XIV (28): 218-244.

FERREIRA, A. BRUM (1980) Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 22, (1°): 51-62.

FERREIRA, A. BRUM (1991) Neotectonics in Northern Portugal A geomorphological approach. Z. *Geomorph. N. F., Suppl.*-Bd. 82: 73-85.

FERREIRA, A. BRUM (1993) As rañas em Portugal. Significado geomorfológico e estratigráfico. *O Quaternário em Portugal Balanço e Perspectivas* (Edições Colibri), 198 pp.

FERREIRA, D. DE BRUM (1973) Carte Geomorphologique du Portugal. Traveaux Preliminaires à l'Elaboration de la Carte Geomorphologique du Portugal à l'Echelle du 1:500000. *Proj. Geog. Física, Relatório n° 3*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 50 pp. pol.

FERREIRA, D. DE BRUM, (1981) Carte Geomorphologique du Portugal, *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 6, Lisboa, 53 pp. 2 mapas.

FISK, H. N., (1944) Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississipi River Commission, Viscksburg.

FLEMINGS, P. B. & GROTZINGER (1996) STRATA: freeware for analyzing classic stratigraphic problems. *STRATA, GSA*, V 6, 12, p.1-7.

FLINT, J. J., (1980) Tributary arrangements in fluvial systems. *American Journal of Science*, 280, pp. 26-45.

FREIRE, P. & ANDRADE, C. (1993) Evolução sedimentar recente da zona montante do estuário do Tejo. *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, pp. 247-255.

FRENCH, H.M. (1971) Slope asymmetry of Beaufort Plain, northwest Banks Island. *Can. J. Earth Sci.*, 8, pp. 717-721.

FRIEDMAN, G. M. (1962) On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones: *Jour. Geology*, 70, pp. 737-753.

FRIEDMAN, G.M. (1979) Diferences in size distributions of particles among sands of various origins. *Sedimentology*, 26, pp. 3-32.

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. (1978) Properties of Sedimentary Particles, in *Principles of Sedimentology*, John Wiley & Sons, New York, pp. 58-81.

GAIDA, R. (1984) Pedimentation in south Portugal. *Finisterra*, XIX, 37: 37-49.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. (1983) Alluvial Fans Systems. in *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*, Springer-Verlag (Eds.), New York, 433 pp .

GARCIA ABBAD, F. J. & MARTÍN-SERRANO, A. (1980) Precisiones Sobre la Génesis y Cronologia de los Relieves Apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estud. Geol.*, 36, pp 391-401.

GEHRENKEMPER, J. (1978) Rañas und reliefgenerationen der Montes de Toledo in *Zentralspanien, Berliner Geographische Abhandlungen*, 29, Berlin.

GODARD, A. (1977ª) *Pays et Paysage du Granite*, Col. Le géographe P.U.F., Paris, 232 p.

GONÇALVES, F. & ANTUNES, M.T. (1992) *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000, Folha 39-D (Torrão)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal. Lisboa.

GONÇALVES, F., ZBYSZEWSKI, G., CARVALHOSA, A., COELHO, A. (1979) *Carta geológica de Portugal na escala 1:50000, folha 27-D (Abrantes)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal. Lisboa. 75 p.

GONZALEZ, A., PARDO, G. & VILLENA, J. (1988) El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. Esp., SGE*, Granada, Simposios: 175-184.

GRAVIS, G. F. (1969) Fossil slope deposits in the northern artic asymmetrical valleys. *Biul. Peryglacjalny*, 20, pp. 239-258.

GREGORY, H. E. (1915) The formation and distribution of fluviatil and marine gravels: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, vol. 39, pp. 487-508.

GREGORY, D. I. & SCHUMM, S. A. (1987) The effect of active tectonics on alluvial river morphology. In: Richards, K. (ed.) *River Channels: Environment and Proces*. Institute of British Geographers Special Publication 18. Blackwell, Oxford and New York, pp. 41-68.

GRIMALDI, S., ROSINA, P., CORRAL, I. (1997) Interpretazione geo-archeologica di alcune industrie litiche "languedocensi" del medio bacino del Tejo, in *Quaternário e Pre-Historia do Alto Ribatejo (Portugal)*, ARKEOS 4, pp. 145-226. Ed. Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo (CEIPHAR), Instituto Politécnico de Tomar.

GRIMBERIEUX, J. (1955) Origine et asymétrie des vallés sèches de la Hesbaye. *Annls. Soc. Geol. Belg.* 78, pp. 267-286.

GROGAN, R. (1945) Shape variation of some Laque Superior beach pebbles: *Jour. Sed. Petrol.*, 15, pp. 3-10.

HAQ, H. B., HARDENBOL, J., & VAIL, P. R. (1987) Chronology of Flutuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, vol. 235, pp. 1156-1166.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: *Sea-Level changes, An integrated approach* (Ed. por C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner). SEPM, Sp. Pub., 42, pp. 39-44.

HARMS, J. L., SOUTHARD, J. B., SPEARING,D. R. & WALKER, R. G. (1975) Deposicional environments as interpreted from primary sedimentary strutures and stratification sequences. *SPEM. Short Course*, 2, 161 pp.

HERNANDEZ-PACHECO, E. (1950) Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. *C. R. 26º Congr. Intern. de Geographie*. Lisbonne, pp. 87-109.

HEWARD, A. P. (1978) Alluvial fan sequence and megasequence models: with exemples from Westphalian D., Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: Fluvial Sedimentology (A. D. Miall, Ed.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Calgary, Memoir* 5, 669-702.

HIRN, A., SENOS, L. & CAETANO, H. (1981) Variações da profundidade da Moho na região da grande falha do Alentejo. *Inst. Nac. Met. Geof.* (INMG), Lisboa.

HORTON, R. E., (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56 pp. 275-370.

HOWARD, J. L. (1993) The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Paleogene of souther California, USA. *Sedimentology*, 40, pp. 157-174.

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. G. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In *Milankovitch and Climate* (A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman, Eds.), Part 1, pp. 269-305. Reidel. Boston.

INSTITUTO GEOGRÁFICO CADASTRAL (1958) *Mapa Gravimétrico de Portugal*, Esc. 1/1000.000. Inst.Geogr. Cadastral, Lisboa.

JACKSON, L. E., Jr., McDONALD, G. M.,& WILSON, M. C. (1982) Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta. *Canadian Jour. of Earth Sciences*, 19, pp. 2219-2231.

JERVEY, M. T. (1988) Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. H. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner. eds. Sea level changes: an integrated approach: *SEPM Special Publication*, 42, pp. 47-69.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.

KARRASCH, H. (1970) Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. *Göttinger Geogr. Abh.*, 56, Göttingen.

KENNEDY, B. A. (1969) Studies of erosional valley-side asymmetry. *Ph. D. dissertation*, University of Cambridge, 289 pp. (Unpublished).

KENNEDY, B. A. (1976) Valley-side Slopes and Climate. In: E. Derbyshire (Editor), *Geomorphology and Climate*. London, pp. 171-201.

KENNEDY, B. A., & MELTON, M. A. (1972) Valley asymmetry and slope forms of a permafrost area in the Northwest Territories, Canada. *Spec. Pub. Inst. Brit. Geog.*, 4, pp. 107-121.

KING, L. C, (1949) The pediment landform: some current problems. *Geol. Mag.*, 86, pp. 245-250.

KING, L. C. (1962) *Morphology Of The Earth, Oliver and Boyd, Edinburg*, 699 pp.

KNOX, J. C. (1976) Concept of graded stream. in W. N. Melhorn and R. C. Flemal eds. Theories of landform development: *Proceedings of the 6th Annual Geomorphology Symposia Series*. pp. 169-198.

KOSS, J. E., ETHRIDGE, F. G. & SCHUMM, S. A. (1990) Effects of base level change on coastal plain and shelf system an experimental approach (abs.): *AAPG Bulletin*, 74, pp 697.

KRUMBEIN, W. C. (1941-a) Measurement and geologic significance of shape, and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrology*, 11, pp. 64-72.

KUENEN, PH. H. (1964) Experimental abrasion. 6. Surf action, *Sedimentology*, 3, pp. 29-43.

LAUTENSACH, H. (1932) *Portugal auf Grund eigener Reisen und der Literatur*. I. Gotha.

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 syntesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, 70, pp. 383-392.

LOTZE, F. (1945) Zur gliederung der Varisziden der Iberichen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92.

MABBUTT, J.A. (1961a ) Basal surface or weathering front. *Proc. Geol. Assoc.*, 72(3), pp. 357-358.

MABBUTT, J. A. (1961b) A stripped landsurface in Western Australia. *Trans Inst. British Geogr.*, 29, pp. 101-114.

MABESOONE, J. M. (1961) La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (Prov. de Palencia). *Estud. Geol.*, 27, pp. 101- 50.

MACAIRE, J. J. (1985) Les terrasses fluviatils. *Histoire et archeologie, les climats de la prehistoire,* 93, pp. 40-41.

MACKENZIE, D. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Plan. Science Letts.*, vol. 40. Amsterdam.

MACKIN, J. H. (1948) Concept of the graded river. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 59, pp. 463-512.

MANN, W. P., HEMPTON, M. R., BRADLEY, D. C. & BURKE, K. (1983)- Development of pull-apart basins. *Jour. Geol.*, 91, pp. 529-554.

MARTIN ESCOZA, C. (1977) Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocene en la Meseta Central Española. *Tecniterrae*, 20, pp. 8-22.

MARTINS, A. (1988) Contribuição para o conhecimento do relevo da parte meridional da bacia do Sado e dos vales dissimétricos. *Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica*, Univ. de Évora, 108 pp. (inédito).

MARTINS, A. (1990) O contacto da parte meridional da bacia do Sado com o substrato Paleozóico. *Finisterra*, XXV (50), pp. 299-330.

MARTINS, A. & BARBOSA, B., (1992) Planaltos do Nordeste da bacia Terciária do Tejo (Portugal). *Comn. Serv. Geol. Portugal.* 78 (1), pp. 13-22.

MARTINS, A. (1996) Nova interpretação do "terraço médio" do Tejo (Portugal). *Gaia*, 12, pp. 49-53.

MARTINS, A., BARBOSA, B., REIS, RUI PENA DOS (1998) Os Conglomerados de Rio de Moinhos (Abrantes-Portugal Central). *Com. Inst. Geol. Min.* Tomo 84, fasc. 1- pp. A-142-A-144.

MARTÍN SERRANO (1988) El Relieve de la Region Occidental Zamorana. La evolucion geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. *Tesis doctoral.* Instituto de Estudios Zamoranos «Florian de ocampo, Zamora, 311 pp. (inédito).

MARTIN SERRANO (1989) Rasgos generales y problemática de las superfícies de erosión en Galícia. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 14, pp. 7-18. Corunha.

MARTIN SERRANO (1991) La definición y el encajamento de la red fluvial actual sobre el Macizo Herpérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), pp. 337-351.

MEGIAS, A. G. (1973) Estudio geológico y relación entre a tectónica y sedimentación del Secundario e Terciario de la vertente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). *Tesis* (não publicada), Univ. de Granada.

MEGIAS, A. G. (1982) Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoam. Geol. Argentina*, 1, pp. 385-402.

MELTON, M. A. (1960) Intravalley variation in slope angles related to microclimate and erosional environment. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, pp. 133-144.

MENDES VICTOR, L. A., HIRN, A. & VEINANTE, J. L. (1980) A seismic section across the Tagus Valley Portugal: a possible evolution of the crust. Ann. *Geophys.*, 36, pp. 469-476.

MIALL, A. D., (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 62 pp.

MIALL, A. D., (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary in A. D. Miall, (Eds). Fluvial Sedimentology: *Can Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 597-604.

MIALL, A. D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analyses applied to fluvial deposits. *Earth Sc. Rev.*, 22, pp. 263-308.

MINISTÉRIO DAS OBRAS PÚBLICAS (1953) Captações De Água do Centro de Instrução Militar de Sta. Margarida. *Bol. da Comissão Fiscalização das Águas de Lisboa*, 34 (III), pp. 139-143.

MITCHUM, R. M., VAIL, R. M. & THOMSON, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes sea level. Part two. The deposicional sequence as a basic unit

for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C. E. (Ed.). Seismic Stratigraphy, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, pp. 53-62.

MOLINA, E. (1975) Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trab. sobre Neog. y Cuat.*, 3, pp. 1-106.

MOLINA, E. (1980) Alteration relicta y morfogenesis del macizo cristalino de Toledo. *Studia Geológica*, 16, pp. 15-25.

MOUGENOT, (1988) Geologie de la Marge Portuguese. *Th. Doct.* d'Etat, Univ. Paris VI, 257 pp.

MOUGENOT, (1989) Geologia da margem portuguesa. Documentos técnicos, Instituto Hidrográfico (Ed.), Lisboa, 259 p.

MOZZI, P. (1997) Evoluzione Geomorfológica della bassa valle del Fiume Nabão. In *Quaternário e Pre-Historia do Alto Ribatejo (Portugal)*, ARKEOS- 4, pp. 21-35, Ed. Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo (CEIPHAR), Instituto Politécnico de Tomar.

OBDENBUSCH, H. (1982) Die tertiäre und quartäre reliefentwicklung des mittleren Tajo grabens. *Dusseldorfer Geographische Schriften*, 20, Düsseldorf.

OLLIER. C. D. (1981) Planation surfaces, in OLLIER. C. D. (Eds.), *Tectonics and Landforms*, Longmans, London, pp. 147-160.

OLLIER, C. D. & THOMASSON, A. J. (1957) Asymmetric valleys in the Chiltern Hills. *Geogr. Journal.*, 123, pp. 71-80.

OUCHI, S. (1983) Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement, *Ph. D. dissertation*, Colorado State Univ., Fort Collins, Col. 205 pp.

OUCHI, S. (1985) Response of alluvial rivers to slow active tectonique movement. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, pp. 504-515.

PAIS, J. (1981) Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da bacia do Tejo. *Tese de doutoramento* (não publicada), Univ. Nova de Lisboa, 328 pp.

PAIS, J. (1986) Évolution de la végétation et du climat pendant le miocène au Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 8, pp. 179-191.

PAIS, J. (1989) Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 75, pp. 67-72.

PARGA, J. R. (1969) Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabalhos del Laboratório Geológico de Lage*, 37, Lage, pp. 1-15.

PARKER, R. S., (1977) Experimental study of basin evolution and its hydrologic implications. *Unpublished Ph.D. dissertation*, Colorado State Univ., Fort Collins, Col., 331 pp.

PAYTON, C. E., ed., (1977) Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, *Memoire* 26, 515 pp.

PEDRAZA, G. L. (1994) Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones Morfotectónicas. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña. vol. 19, pp. 91-118.

PENCK, W. (1923) *Die Morphologische Analyse*.

PENCK, W. (1953) *Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology*. Mac-Millan and Co., 430 pp. (primeira edição en língua alemã em 1924).

PEREIRA, A. R. (1988) Aspectos do relevo de Portugal. Litorais ocidental e meridional da Península de Setúbal. *Finisterra*, XXIII (46): 335-349.

PEREIRA, A. R. (1990) A Plataforma do Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Estudo de Geomorfologia. *Dissertação de doutoramento*, Fac. Letras da Univ. de Lisboa, 450 pp.

PEREIRA, E. (1985) Ciclo hercínico e o sector entre Douro e Minho. (Deduções baseadas na paleogeografia da Península Ibérica). Mem. Fac. Ciências de Lisboa, *Monografia (não publicada)* 155 p.

PEREIRA, E. (1988) Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica. Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, Rev. Ass. Port. Geólogos, Lisboa, 10 pp. 13-35.

PÉREZ GARCIA, L. C. (1977) Los sedimentos auríferos del NO de la cuenca del Duero (província de León) y su prospection. *Tesis* Univ. Oviedo, 403 pp.

PÉREZ GONZÁLEZ, A, (1979) El limite Plioceno Pleistoceno en la submeseta meridional en la base a los datos geomorfológicos e estratigráficos. *Trab. Neogeno Cuaternário, CSIC*, 9, pp. 23-36.

PÉREZ-GONZÁLEZ, A., VILAS MINONDO, L., BRELL PARLADE, J.M., & BERTOLIN PÉREZ, M. (1971) - Las series continentais al E da la Sierra de Altomira. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Madrid-Lisboa 1971, 1: 367-376.

PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & GALLARDO, J. (1987) La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.

PETTIJOHN, E. J., (1975) *Sedimentary Rocks*, third edition. Harper & Row, Publishers, Harper International Edition, Nova York, 628 pp.

PHILIP, H. (1987) Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophy.*, 5B (3), pp. 301-320.

PIMENTEL, N. L. (1997) O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. *Tese de doutoramento*, Depatamento de Geologia, Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 381 pp.

PIMENTEL, N. L. & AZEVEDO, T. M. (1994b) Sedimentação e pedogénese em depósitos fluviais na formação de Alvalade (Bacia do Sado, Portugal). *Actas II Congr. Gr. Esp. Terciario*, 177-180. Univ. Zaragoza.

PIRAZZOLI, P. A. (1996) *Sea-Level Changes, The Last 20 000 years*. CNRS, Meudon, France, John Wiley & Sons.

POSAMENTIER, H. & JAMES, D. P. (1993) An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses, in H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq, and G.P. Allen , eds., *Sequence stratigraphy and facies associations: International Association of Sedimentologists, Special Publication* 18, p. 3-18.

POSAMENTIER, H. & VAIL, P. (1988) Eustatic controls on clastic deposition, II - Sequence and systems tract models. In: WILGUS, C. K. et al. (Ed.): Sea-Level changes. An integrated approach. *SEPM Sp. Publ.*, 42: 125-154.

PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. (1990) *Analysis of Geological Structures*. Cambrige Univ. Press, 502 pp.

RAMOS, C. M. (1994) Condições geomorfológicas e climáticas das cheias da ribeira de Tera e do Rio Maior (bacia hidrográfica do Tejo). *Tese de doutoramento*. Centro de Estudos Geográficos, Fac. Letras da Univ. de Lisboa.

RAMSAY, J. & HUVER, M. (1987) *Modern Structural Geology*, vol. 2: folds and fractures. Academic Press, pg. 309-700.

RAPOSO L., CARREIRA, J. R. & SALVADOR, M. (1985) A estação acheulense final de Milharós, Vale do Forno, Alpiarça. in " *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*", G.T.P.E.Q, II, Lisboa, pp. 41-60.

RAPOSO, L. & SANTONJA, M. (1995) The earliest occupation of Europe: the Iberian península, in WIL ROEBROEKS AND THIJS VAN KOLFSCHOTEN (Eds.). *The Earliest Occupation of Europe, Proceedings of The European Science Foundation Workshop at Tautavel* (France), Univ. de Leiden, pp. 7-25.

READING, H. G. (1980) Characteristics and recongnition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment*, 4, pp. 7-26.

READING, H. G. (1978) *Sedimentary Environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 557 pp.

REDONDO, E. & MOLINA, E. (1980) Bosquejo morfológico de la cuenca del rio Bullaque. *Bol. Geol. y Min.*, 41(3), pp. 472-480.

REIS, R. P. B. PENA DOS (1997) Estratigrafia e controlos deposicionais dos terraços fluviais quternários, na região de Tomar-Entroncamento. In *Quaternário e Pre-Historia do Alto Ribatejo (Portugal)*, ARKEOS 4, pp. 21-35, Ed. Centro Eu-

ropeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo (CEIPHAR), Instituto Politécnico de Tomar.

REIS, R. P. B. PENA DOS & CUNHA, P. M. P. (1989) Comparation de los rellenos terciários en dos regiones del borde occidental del Macizo Hespérico (Portugal Central); *Stvdia Geológica Salmanticensia*, Vol. Especial 5, (Paleogeografia de la Meseta Norte durante el Terciário), pp. 253-272.

REIS, R. P. B. PENA DOS & CUNHA, P. M. P. (1989b) A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região da Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, pp. 99-109.

REIS, R. P. B. PENA DOS, PAIS, J. & ANTUNES, M. T. (1991b) Sedimentação aluvial na região de Lisboa – o "Complexo de Benfica". *3º Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, Coimbra, 131 pp.

RIBA, O. (1989b) Unidades Tectosedimentarias y Sequencias Deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4), pp. 189-198.

RIBEIRO, A. (1982) Falhas Activas e imagens de satélite em Portugal Continental. *Geonovas*, 1 (4), pp. 97-98.

RIBEIRO, A. (1984) Neotectónique du Portugal, in *Livro Homenagem a O. Ribeiro*, Centro Estudos Geográficos, I, pp. 173-182.

RIBEIRO, A. (1988) A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas*, Rev. Ass. Port. Geólogos, Lisboa, 10, pp. 9-11.

RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990) A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, pp. 357-366.

RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., ROCHA C., PHIPPS, S & MANUPPELLA, G. (1992) Tectonic inversion of the Lusitanian Basin. In *Abstracts, First Congress R.C.N.S. Atlantic General Events During Neogene*, Lisboa, 43-44.

RIBEIRO, O. (1935) A Arrábida. Esboço Geográfico. *Rev. Fac. Letras*, 3. Lisboa, 94 pp.

RIBEIRO, O. (1940) Problemas morfológicos do maciço Hispérico Português. *Las Ciências*, Madrid, año VI, 2, pp. 315-336.

RIBEIRO, O. (1942) Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central entre Sobreira Formosa e a fronteira. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, I (III): 123-145.

RIBEIRO, O.(1943-a) Evolução da falha do Ponsul. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 24, pp. 109-123.

RIBEIRO, O.(1943-b) Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Ródão. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto*, 2ª série, 32, pp. 5-24.

RIBEIRO, O. (1949-a) *Le Portugal Central* (livret-guide de l'excursion C) XVI Congr. Inter. Géogr. Lisbonne, 180 pp. 22 pl. 10 cartas.

RIBEIRO, O. (1968-a) Excursão à Arrábida. *Finisterra*, III (6), pp. 257-273.

RIBEIRO, O & FEIO, M. (1950) Les dépôts de type "raña" au Portugal. *Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, Lisbonne*, II, pp. 152-159.

RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C., CARVALHO H., PERES, A., FERNANDES, A. P., ASSUNÇÃO, T. C., PILAR, L. (1965) *Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000 da folha 28-B (Nisa).* Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 29 pp.

RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C. & FERREIRA, C. R. (1967) *Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000 da folha 24-D (Castelo Branco).* Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 24p.

RICHAMBAULT, M. (1966) Essai sur la genèse des glacis d'erosion dans le sud et sud-est de la France. *Mémoires et Documents*, N. S., vol. 2, pp. 103-139.

ROCHA, R., MANUPPELA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C., ZBYSZEWSKI, G. (1981) *Carta geológica de Portugal na escala 1/50000 da folha 19-C (Figueira da Foz).* Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 126 p.

ROCHETE, C. (1992) Os alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal, génese e tipologia. *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto. pp. 689-697.

RODRIGUEZ RAMIREZ, A. (1993) Analisis general del relieve en el sector interfluvial de los rios Tinto y Guadalquivir (Golfo de Cadiz). *Tesis de licenciatura*, Univ. de Sevilha, 154 p.

RODRIGUEZ, V. J., CÁCERES, L. M., RODRIGUEZ, R. A. (1993) Modelo evolutivo de la red fluvial cuaternaria en el suroeste de la Península Ibérica. *Separata da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*. Coimbra.

ROGNON, P. (1980) Une extension des déserts (Sahara et Moyen-Orient) au cours du Tardiglaciaire (18000-10000 ans BP). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* vol. 22, Fasc. 4-5, pp. 313-328.

ROMAN, F. & TORRES, A. (1907) Le Néogène continental de la basse vallée du Tage (rive droite). 1ère. Partie. Paléontologie par F.Roman avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. Fliche; 2ème partie. Stratigraphie par A. Torres. *Mem. Comum. Serv. Geol. Portugal*, 109 pp.

ROMÃO, J. M. C. & OLIVEIRA, J. T. (1995) Litostratigrafia do Grupo de Vale de Grou (Série Intercalar), na região de Mação. *Comunicaciones do XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular /PICG* 319-320, Septiembre 1995, pp. 142-143.

ROMÃO, J. M. C. & RIBEIRO, A. (1995) Estudo estrutural da área de Mação. *1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica da Sociedade Geológica de Portugal, 9 a 10 de Março*. Fac. Ciên. Unv. Lisboa.

ROMMERSKIRCHEN, E. (1978) Morphogenese der Mancha und ihrer Randgebiete. *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 10, Düsseldorf.

ROSS, W. C. (1990) Modeling base-level dynamics as a control on basin fill geometries and facies distributions: a conceptual framework, in T. A. Cross. Ed., *Quantitative dynamic stratigraphy*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, pp. 387-399.

RUST, B. R. (1972 a) Pebble orientation in fluvial sediments. *Jour. Sedim. Petrol.*, 42 (2): 384-388.

RUST, B. R. (1972 b) Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18 (3/4), pp. 221-245.

RUST, B. R. (1978) Depositional models for braided alluvium. In Miall, A. D. (Eds.). Fluvial Sedimentology, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, pp. 605-626.

RUST, B. R. (1978a) A classification of alluvial channel systems. In Miall, A. D. (Eds)., Fluvial Sedimentology, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, pp. 187-198.

RUST, B. R. (1979) Facies Models 2 Coarse Alluvial Deposits. In *Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series* 1, Edit. WALKER, G. published by Geological Association of Canada, Hamilton, Ontario, pp. 1-41.

RUST, B. R. (1984) Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé Québec, Canada. *Sedimentology*, 31, pp. 675-695.

SEIFERT, H. (1963) Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jb.*, 81, 277-344.

SEQUEIRA, J. D. A., CUNHA, P. M. P., BERNARDO, S. (1997) A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal Coja Caramulo (Portugal central). *Comum. Inst. Geol. Min.*, Tomo 83, Lisboa, p. 95-126.

SHACKLETON, N. J. (1969) The last interglaciation in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society of London*, B174, pp. 135-154.

SHACKLETON, N. J., BERGER, A., PELTIER, W. R. (1990) Un alternative astronomical calibration on the lower Plistocene, time scale, based on ODP site 677. *Transations of Royal Society London, B*, 318, pp. 679-688.

SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1976) Oxygene isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V. 28-239. late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America, Mem.*, 145, pp. 449-464.

SHANLEY, K. W. & McCABE, J. P. (1994) Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bulletin*, vol. 78, 4, pp. 544-568.

SCHUMM, S. A. (1965) Quaternary paleohydrology, in H. E. Wright & D. G. Frey, eds. *The Quaternary of The United States*: Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 783-794.

SCHUMM, S. A. (1968) River adjustement to altered hydrologic regimen: the Murrumbidgee River and paleochannels. Australia: *U.S. Geological Survey Profissional Paper*, 598, 65 pp.

SCHUMM, S. A. (1973) Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In M. Morisawa, Ed. Fluvial Geomorphology, *Publications in Geonorphology*, State Univ. of N. Y., Binghamton, pp. 299-310.

SCHUMM, S. A. (1976) Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In W. N. Melhorn and R. C. Flemal, Eds., Theories of Landform Development, *Publications in Geomorphology*, State Univ. of New York., Binghamton, pp. 69-85.

SCHUMM, S. A. (1977) *The fluvial system*. Jhon Wiley & Sons. New York. London, 338 pp.

SCHUMM, S. A., MOSLEY, M. P., WEAVER, W. E. (1987) *Experimental Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons. 413 pp.

SCHUMM, S. A., & PARKER, R. S., (1973) Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy, *Nature*, 243, pp. 99-100.

SCHWENZNER, J. E. (1943) La morfología de la región montañosa central de la Meseta española. *Bol. Real. Soc. Española Hist. Nat.* 41, pp. 121-124. Original publicado en 1937 em Geogr. Abhandl. 3ª Ser. T.X, 3 Helft.

SILVA, F. ROMÃO, J. SEQUEIRA, A. & RIBEIRO, L. (1988) Geotransversal no Grupo das Beiras (CXG) entre os sinclinórios de Mação e Penha Garcia (centro-leste de Portugal). *X Reunião do Oeste Peninsular*, Merida.

SLOSS, L. L. (1962) Stratigraphic models in exploration: *AAPG Bulletin*, 46, pp. 1050-1057.

SMITH, H. T. U. (1949) Physical effects of Pleistocene climate changes in nonglaciated areas. *Bull. geol. Soc. Am.*, 60, pp. 1485-1516.

SOARES, A. F. (1966) Estudo das formações pós-jurássicas na região de Sargento Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do rio Mondego). *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, vol. XL, Coimbra.

SOARES, A. F. & REIS, R. P. (1980) Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas, na região do Baixo Mondego. In: *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 183-202.

SOARES, A. F., REIS, R. P., DAVEAU, S. (1983) Tentativa de correlação das unidades litoestratigráficas da região do Baixo Mondego com as da Bacia da

Lousã e Arganil. *Mem. e Notíc. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 96, pp. 3-19.

SOARES DE CARVALHO, G. (1981) Uma metodologia para análise dos depósitos do Quaternário. *Arqueologia*, 4, pp. 50-63.

SOLE SABARIS, L. 1958) Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviora Geol. Astúrica*, 2 (1-2), pp. 3-8.

SOLÉ, SABARIS (1964) Las rampas o glacis de erosión de la Península Ibérica. *Aportación esp. al XX Congr. Geogr. Intern. Inst. Est. Pirenaicos*, 5-18.

SOLE SABARIS, L., FONT QUER, N; LLOPIS, N. e MASACHS, V. (1952) España Geografia Física, in TERAN, M (dir.), *Geografia de España y Portugal*. Tomo I, Edições Montaner y Simón. S. A. Barcelona. 500 pp.

STARKEL, L., (1983) Climatic change and fluvial response. in R. Gardner and H. Scoging, eds., *Mega-geomorphology*: Oxford Clarendon Press, pp. 195-211.

STEEL, R. J. (1976) Devonian basins of western Norway, sedimentary response to tectomics and to varyng tectonic context. *Tectonophysics*, 36, pp. 207-224.

SUMMERFILD, M. A. (1996) *Global Geomorphology*. Longman Group Ltd. 537 pp.

TAILLEFER, F., (1944) La dissymétrie des vallées gasconnes. *Rev. Geog. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 15, pp. 153-181.

TAILLEFER, F., (1950) Le versant atlantique des Pyrénées et son avantpays. *Rev. Geomorph. Dyn.*, 1, pp. 101-122.

TAPPONNIER, P. (1977) Évolution tectonique du systeme alpin en Mediterranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, 3, pp. 437-460.

TEIXEIRA, C. (1944) Um novo Cinnamomum fossil de Portugal e algumas considerações sobre a cronologia dos "grés" do Buçaco. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Porto*, XL, 2ª serie, 15 pp.

TEIXEIRA, C. (1952-a) Flora fóssil das argilas de Vale de Carros (Alpiarça). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXXII, pp. 11-14.

TEIXEIRA, C. (1952-b) Flora fóssil do Pliocénico de Vale de Santarém. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXXIII, pp. 51- 64.

TEIXEIRA, C. (1979) Plio-Plistocénico de Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65, pp. 35-46.

TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1976) *Introdução à Paleobotânica*. As grandes fases da evolução dos vegetais, Lisboa, 211 pp. (Ed. dos autores).

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1954) Contribution à l'étude du litoral pliocène au Portugal. *Cong. Intern. Geol. C. R. de la dixneuvième session, Section XIII*, Alger 1952.

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1951) - Note sur le Pliocène de la région à l'Ouest de Pombal. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, XXXII: 295-302.

TEIXEIRA, C., ZBYSZEWSKI, G., TORRE DE ASSUNÇÃO, C. & MANUPPELLA, G. (1968) *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 da folha 23-C, (Leiria)*. Notícia Explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 99 pp.

THOMAS, M. F.(1979) *Tropical Geomorphology*. A study of weathering and landform development in warm climates. The Macmillan press LTD, 332 pp.

TRICART, J. (1963) *Geomorphologie des regions froides*. Presses Univ. de France, 289 pp.

TRICART, J., & CAILLEUX, A., (1960-61) Le modelé des régions sèches. in J. Tricart et A. Cailleux. *Traité de géomorphologie*, tome IV, bibliographie copieuse, cf. p. 164, 337 et suiv., 408 et suiv. C.D.U. Paris.

TRICART, J., RAYNAL, R., BESANÇON, J. (1972) Cônes rocheux, pédiments glacis. *Annales de Geographie*, nº 443, LXXXI e année, Janvier-Février, pp. 1-23.

TRINCÃO, P., PAIS, J., REIS PENA R. P. & CUNHA, P. M. R. R. (1989) Palinomorfos ante-cenomanianos do "Grés do Buçaco" (Lousã, Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 10, pp. 51-64.

TUCKER, M. E. (1990) *The Field Description of Sedimentary Rocks*. Geological Society of London Handbook Series Editor-Keith Cox, London, 112 pp.

TWENHOFEL, W. H. (1932) *Treatise on Sedimentation*, 2ª ed., Williams & Wilkins Company, Baltimore, U.S.A.

VAIL, P. R. (1987) Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLY, A. W. (Ed.). Atlas of seismic stratigraphy. I. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Studies in Geology. 27, pp. 1-10.

VAIL, P. R. & HARDENBOL, J. (1979) Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22, pp. 71-79.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMSON, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In : Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. C. E. PAYTON (Ed.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, pp. 63-81.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, J. R., CAMPION, K. M., e RAHMANIAN, V. D. (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for higt resolution correlation of time and facies: *Tulsa,*

*American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, vol. 7, 55 pp.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, J. R. POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. (1987) Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: BALLY, A. W. (Ed.). Atlas of seismic stratigraphy. I, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology*. 27, pp. 11-14.

VICTOR, L. A. M., HIRN, A. & VEINANTE, J. L. (1980) A seismic section across the Tagus valley, Portugal: possible evolution of the crust. Am. *Géophys.*, 36 (4): 469-476.

VIDAL BOX, C. (1944) La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de su Montes-Islas. *Las Ciencias*, 9, pp. 82-111.

WALKER, R.G. (1979) Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series 1, published by Geological Association of Canada, Hamilton, Ontario, pp. 1-41.

WAYLAND, E. J. (1933) Peneplains and some other erosional platforms. Ann. Rept. Protectorate of Uganda geol. *Surv. Dept. of Mines, Note* 1, pp. 77-79.

WENDE, R. (1995) Drainage and valley asymmetry in the Tertiary Hills of Lower Bavaria, Germany. *Geomorphology*, 14, pp. 255-265.

WENTWORTH, C. K. (1922 b) The shapes of beach pebbles. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 131-C, pp. 75-83.

WENZENS, G. (1977) Zur flächengenese auf der Iberischen Halbinsel. *Karlsruher Geographische, Hefte* 8, pp. 63-68, Karlsruhe.

WHITE, J. W. C. (1993) Don't touch that dial. *Nature*, vol. 364, p. 186.

WILDMAN, N. A. (1981) Episodic removal of hydraulic-mining debris, Yuba and Bear River basins, California. Unpublised Ms *thesis*, Colorado State University, Fort Collins, CO, 107 pp.

WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J., E. KENDALL, C. G., eds. (1988) Sea-level changes: An Integrated Approach: *Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 42, 407 pp.

WINOGRAD, I. J., LANDWEHER, M. J., LUDWIG, R. K., COPLEN, B. T. RIGGS, C. A.(1997) Duration and Structure of the Past Four Interglaciations. *Quaternary Research* 48, pp. 141-154.

WOMACK, W. R. & SCHUMM, S. A. (1977) Terrace of Douglas Creek, Northwester Colorado: an example of episodic erosion. *Geology*, 5, pp. 72-76.

WRIGHT, R. L., (1963) Deep weathering and erosion surfaces in the Daly River Basin Northern Territory. *J. Geol. Soc. Australia*, 10, pp. 151-163.

ZAGWIJN, W. H. (1960) Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Netherlands, Geol. Stiching. Meded.*, ser. C-3-1, nº 5, pp.1-78.

ZAITLIN, B. A., DALRYMPLE, R. W., BOYD, R. (1994) The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences, *SEPM Special Publications*, 51, pp. 45-60.

ZBYSZEWSKY, G. (1946) Étude géologique de la région d'Alpiarça. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXVII, pp. 145-267.

ZBYSZEWSKY, G. (1947) Étude géologique de la région d'Almeirim. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXVIII, pp. 217-263.

ZBYSZEWSKY, G. (1949)-Contribuition à la connaissance du Pliocéne portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXX, pp. 59-78.

ZBYSZEWSKI, G. (1953) *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50000 da folha 31-A (Santarém)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 16 pp.

ZBYSZEWSKI, G. (1954) Etude géologique de la région de Santarém. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, tomo XXXV, pp. 194-225.

ZBYSZEWSKI, G. (1958) Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XIII, fasc. I e II, 227 pp.

ZBYSZEWSKI, G. (1964-a) Les apports entre les milieux miocenes marins et continentaux au Portugal. Cursilos y Conferencias, Instituto "Lucas Mallada, CSIC (España), IX, pp. 103-108.

ZBYSZEWSKI, G. (1964-b) Etude géologique de la région d'Almeirim. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXVIII, pp. 217-263.

ZBYSZEWSKI, G. (1965) Observações àcerca da idade de três jazidas de vertebrados terciários. *Bol. Acad. Ciências*, Lisboa, XXXVII, pp. 218-230.

ZBYSZEWSKI, G. (1967) Le Mastodonte du "Pliocène" de Santarém. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, LII, pp. 11-15.

ZBYSZEWSKI, G. (1985) "Terraços Quaternários da Bacia Inferior do Tejo". *I Reunião do Quaternário Ibérico. Livro Guia da Excursão*, Lisboa, 19 pp.

ZBYSZEWSKI, G. & ALMEIDA, M. F. (1960) *Carta geológica de Portugal, na escala 1:50 000, da folha 26-D (Caldas das Rainha)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 55 pp.

ZBYSZEWSKI, G., CARVALHOSA, A. (1984) *Carta geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 31-D (Montargil)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 56 pp.

ZBYSZEWSKI, G., CARVALHOSA, A & FERREIRA VEIGA, O. (1980) *Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 36-A (Pavia)*, Notícia explicativa da carta . Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 39 pp.

ZBYSZEWSKI, G.; CARVALHOSA, A. & GONÇALVES, F. (1981) *Carta Gológica de Portugal, na escala 1:50000, da Folha 28-C (Gavião)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 50 pp.

ZBYSZEWSKY, G., FEIO, M., & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1950) Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo. In Associação Portuguesa para o Progresso das Ciências (Eds.), *XIII Congresso Luso-Espanhol para o progresso das Ciências*, tomo V, 4ª secção (Ciências Naturais), pp 509-530.

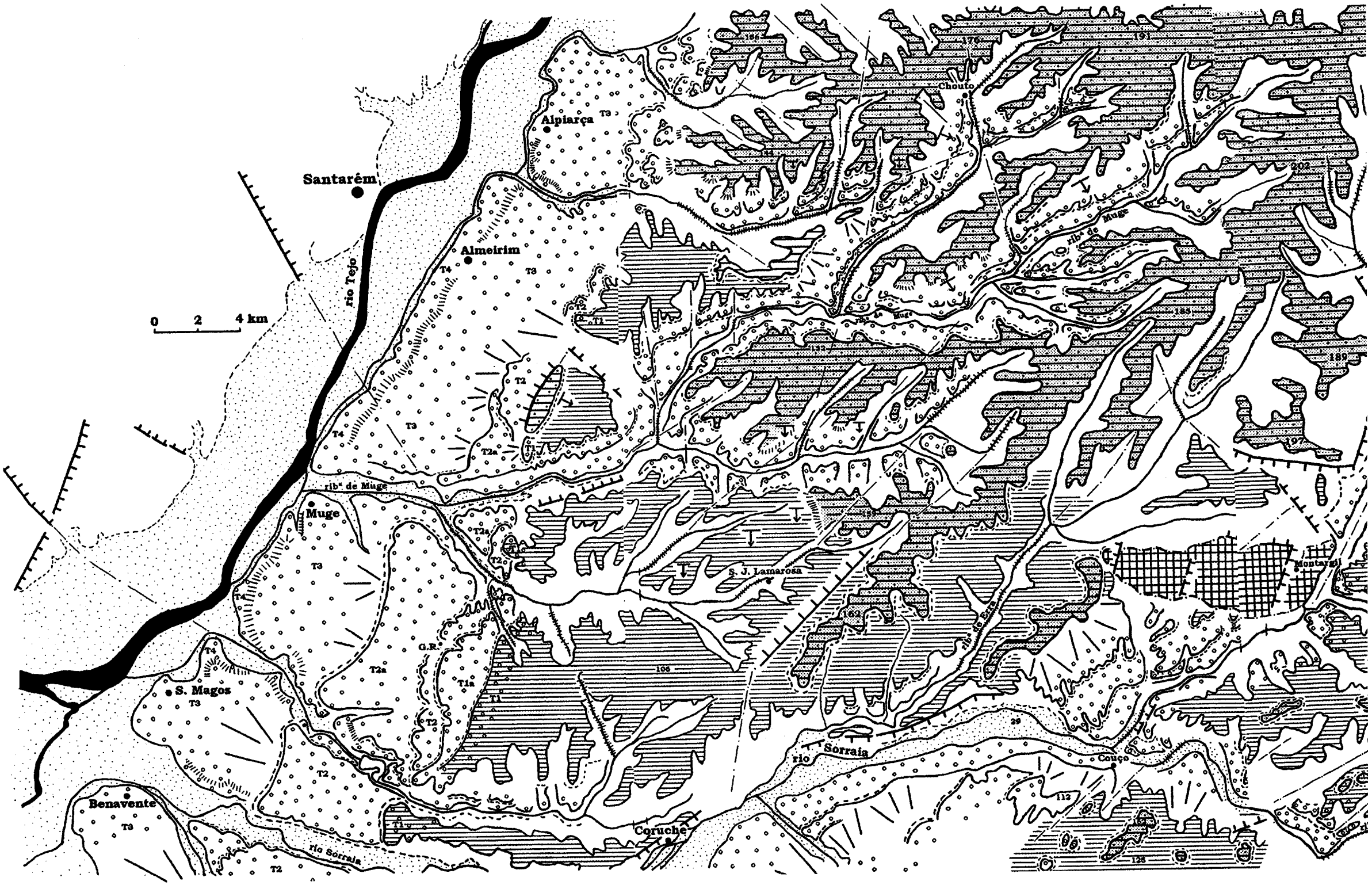
ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. (1968) *Carta geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 31-C (Coruche)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 43 pp.

ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. (1969) *Carta geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 35-A (Stº. Estevão)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 27 pp.

ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. (1979) *Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 31-B (Chouto)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 27 pp.

ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O., CARVALHOSA, A. (1979) *Carta geológica de Portugal, na escala 1:50000, da folha 35-B (Mora)*. Notícia explicativa da carta. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 33 pp.

ZBYSZEWSKI, G. & GONÇALVES, F. (1980-81) Nota preliminar sobre a Geologia da região de Sardoal - Penhascoso. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, pp. 141-146.

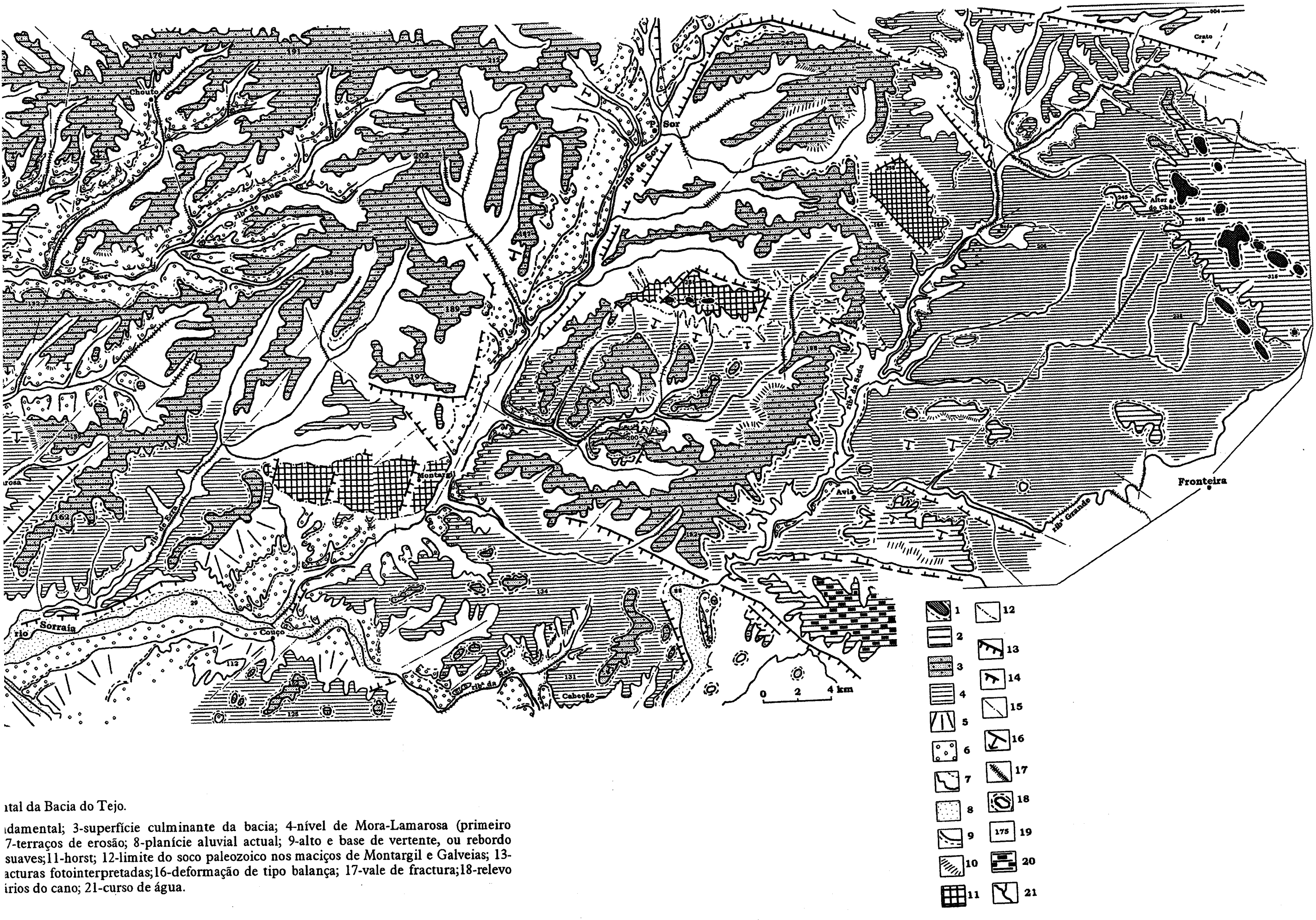


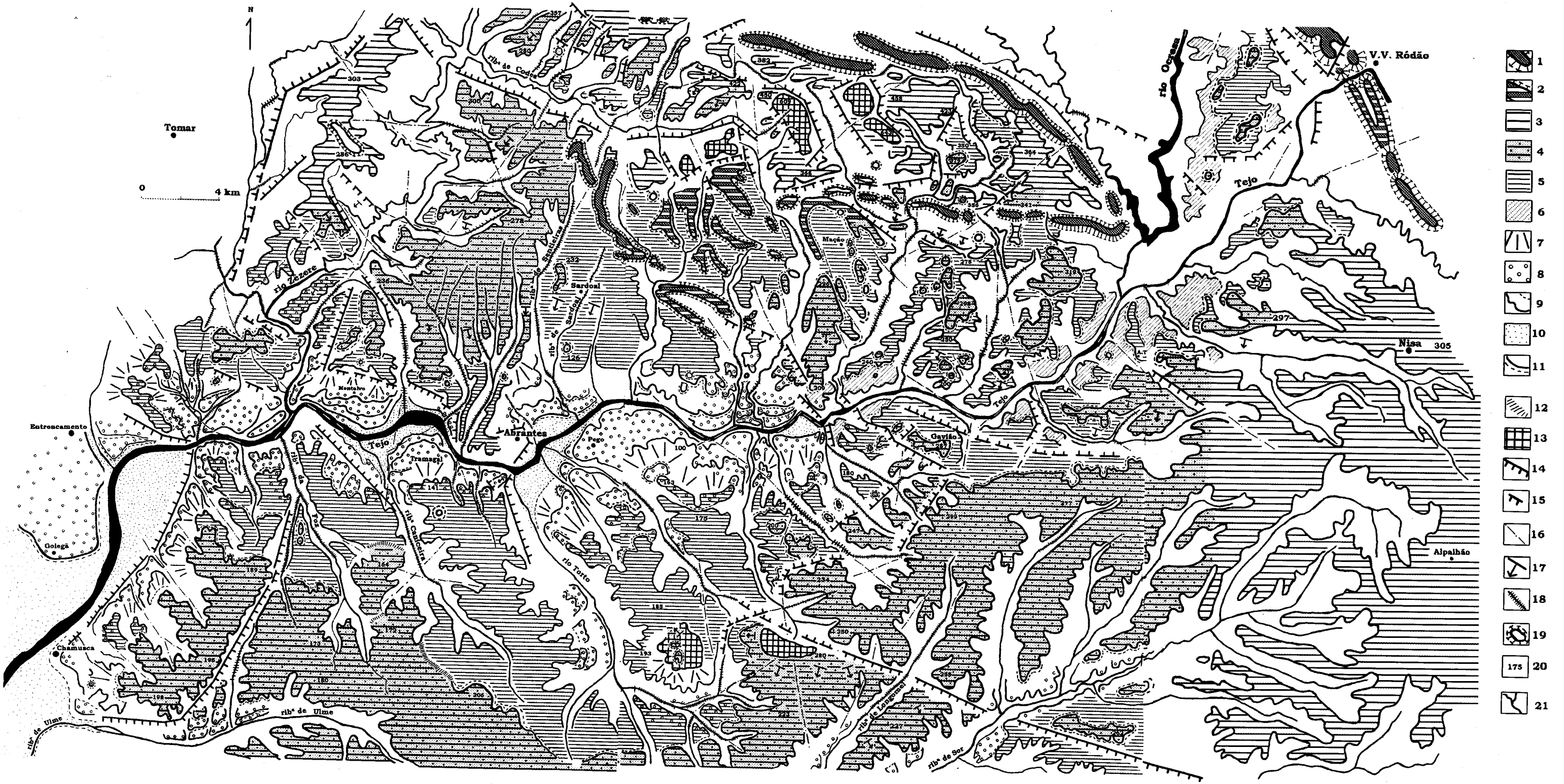

Mapa geomorfológico da área central e oriental da Bacia do Tejo.

1-relevos residuais de resistência; 2-superfície fundamental; 3-superfície culminante da bacia; 4-nível de Mora-Lamarosa (pri
embutimento); 5-glacis; 6-terraços de acumulação; 7-terraços de erosão; 8-planície aluvial actual; 9-alto e base de vertente, ou re
exterior e inferior de terraço; 10-rebordos de erosão suaves;11-horst; 12-limite do soco paleozoico nos maciços de Montargil e Galveia
escarpa de falha; 14-escarpa de falha provável;15-fracturas fotointerpretadas;16-deformação de tipo balança; 17-vale de fractura;18-
residual de posição; 19- altitudes em metros; 20-calcários do cano; 21-curso de água.

ıtal da Bacia do Tejo.

ıdamental; 3-superfície culminante da bacia; 4-nível de Mora-Lamarosa (primeiro 7-terraços de erosão; 8-planície aluvial actual; 9-alto e base de vertente, ou rebordo suaves;11-horst; 12-limite do soco paleozoico nos maciços de Montargil e Galveias; 13-acturas fotointerpretadas;16-deformação de tipo balança; 17-vale de fractura;18-relevo irios do cano; 21-curso de água.






Mapa geomorfológico da área setentrional da Bacia do Tejo.

1-Inselberge quartzíticos; 2-cristas apalachianas; 3-superfície fundamental; 4-superfície culminante da bacia; 5-nível de Mora-Lamarosa (primeiro embutimento); 6-nível embutido abaixo do nível de Mora-Lamarosa do troço do Tejo entre Gavião e Vila Velha de Ródão (150-250 m); 7-glacis; 8-terraços de acumulação; 9-terraços de erosão; 10-planície aluvial actual; 11-alto e base de vertente, ou rebordo exterior e inferior de terraço; 12-rebordos de erosão suaves;13-horst; 14-escarpa de falha; 15-escarpa de falha provável; 16-fracturas fotointerpretadas;17-deformação de tipo balança; 18-vale de fractura;19-relevo residual de resistência, ou de posição; 20-altitudes em metros 21-curso de água.