

O REVELO DO ALTO ALENTEJO (traços essenciais)

MARIANO FEIO⁽¹⁾
ANTÓNIO MARTINS⁽²⁾

INTRODUÇÃO

O relevo do Alto Alentejo é complexo e, na maior parte, tem formas pouco características. Lembra um mosaico fracturado e desnivelado, mas os desníveis são quase sempre pequenos e, por isso, os degraus em regra pouco vigorosos; faltam as unidades grandes e bem definidas, como, no Baixo Alentejo, a peneplanície una e extensa e o grande empolamento que constitui a Serra do Caldeirão, ou os traços marcantes, como a escarpa da Vidigueira. O estudo deste relevo é tarefa ingrata; compreende-se, por isso, que não tenha atraído os investigadores; os estudos existentes são poucos e na maior parte referem-se à periferia. Como o ensino na Universidade de Évora nos levou a um longo contacto com a maioria dos elementos do relevo, tenta-se preencher a lacuna com esta apresentação, embora preliminar e resumida.

O presente trabalho refere-se à área compreendida entre a Serra de Portel e o rio Tejo, mas só na parte talhada nas rochas do maciço antigo, incluindo eventuais recobrimentos superficiais. As duas regiões limites já foram estudadas há muito, por RIBEIRO (1939, 1943

(1) Professor Catedrático, C.P. 248, Canhestros, 7900 Ferreira do Alentejo.

(2) Assistente da Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Largo dos Colegiais, 7000 Évora, tel: (351-66) 744616.

e 1965) e FEIO (1949 e 1951); estudos recentes acerca da tectónica devem-se, quanto à reactivação neogénica e quaternária da falha do Ponsul, a DIAS e CABRAL (1989) e, quanto à tectónica da região Vidigueira-Moura, a SILVEIRA (1990).

Estudos geomorfológicos propriamente da região há dois; como é natural foram escolhidos os relevos mais vigorosos e destacados, a Serra de S. Mamede (FEIO e ALMEIDA, 1980) e a Serra de Ossa (FEIO, 1983). Estão publicadas notas geomorfológicas nas Notícias Explicativas das folhas geológicas do Redondo (FEIO, 1987) e Reguengos (MARTINS, 1991); a de Alcáçovas está entregue para publicação.

Estudos geológico-estratigráficos de base devem-se a GONÇALVES (1971), acerca da geologia do Nordeste Alentejano, e, para uma região vizinha, a Galopim de Carvalho, 1968 (sedimentogénese da bacia terciária do Tejo). Grande parte das folhas geológicas na escala de 1:50 000 da região de estudo estão publicadas e constituem importante factor de segurança e facilidade para os estudos geomorfológicos.

Apresenta-se em primeiro lugar a peneplanície que, apesar de mal conservada em grandes áreas, constitui o elo de ligação e a referência comum para o relevo da região (figs. 1 e 2). Apreciam-se sucessivamente os aspectos que nos parecem mais significativos: as relações com a peneplanície do Baixo Alentejo, o desenvolvimento na área tipo (ao Sul de Évora), relações entre esta e uma posição mais alta ao Norte de Évora, finalmente as principais posições mais ao Norte.

Apresentam-se depois os relevos e outros acidentes tectónicos do Sul para o Norte, deixando para o fim as depressões orientais, a partir do grande filão do Alentejo, que o Guadiana aproveita em grande parte.

I – A PENEPLANÍCIE

a) Relações da peneplanície ao Sul de Évora com a do Baixo Alentejo
A escarpa da falha da Vidigueira e a Serra de Portel⁽³⁾ interrompem por meia centena de quilómetros o contacto entre estas duas

(3) Por razões de falta de espaço não se apresentam aqui estes elementos do relevo, que ficam fora da área do presente trabalho e já foram estudados (FEIO, 1949 e 1951).

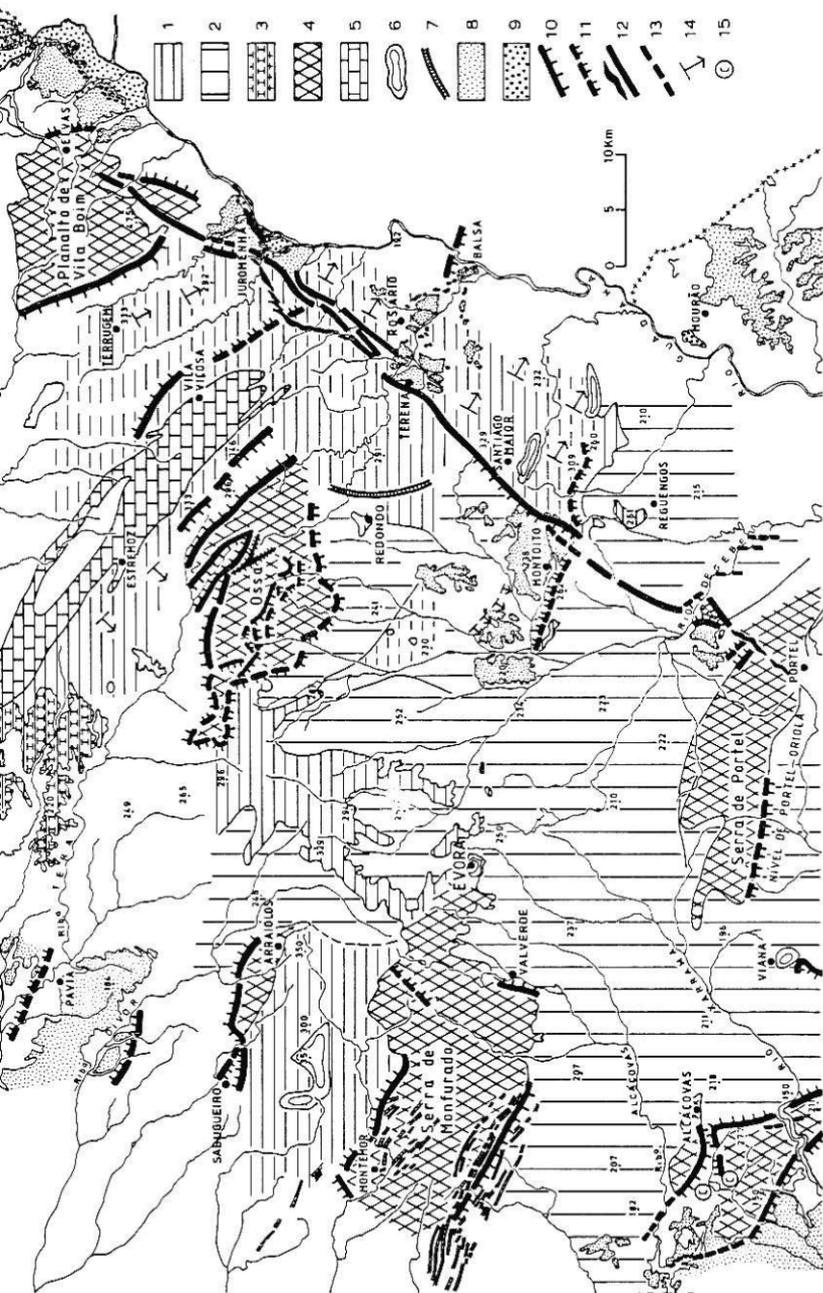


Figura 1 – Mapa de conjunto da área de Évora

1. peneplano de Alentejo (posição alta);
2. peneplano de Alentejo (posição baixa);
3. superfície da Casa Branca e Cano;
4. compartimentos levantados;
5. maciço calcário de Estremoz;
6. relevos de dureza;
7. cristas correspondentes a filões e impregnações de rochas duras (quartzitos, lídites e quartzo);
8. recobrimentos e enchimentos terciários;
9. terraços;
10. escarpas de falha;
11. escarpas de falha prováveis;
12. sistema de falhas associado ao grande filão dolerítico do Alentejo;
13. alinhamentos de vales de fratura;
14. superfícies balneadas ou flexuradas;
15. capturas.

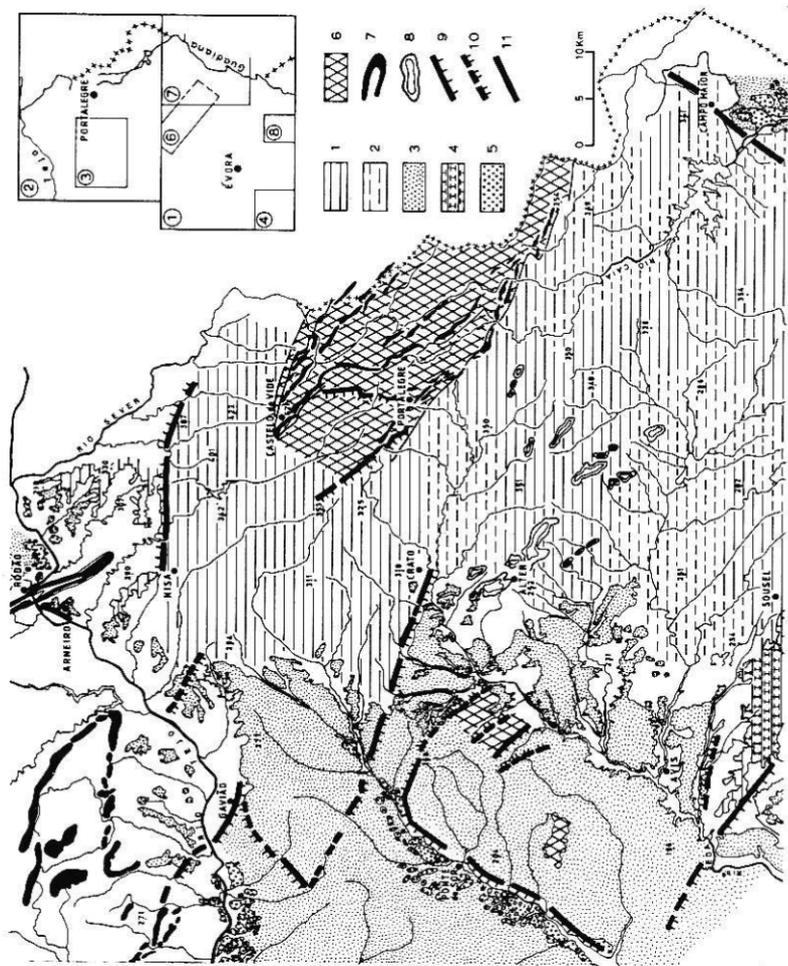


Figura 2 – Mapa de conjunto da área de Souzel a Nisa

1. peneplancie do Alentejo; 2. peneplancie mal conservada; 3. enchimento terciário da bacia do Tejo; 4. superfície da Casa Branca e do Cano; 5. terraços; 6. compartimentos levantados; 7. cristas e maciços de quartzito; 8. relevos de dureza; 9. escarpas de falha; 10. escarpas de falha prováveis; 11. grande filão do Alentejo.

partes da peneplanície. Mais ao poente, estão os sedimentos da Bacia do Sado, mas pelo nascente, nas terras da margem esquerda do Guadiana, esta relação é fácil de estabelecer e clara: trata-se da mesma aplanação e a continuidade estabelece-se sem margem para dúvidas, por Moura, Amareleja, Mourão e Reguengos, como se vai ver com um pouco mais de pormenor.

Passado o Ardila, entre Moura e Amareleja (folha 502, da carta 1:25 000) a peneplanície está bem conservada e a cotas à volta de 200m. Para o Norte (folha 492), a superfície está um pouco mais alta (cerca de 220m), bem conservada sob delgada película de depósito argiloso cenozóico. Mais para o Norte, da Granja para Mourão (folha 483), além do entalhe fundo da ribeira de Alcarrache, está também conservada com película do mesmo depósito, mas aqui um pouco mais baixa, a cerca de 180m; a vila de Mourão está um pouco mais alta, pelos 200m. Caminhando para o Oeste, na margem direita do Guadiana (folha 473), a superfície está em regra rebaixada pela erosão dos afluentes do Guadiana que corre próximo, mas um pouco mais longe atinge os 260m (ao NW de Reguengos, onde está excepcionalmente bem conservada, nos gabros que formam "mesa" a 261m). Mais para o Oeste, a aplanação pode referir-se pelos 230m, ao NW da Vendinha mesmo 250m, mas ao Norte de S. Manços apenas cerca de 220m. Chega-se assim à região onde está melhor conservada ao Sul de Évora.

b) A peneplanície ao Sul de Évora

Pode-se tomar como referência para a peneplanície bem conservada nesta região, a área de uma dezena de quilómetros para o Sul e SE da cidade, centrada, como é habitual, no aeródromo; a altitude é de 240-250m e está talhada sobretudo em rochas eruptivas (granodioritos e quartzodioritos), mas também em gnaisses e migmatitos (como no princípio da estrada de Évora para Viana).

Nota-se diferença entre a superfície talhada nas rochas eruptivas, mais regular e que parece rebaixar-se lentamente por arenização, e as partes talhadas nos gnaisses e migmatitos, onde é rugosa; notam-se também pequenas diferenças de altitude entre os dois tipos de superfície, aqui da ordem dos 20m, mas estas diferenças observam-se em muitos locais, por exemplo no ramal para a barragem do Monte Novo (ao SE de Évora), em S. Pedro do Corval (Reguengos) e na estrada

para o Redondo (Monte da Palheta), e são em regra de 15 a 25m; nem sempre, todavia, estas diferenças se observam, como se disse atrás; na verdade, as rubricas nas cartas geológicas são globais e não podem descer ao pormenor necessário para definir materiais uniformes.

Já se referiu, de maneira breve, a posição da peneplanície ao SE de Évora (trajecto Reguengos, S. Manços, etc.). Para o SSW, na direcção de Aguiar e Viana do Alentejo, a superfície também está bem conservada, melhor ainda um pouco mais ao W, seguindo a direcção do rio Xarrama. Aqui a aplanção desce de maneira gradual e forma como que larguíssima depressão, a cotas da ordem dos 170-190m, onde o rio Xarrama corre sem encaixe (no rio, cotas de 160m, mais a jusante um pouco mais baixas), apesar de seguir uma fractura assinalada na folha geológica 40-C. Esta superfície bem plana, mas sempre a descer para o SW, vai à barragem de S. Brissos (folha 487) (ver adiante, Compartmento das Alcáçovas). Mais ao nascente, perto de Vila Nova da Baronia, está um pouco mais alta, mas também desce para o Sul, tem pequeno degrau 2km ao Sul desta vila (Ermida de Sta Águeda) e 3km mais ao Sul é coberta pelos sedimentos terciários da bacia do Sado (Monte do Galaz, 143m, na folha 488). A peneplanície de Évora passa assim numa "portada" de pouco mais de uma dezena de quilómetros, entre os relevos de Viana e das Alcáçovas, e vai até à bacia sedimentar.

c) Posições alta e baixa da peneplanície. Suas relações⁽⁴⁾

Nalguns locais, em especial na área de Évora, observam-se duas posições da peneplanície, uma mais baixa ao sul da cidade (cerca de 250m), outra mais alta ao Norte (cerca de 300m).

A separação faz-se aproximadamente pelo paralelo da cidade; a peneplanície que está a Sul é interrompida por relevos, embora modestos. Ao Oeste da cidade, são os contrafortes do relevo Montemor-Valverde, que chegam até ao S. Bento (364m). O morro arredondado de Évora (310m) está separado dos relevos anteriores e relaciona-se com a dureza das rochas. Para o Este da cidade, encontram-se relevos de xisto que culminam a cerca de 280-290m numa superfície plana, embora dissecada, que se observa, por exemplo, na estrada para o

(4) Preferem-se "posições" a "níveis", porque em regra as diferenças de altitude entre partes da peneplanície têm causa tectónica e não correspondem a ciclos de erosão diferentes.

Redondo, depois de passar o rio Degebe (v.g. Montinho de Ferro, 291m; Vale Melhorado, 283m). Esta superfície encontra-se 30 a 40m acima da peneplanície ao Sul de Évora. Os relevos que constituem esta superfície alta são de xistos metamórficos.

Os rios Xarrama, Degebe e afluentes correm dos quadrantes do Norte para os do Sul e atravessam a separação. No nível baixo, a jusante da separação, os cursos de água correm à superfície (excepto o Degebe que se encaixa logo ao Sul da ponte da estrada para o Redondo). Para montante da separação, a rede de drenagem penetra no nível alto da peneplanície por vales maduros e largos; na parte mais a jusante, os cursos de água desenvolvem aplanacões extensas, da ordem da dezena de quilómetros e perfeitas, a cotas de 240-250m (estrada para Estremoz, área ao poente de S. Miguel de Machede, mais além até ao Redondo, etc.). Mais a montante, estas aplanacões prolongam-se pelos cursos de água principais e formam belos vales maduros, como o que se observa a cerca de 13km de Évora, na estrada para Estremoz (Ribeira da Sé, 255m).

O nível baixo encontra-se embutido na aplanacão alta que o rodeia e que se reconstitui pelas cotas 303 (Outeiro da Esquila), 305 e 309 (Outeirinho), formando extensa aplanacão interfluvial (folha 449). Esta aplanacão estende-se até à Serra de Ossa.

Há claro embutimento erosivo entre as aplanacões nas duas posições. Interpretamos este dispositivo como consequência de um levantamento antigo de parte da peneplanície, que os cursos de água do compartimento baixo atacaram durante muito tempo, talhando extensas penetrações erosivas. As formas do degrau não são características, o que não admira, por ser antigo e o desnível pequeno.

d) Posições principais da peneplanície entre Évora e o Tejo

Para dar ideia da conservação e altitudes da peneplanície, faz-se uma apresentação por áreas significativas, ao contrário do que seria uma apresentação simplificada e sintética, pois a diversidade, de que se procura dar ideia, parece-nos a característica principal da peneplanície na região.

Na folha 438 (Azaruja), ao Norte de Évora, a peneplanície está em posição relativamente alta, pode referir-se pelos 320m. Na parte Oeste desta folha, há os rebaixamentos dos vales maduros que se ligam pelo Divor ao Tejo.

Do lado Este, encontra-se a Serra de Ossa, que se refere adiante, bem como a série de faixas abatidas e desniveladas que se encontra entre este relevo e o maciço calcário de Estremoz.

No maciço calcário de Estremoz (fig. 6), torna-se a encontrar a superfície muito bem desenvolvida e horizontal. É seguida por uma dezena de quilómetros pela estrada de Estremoz para Borba e pelo caminho-de-ferro; pode-se referir pela cota 440m e está uns 50 a 100m acima das superfícies talhadas no xisto ao Norte e Sul do maciço. Dentro deste, um fragmento da superfície está levantado a cerca de 500m. Voltamos a esta região adiante. Junto de Borba, a superfície está um pouco mais baixa, nos mármorees a 400 m, nos xistos, logo a Este, a 390.

A depressão de Terrugem-Ciladas (fig. 7). Fica situada entre a parte Este do maciço calcário e o planalto de Vila Boim-Elvas. É uma depressão ampla, com cotas da ordem dos 300-320m, alongada na direcção NW-SE, de acordo com os importantes acidentes tectónicos da região (cavalgamento Câmbrico/Silúrico e outros de direcção semelhante). A superfície da depressão desce para SE na direcção do Guadiana e está muito erosionada, além de inclinada para concordar com a depressão, onde se instalou o vale do Guadiana e que se trata adiante.

O planalto de Vila Boim – Vila Fernando – Elvas (fig. 7). Passada a depressão Terrugem-Ciladas, enfrenta-se a Este um degrau rectilíneo e vigoroso, plano na parte superior, que constitui a frente Oeste do planalto. Esta frente pode referir-se pelas cotas, Rego, 475, Couto, 451 e pelo alinhamento da Atalaia (cotas 451, 469, 455, 448). O degrau é certamente tectónico, não só pela forma, mas também porque se observam falhas paralelas ao degrau, no cimo da subida da estrada da Terrugem para Elvas.

As altitudes do planalto são um tanto variáveis, mas em regra da ordem dos 420-450m, embora existam pontos um pouco mais altos e áreas mais baixas, correspondendo em geral a diferenciações petrográficas. É o caso dos xistos das Casas Velhas, que originam ligeira depressão na extremidade norte do planalto. Este é constituído na maior parte por calcários câmbricos com pendores fortes (40° a 50°). Estes calcários resistem mais à erosão do que os xistos, como comprova a depressão referida. No entanto, a natureza das rochas não explica só por si a posição alta do planalto em relação a toda a pene-

planície, pois aquele termina ao Norte pelo paralelo de Vila Fernando, mas os calcários estendem-se muito para além dele, a confirmar que, além do factor petrográfico, houve também elevação tectónica. O planalto na parte Este está talhado em gabros, por isso um pouco mais baixo, mas também dissecado, como consequência da proximidade do degrau que dá para a bacia sedimentar de Badajoz, que passa pouco a Este de Elvas, com o fundo aqui a cerca de 200m.

Ao Norte do planalto calcário de Vila Boim – Vila Fernando (fig. 2). Na parte Oeste da folha geológica 33-C desenvolve-se a grande mancha dos granitos de Sta Eulália, que formam uma aplanação, embora ondulada, que se pode referir por cotas entre 280 e 320m. Mais para Este, a área da grande albufeira do Caia, e as proximidades, é uma área deprimida (cerca de 250m, no fundo do vale 200m) e cruzada por acidentes tectónicos, entre eles a fractura que alinha o Caia com o troço do Guadiana onde desagua. A aplanação que temos referido estende-se para o Norte até ao pé da Serra de S. Mamede; próximo da serra está um pouco mais alta, com cotas, por exemplo ao Norte de Arronches, da ordem dos 350-370m.

Ao Norte do maciço calcário de Estremoz (figs. 1 e 2). A peneplanície na direcção de Veiros-Monforte (folha 32-D) pode referir-se pelos 300m; mais para o Norte, na direcção da Serra de S. Mamede, as cotas são da ordem dos 350m, próximo da serra mesmo mais.

Mais ao Oeste, na área de Sousel-Fronteira, a superfície está mais baixa: os interflúvios aplanados nivelam-se pelos 250m; para o Norte da última povoação, mesmo um pouco mais baixos. Está-se já no regime de descida, aqui gradual, para a bacia terciária do Tejo.

A peneplanície e os relevos residuais ao SE de Alter do Chão (fig. 2). Na área de Alter do Chão existe grande diferenciação petrográfica: rochas mais resistentes à erosão, como corneanas, ortognaisses, estreitas faixas de quartzito e conglomerados, calcários e eruptivas básicas, a par de xistos argilosos e metamórficos, granitos, etc., que são menos resistentes. Esta diferenciação cria uma diversidade de cotas em que é difícil definir a posição da peneplanície; na estrada de Fronteira para Alter (folha 370), os interflúvios indicam a aplanação a 240-260m; ao Norte de Alter (folha 358), o v. g.⁽⁵⁾ Reguengo, 271 e mais ao Norte o Murtal, 258, ambos com depósito, definem a posição da aplanação nesta área.

(5) Usa-se a abreviatura v.g. para vértice geodésico.

Numa faixa larga, que se pode referir por Alter e Vaiamonte, assinalam-se numerosos relevos residuais, bem distintos embora pouco altos, a maior parte arredondados, mas também pequenas cristas que em regra se alinham com a direcção NW-SE da estratificação.

Referem-se de maneira muito breve. O S. Lourenço, 368m, ao Norte de Alter, apesar da forma arredondada, é condicionado por pequena crista de quartzitos negros. O S. Miguel (folha 370), logo ao Norte de Alter, é formado por calcários rodeados por corneanas. Ao SE de Alter, um grande alinhamento de manchas de gabros dá relevos: o Penedo Gordo, 354, depois a cota 385; mais adiante o S. Pedro, 384, tem corneanas. Também ao SE de Alter, o Outeiro dos Ferreiros 350m, e, mais ao SE, a cota 364, são formados por calcários e corneanas. Também na folha 370, uns 5km ao SSE de Alter, desenvolve-se a crista longa e estreita dos Arneirinhos, 302m, de direcção NW-SE e formada por conglomerados. O relevo S. Martinho, 379m, no canto NE da folha 370, e já na folha seguinte a Cabeça Alta, 383m e a Penha de Évora, 387m, correspondem a afloramentos lenticulares de quartzitos, que originam pequenas cristas; estes afloramentos são muitos, como se observa na folha geológica 32-B. A crista situada ao Este da estação de Portalegre é mais importante: estende-se por mais de 5km nas folhas 371 e 372, tem o ponto mais alto na Quintã, 454m e é formada por quartzitos. Consideramos os relevos quartzíticos da parte NE da folha 372 como pertencentes ao conjunto da Serra de S. Mamede.

A depressão de Chança (fig. 3). Um degrau de orientação WNW-ESE corre ao Sul do Crato e prolonga-se para a bacia sedimentar do Tejo, onde desloca os sedimentos terciários: designamos este acidente por falha do Crato. Ao Oeste desta povoação, em frente da Aldeia da Mata, o compartimento abatido está ocupado por sedimentos mio-pliocénicos. Mais para nascente, uma área deprimida, cortada por acidentes tectónicos concordantes com a estratificação, atraiu a rede de drenagem (ribeira da Seda e afluentes). Esta área está deprimida pelo aumento da erosão resultante das fracturas e da concentração da drenagem, certamente também por abaixamento tectónico, na continuação da falha do Crato. A peneplanície ao Sul dela está mais baixa do que na área ao Norte do acidente, que se trata a seguir.

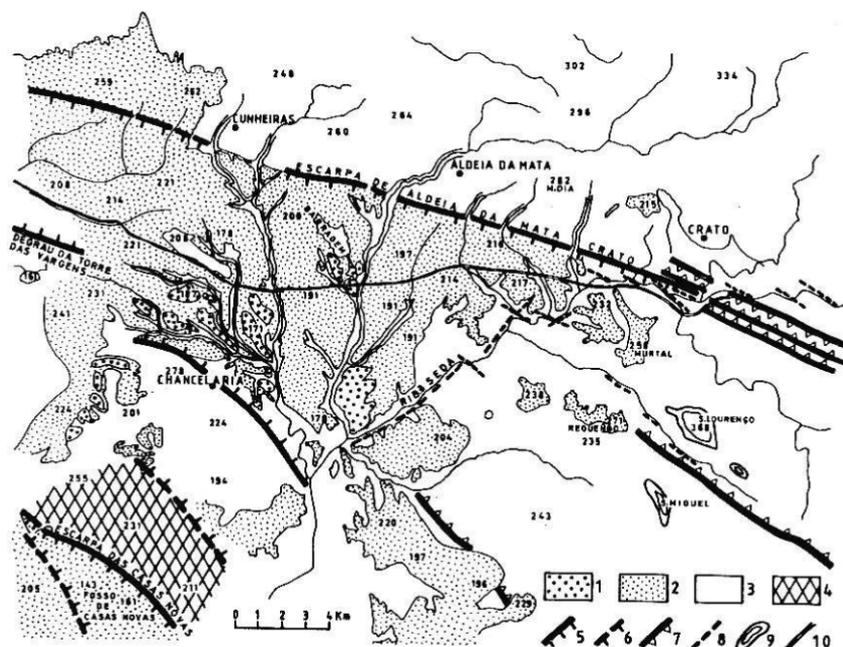


Figura 3 – A depressão de Chança

1. terraços; 2. enchimento terciário da bacia do Tejo; 3. peneplanície do Alentejo; 4. horst da Pederneira; 5. escarpas de falha; 6. escarpas de falha prováveis; 7. cavalgamento geológico; 8. alinhamento de fracturas; 9. relevos de dureza; 10. caminho-de-ferro.

A *peneplanície entre o Crato e Nisa* (fig. 2). Logo ao Norte do Crato, a peneplanície desenvolve-se a cerca de 300m de altitude; mais para o Norte, na área de Alpalhão, estamos num local com muito boa conservação da superfície, a cerca de 320m. A peneplanície estende-se assim até à região de Nisa, bem conservada nos granitos, a altitudes de 300-310m; "a paisagem da zona granítica mostra típicos caos de blocos, entre os quais sobressaem alguns belos exemplares de penedos pedunculados." (RIBEIRO, 1965). Para o Norte de Nisa, entra-se nos xistos, a aplanção transforma-se "numa sucessão de cabeços e valeiros, restituindo-se no geral a aplanção pelos pontos

altos, onde se conservam ainda alguns retalhos de depósitos de cimo regular e plano." (RIBEIRO, 1965). Ao Este de Nisa, um degrau, a que chamamos de Póvoa e Meadas, baixa a superfície no xisto em relação à do granito. Este degrau não se estende para o Oeste de Nisa e aqui a aplanção, embora difícil de identificar, parece continuar para o Norte, nos xistos, a cotas apenas um pouco mais baixas. Trata-se o degrau de Póvoa e Meadas adiante.

Como ideia dominante, ao terminar esta visão da peneplanície da área de estudo, parece-nos de destacar a presença ubíqua da aplanção, que aparece em toda a parte, nalgumas áreas bem conservada, mas, em muitas outras, deslocada, em regra também degradada pela erosão.

II – RELEVO E OUTROS ACIDENTES DO ALTO ALENTEJO

a) Relevos da parte meridional

Na apresentação sintética dos elementos do relevo que se segue, não se faz um agrupamento por tipos (como relevos de dureza, abatimentos tectónicos, etc.); prefere-se uma apresentação regional, pois muitas vezes as faixas entre acidentes têm problemas e formas com interesse que convém referir. Caminha-se assim do Sul (Alcáçovas-Torrão) para o Norte, até ao Tejo, deixando para o fim uma área oriental, por estar relacionada com as depressões do Guadiana (pontos 11 a 14).

1) O compartimento das Alcáçovas e o degrau do Torrão (fig. 4).

Já se referiu a descida muito gradual da peneplanície ao Sul de Évora (240-250m), na direcção do rio Xarrama, até à barragem de S. Brissos (150m), próximo das Alcáçovas.

Vindo pela estrada de Évora, cerca de 1km antes das Alcáçovas nota-se pequena subida e relevo rugoso, provavelmente relacionado com a grande diferenciação petrográfica do bloco da S^a da Esperança. Este bloco é limitado ao Sul por uma escarpa de falha que dá para a rib.^a das Banhas (fig. 4).

Cerca de 1,5km ao Sul das Alcáçovas, para Sul da rib.^a das Banhas, enfrenta-se um degrau que se inicia com orientação WSW-ENE, corre quase N-S até S. Brissos (barragem), inflectindo depois para NW-SE.

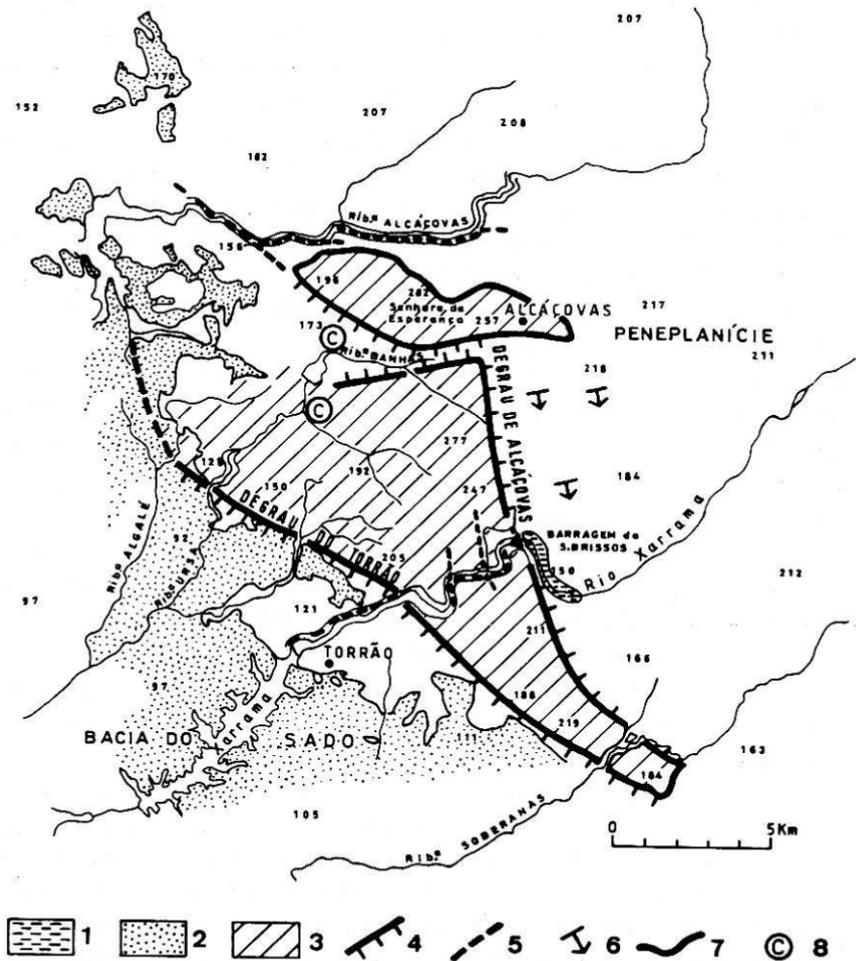


Figura 4 – Área das Alcáçovas

1. aluviões; 2. enchimento terciário da bacia do Sado; 3. compartimentos levantados; 4. escarpas de falha; 5. alinhamentos de fractura; 6. superfície balanceada; 7. limite norte do maciço da Senhora da Esperança; 8. capturas.

Este degrau origina um compartimento levantado, 100m acima da planície situada ao Este, que desce gradualmente das Alcáçovas para Sul, na direcção do rio Xarrama, formando uma depressão com

aluviões à cota de 150m. Esta depressão resulta da inclinação geral da peneplanície, que aqui parece agravada por pequena flexura e pela erosão diferencial, que rebaixa mais os dioritos e quartzodioritos.

O compartimento levantado tem forma dissimétrica, mais alto ao Este (degrau Alcáçovas-S. Brissos) do que ao Oeste, de modo que a superfície alta inclina para a bacia do Sado. O bloco levantado desenvolve-se com orientação geral NW-SE e é limitado a Este e Norte pelo degrau que se referiu, mas para o Oeste o limite atenua-se progressivamente e, seguindo nesta direcção (estrada de S. Catarina de Sítimos), está muito mal definido.

Pelo contrário, o limite Sul faz-se por um degrau tectónico bem marcado (escarpa do Torrão) que estabelece a passagem da peneplanície, aqui levantada, para a bacia do Sado por um salto de 100m (peneplanície a 205m no v.g. Cabeço de Águia, bacia do Sado a 100m no Torrão). O desnível do degrau do Torrão atenua-se para o NW, de modo que no v.g. Pena 1 tem cerca de metade da altura e na estrada para S. Catarina de Sítimos, próximo do Monte de Canelas, é já pouco nítido.

A morfologia e as características da rede de drenagem apoiam a interpretação tectónica do levantamento do compartimento ao Sul das Alcáçovas. Referem-se as razões desta interpretação:

a) A desadaptação do rio Xarrama e da rib.^a das Soberanas ao relevo num claro dispositivo de antecedência (curso definido antes da elevação do bloco e que se mantém apesar dela). Estes rios desprezam o caminho pela planície na direcção Sul e penetram no compartimento levantado, atravessam-no vários quilómetros em vales encaixados e, dentro deste compartimento, descrevem meandros orientados por fracturas sub-paralelas ao degrau Alcáçovas-S. Brissos. A dificuldade para atravessar o bloco levantado, que funciona como soleira, provocou a deposição de aluviões a montante, na área da barragem de S. Brissos.

b) A existência de vales maduros na superfície do compartimento levantado, vales que se desenvolveram com o nível de base um pouco mais baixo e não com os desníveis actuais. Esta drenagem foi captada pela ribeiras do Vale da Ursa e de Algalé, que cortam em vales encaixados o degrau do Torrão .

c) Alguns limites do compartimento levantado coincidem com falhas marcadas na folha geológica do Torrão; acontece assim com a escarpa do Torrão e, do lado Norte, uma falha, com orientação

WNW-ESE a E-W, limita uma depressão aberta ao W, drenada pela rib.^a das Banhas.

Esta depressão separa o bloco levantado ao Sul das Alcáçovas do bloco da S.^a da Esperança, um pouco mais alto do que a peneplanície. A grande variedade litológica da área da S.^a da Esperança dificulta a distinção entre o efeito da erosão diferencial e o da tectónica. O vale largo que separa os v.g. S.^a da Esperança e Outeiro da Cruz coincide com dioritos e quartzodioritos, mas o bordo Sul do bloco S.^a da Esperança é controlado pela falha E-W que corta as formações do complexo subvulcânico de S. Cristovão-Torrão, originando uma escarpa de 60-70m voltada ao Sul.

Assinala-se, ao Norte do bloco da S.^a da Esperança, o vigoroso entalhe da peneplanície pela rib.^a das Alcáçovas, que corre alinhada por importante fractura E-W. Esta falha condiciona o traçado da ribeira em mais de 3km, mas não parece ter expressão geomorfológica. Esta falha encontra-se assinalada no Mapa Geológico do Complexo Ígneo de Beja a norte da falha da Vidigueira (sector de S. Cristovão-Torrão) de GONÇALVES, 1989.

2) A Serra de Monfurado (Relevos de Montemor-Valverde; fig. 1)

Para o norte do compartimento das Alcáçovas, a peneplanície estende-se, bastante bem conservada, a cotas da ordem dos 200m, por cerca de dezena e meia de quilómetros. Encontra-se depois a escarpa vigorosa de S. Tiago do Escoural que dá começo deste lado à Serra de Monfurado.

A serra constitui um maciço levantado cerca de 150-200m acima da peneplanície, com cerca de 15km na direcção N-S e cerca de 20km de comprimento entre Valverde e Montemor. Os limites são nítidos nos quadrantes voltados a Este e Sul mas complexos no Norte e esbatem-se gradualmente para o Oeste.

Em Valverde uma escarpa de 100-120m limita o maciço na frente voltada ao Este; o Castelo do Giraldo tem 334m e a Serra Pedrosa 341m, em contraste com a peneplanície a 230-240. O relevo é formado de xistos metamórficos, que também se estendem à peneplanície, embora a maior parte desta seja talhada nos granitos. A escarpa toma um pouco adiante a direcção ESE-WNW, passa junto de Santiago do Escoural e prolonga-se por uma dezena de quilómetros para NW.

Em frente desta povoação, a escarpa é vigorosa: os relevos elevam-se num primeiro alinhamento a 350-400m, avivados por afloramentos de liditos, constantemente cortados por acidentes transversais, que dão à escarpa o aspecto de rosário.

Num alinhamento paralelo, situado mais ao Norte e com as mesmas características, encontra-se um dos pontos mais elevados da serra (Monfurado, 424m); em contraste, a peneplanície na base anda pelos 230-240m, por vezes com rugosidades (como o pequeno alinhamento Silveira, 263m), correspondente a metaliditos. No contacto do relevo com a aplanação observa-se, com especial nitidez, ao SE do Escoural, uma espécie de *pediment*, que conduz da base da escarpa a 270m à peneplanície que aqui se pode referir pelos 240m.

A parte alta da serra é uma aplanação um tanto degradada, o que não admira em vista da posição, mas ainda bem conservada, com cotas da ordem dos 350-400m, como se observa da estrada do Escoural para o Alto da Abaneja (direcção de Évora). Bancadas de calcário muito inclinadas influenciam pouco o relevo, apesar de terem espessura suficiente para serem exploradas. Ao Este da estrada, a partir da pequena povoação de N. S^a da Boa Fé (folha 459), uma escarpa de direcção NE origina um abatimento dissimétrico e ao mesmo tempo parece constituir o primeiro elemento de uma fractura que a rib.^a de S. Brissos segue para Sul

Na direcção do Escoural para Montemor, a aplanação está mais baixa, pelos 300-350m, e mais destruída pela proximidade do entalhe fundo do rio Almansor e afluentes.

Para o Oeste de Montemor, os relevos da serra baixam e a área está muito erodida, de modo que os limites da serra se tornam difíceis de definir, excepto na saída de Montemor para o Lavre, onde se observa um degrau de 40-50m, 2km ao NW da primeira localidade.

Para o Este de Montemor, a estrada para Évora segue um compartimento plano e baixo (cerca de 240m), onde corre o rio Almansor, acompanhado pelo Sul por uma escarpa vigorosa e rectilínea, talhada nos gnaisses que se encontram tanto na parte alta como na baixa, a confirmar a natureza tectónica da escarpa.

Esta parte baixa que se pode chamar corredor de Montemor, estende-se uma dezena de quilómetros para Este desta localidade, na direcção de Évora. Passada a rib.^a de Patalim, há uma subida progressiva dos 300 para os 370m e está-se no Alto da Abaneja, cru-

zamento de estradas e ponto significativo, pois encontramos-nos de novo no compartimento levantado da Serra de Monfurado, que se estende mais uns 5km para Norte e para Este até ao S. Bento (367m) junto de Évora. O Alto da Abaneja tem granitos porfiróides e o compartimento para o Norte desenvolve-se em gnaisses e migmatitos; o S. Bento é granítico.

Entre a Serra de Monfurado e as colinas de Arraiolos estende-se vasta área, a cotas da ordem dos 320m, que chega próximo de Arraiolos. Esta aplanção, um tanto rejuvenescida, está talhada nos quartzodioritos.

Na periferia desta aplanção, a complexidade de rochas xistosas e metamórficas é grande, criando relevos mais rugosos e um pouco mais elevados. Cite-se, a uns 8km para WSW de Arraiolos, na estrada para Montemor, um pequeno degrau litológico, ao passar dos quartzodioritos para os gnaisses e micaxistos, que origina um relevo irregular, com desníveis nas partes aplanadas da ordem dos 20-30m.

Ao Oeste de Arraiolos (canto NE da folha 437), encontra-se o fosso tectónico do Sabugueiro (fig. 1), pequeno mas esquemático, que desenha ângulo agudo, com o fundo plano à cota 200m, claramente abaixo do irregular relevo circundante. Está-se ao poente das colinas de Arraiolos, na transição para a bacia terciária do Tejo.

Resumem-se as razões da interpretação do relevo da Serra de Monfurado por levantamento tectónico: a) as escarpas não correspondem a limites litológicos, como se referiu para as principais; b) existem claros dispositivos de antecedência da rede hidrográfica: o rio Almansor e um afluente vêm do compartimento baixo ao NE de Montemor e atravessam parte do maciço. Idêntico comportamento mostra a rib.^a de Valverde na parte Este do maciço.

3) As colinas de Arraiolos

Trata-se de um conjunto de colinas vigorosas, embora de alturas modestas, que se podem referir pela vila de Arraiolos, situada na extremidade Este. O conjunto deste relevo tem forma aproximadamente oval, atinge 399m no castelo de Arraiolos, enquanto a aplanção envolvente, talhada nos quartzodioritos, está a uns 300m do lado Sul e 250m do lado Norte. O relevo é limitado a Norte pela escarpa bem marcada de Santana do Campo, de natureza tectónica. Esta escarpa estabelece a passagem do nível alto da peneplanície de

Évora (300-340m) para o compartimento onde corre o rio Divor (240-250m) cuja superfície inclina para a bacia do Tejo. O Divor corre encaixado nesta superfície que, nas imediações de Pavia, se encontra recoberta por película de sedimentos terciários da bacia do Tejo.

Julgamos que o abaixamento tectónico do compartimento ao Norte de Arraiolos serviu de base para se desenvolver um sistema de vales maduros, que penetram no nível alto nas imediações da Graça do Divor e originam o rejuvenescimento do relevo nesta área.

4) A crista do Redondo (fig. 1)⁽⁶⁾

Cerca de 2km ao Este do Redondo, a peneplanície é atravessada por uma crista de direcção N-S, que se desenvolve, em curva muito suave, por cerca de 8km de comprimento; a crista é viva e muito bem desenhada, apesar da altura modesta (comando de 30 a 60m dos pontos mais altos para a peneplanície nas proximidades); o declive das vertentes é vigoroso, atingindo muitas vezes 25%. Segue a estratificação e está situada nos filitos muito próximo do contacto com os metagrauvaques. Deveria estar-se perante uma bancada de quartzito, delgada e aprumada, ou pelo menos de possante filão de quartzo. Mas não; trata-se de um grande enriquecimento de quartzo, em forma de alinhamento, dentro de uma faixa dos xistos siliciosos do Silúrico que se encontram na Serra de Ossa próxima, a funcionar de rocha dura; na serra correm do NW ao SE, mas depois inflectem ao sul mais ou menos pela estrada de Bencatel, e vêm formar este alinhamento. GONÇALVES (1974. p.13) refere que "a E de Redondo alguns autores assinalam cavalgamento do complexo metamórfico de Évora sobre a formação silúrica, sublinhado por silicificação que origina relevo em crista numa extensão apreciável"... O levantamento geológico recente não confirma o contacto destas formações mas as formas de relevo, com uma cumeada viva, indicam que o relevo não se deve simplesmente a uma faixa larga de xistos siliciosos, mas a uma grande concentração de quartzo, o que, por sua vez, fala a favor de importante acidente tectónico.

(6) FEIO, 1983, p. 20-21.

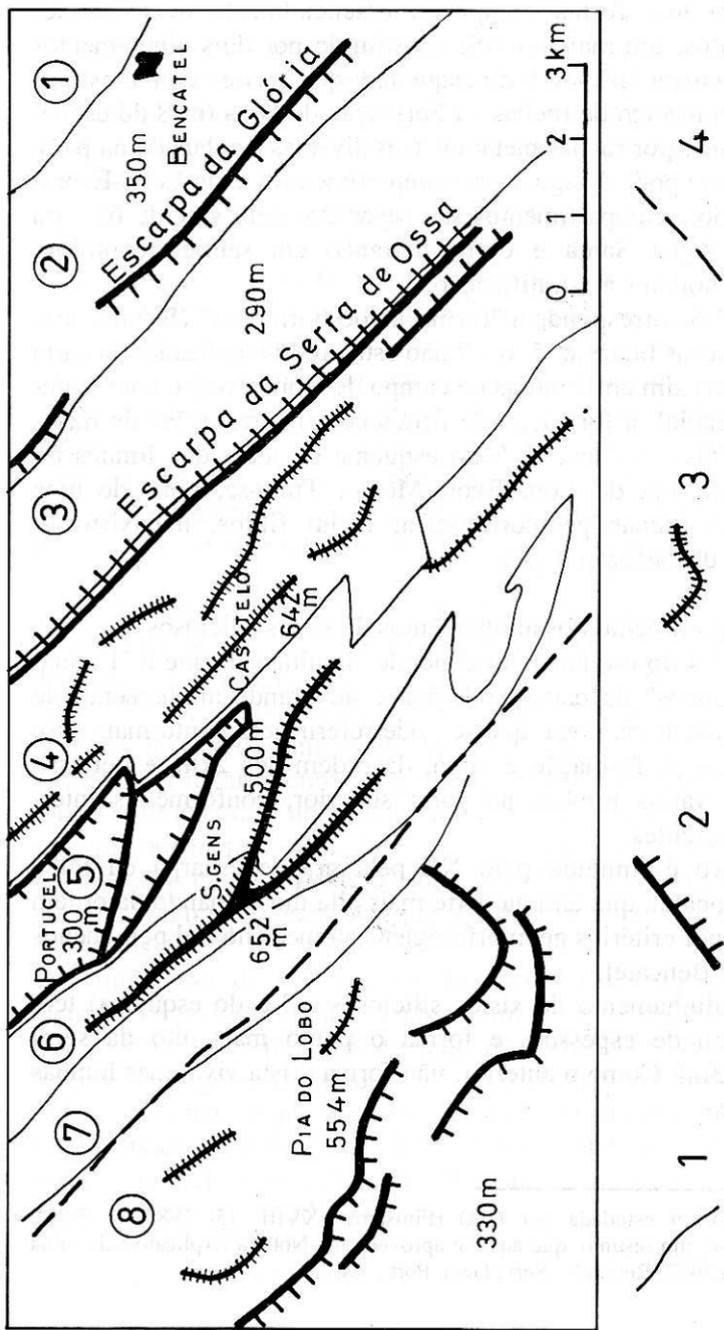


Figura 5 — Esquema da parte central e meridional da Serra de Ossa

5) A Serra de Ossa⁽⁷⁾ (figs. 1 e 5)

Esta serra tem forma complexa: essencialmente dois grandes compartimentos, um mais ao NE, constituído por dois alinhamentos de xistos siliciosos (n^{os} 4 e 6 do esquema), que correm com a estratificação, e um maciço de rochas da Formação de Ossa (n^o 8 do esquema), constituído por rochas metamórficas diversas e aplanado na parte superior, que se pode designar por compartimento Pia do Lobo-Évora-Monte. Os dois compartimentos são separados pelo vale de fractura da rib.^a da Água Santa e outro barranco em sentido contrário, alinhados e paralelos à estratificação.

A faixa n^o 4 corresponde à "formação de Barrancos" (Ba) da carta geológica, mas as faixas n^{os} 5, 6 e 7 não estão individualizadas na carta geológica (mas sim em minutas de campo de Gonçalves) e correspondem, no essencial, à formação de filitos com intercalações de metagrauvaques (Os). A faixa n^o 8 do esquema dá ideia dos limites do compartimento Pia do Lobo-Évora-Monte. Trata-se, pois, de uma representação apenas geomorfológica; inclui filitos, micaxistos e paragneisses da carta geológica.

a) O compartimento dos alinhamentos de xistos siliciosos

A faixa n^o 4 do esquema corresponde simultaneamente à "Formação de Barrancos" da carta geológica e ao grande alinhamento de relevo do nordeste da serra, que se pode referir pelo ponto mais alto: Castelo, 642m. A formação é larga, da ordem dos 2km, e por isso observam-se várias lombas na parte superior, conforme as intersecções de vertentes.

Este relevo é limitado pelo NE pela grande escarpa da falha voltada a Bencatel, que tem na parte mais alta um comando da ordem dos 180m e, por critérios geomorfológicos, começa no Sul pelo menos na estrada de Bencatel.

O outro alinhamento de xistos siliciosos (n^o 6 do esquema) tem cerca de 1km de espessura e forma o ponto mais alto da serra (S. Gens, 653m). Como o anterior, não forma crista viva, mas lombas arredondadas.

(7) Esta serra foi estudada por FEIO (Finisterra, XVIII, 35, 1983, p. 5-26). Publicou-se um resumo, que aqui se aproveita, na Notícia Explicativa da folha geológica 36-D, Redondo (Serv. Geol. Port., 1987).

Entre estes dois alinhamentos existe larga faixa de rochas xisto-grauváquicas, mais brandas (nº 5 do esquema), de estratificação concordante com a dos dois alinhamentos de rocha dura que a enquadram. As formas são complexas e variam de uma extremidade para a outra. Retenha-se aqui, por ser mais significativo para a interpretação, a depressão de fundo plano que existe na extremidade NW, rodeada por três escarpas e aberta apenas ao NW (FEIO, 1983, p.12). O fundo plano e um pouco inclinado fica a cotas da ordem dos 300m; dos dois lados, NE e SW, as escarpas dão para os alinhamentos de rocha dura; poderiam, pois atribuir-se à erosão diferencial. Mas a escarpa propriamente do topo, que culmina numa lomba com cotas de 546 a 478m, é toda talhada nas rochas brandas do complexo xisto-grauváquico, não podendo, por isso, atribuir-se à erosão diferencial. E se neste local se demonstra que a relação entre o fundo plano e a escarpa é de natureza tectónica, a posição do fundo em relação às escarpas que dão para os alinhamentos de rocha dura, tem necessariamente a mesma origem. Consideramos, pois, a depressão como um fosso tectónico, que se designa pelo nome de Portucel.

b) O compartimento Pia do Lobo-Évora-Monte

Começa no SE, junto do vale de fractura da Água Santa, por um troço de escarpa muito vigoroso, que conduz, com declive de 19%, da cota 344 para a 569. Está-se na parte alta da serra, um *Gipfelflur* bem conservado, que diminui gradualmente de altura para WNW. O limite NE deste compartimento levantado é o vale de fractura (mais além, fora dos limites da folha, há uma escarpa voltada ao Norte). O limite do compartimento pelo SW é um grande desnível, de formas complexas e partes em curva, que parecem resultar da conjugação de um desnivelamento tectónico que afecta uma zona larga com a erosão dos xistos.

Caminhando do Sul para a serra, encontra-se um pequeno degrau, da ordem dos 30-40m, que conduz a um patamar, que por sua vez vai até à escarpa complexa deste lado da serra (nº 8 do esquema). A origem do degrau é duvidosa (tectónica ou por erosão diferencial entre as rochas eruptivas e os xistos)⁽⁸⁾. O patamar está em regra muito dissecado pela erosão e não é horizontal: sobe em direcção à serra com declive da ordem de 1,5%, de modo que junto da serra se encontra a cotas de 350-400m.

(8) Ver FEIO, 1983, p.8.

6) O maciço calcário de Estremoz (fig.6)

Este maciço é um grande anticlinório, que aflora com forma lenticular, tem 37km de comprimento na direcção WNW-ESE e a largura máxima de cerca de 6km em frente de Estremoz. A formação mais antiga é uma grande botoeira de xistos e grauvaques que aflora na parte central e tem idade precâmbrica. Segue-se uma formação de dolomitos e calcários dolomíticos, do Câmbrico, depois a faixa dos mármore. Afloram com frequência intrusões de metavulcanitos ácidos (que são delgadas, não se seguem bem e estão sempre associadas a muito quartzo) e de metavulcanitos básicos, estes espessos e pouco resistentes por se alterarem com facilidade. Por cima dos mármore, vem o Silúrico fossilífero, formado por xistos; com intercalações de liditos e xistos grafitosos.

O maciço calcário é vizinho da Serra de Ossa que lhe fica ao Sul. A zona situada entre ambos tem a seguinte sucessão de elementos paralelos à escarpa que limita a serra pelo norte; enumeram-se a partir desta (ver figura 5):

1. Pequeno fosso tectónico de fundo inclinado, nos xistos devónicos (nº 3 da figura);
2. A escarpa de falha da Glória, relativamente baixa, mas bem definida;
3. Um patamar de xistos, que coroa esta escarpa e sobe com declive da ordem dos 2% para o maciço calcário (nº 2 da figura);
4. Uma falha importante que se situa entre os xistos do Silúrico e as rochas do maciço calcário.

Estes elementos foram reconhecidos e descritos em trabalho anterior (FEIO, 1983, p.15-20).

O maciço calcário, em conjunto, eleva-se acima das formações xistosas circundantes, julgamos que essencialmente por razões tectónicas, embora os dolomitos se mostrem mais resistentes do que os xistos e os mármore, sem todavia criarem relevos francos de dureza. O relevo do maciço calcário é complexo no pormenor: aplanagens a vários níveis, umas bem conservadas, uma outra dissecada mas coroada com tufo calcários; pequenas colinas vigorosas que surgem de repente; um limite por escarpa de falha dentro dos dolomitos, no NW; o bordo sul quase todo constituído por um rosário de colinas de relevo vigoroso, etc.

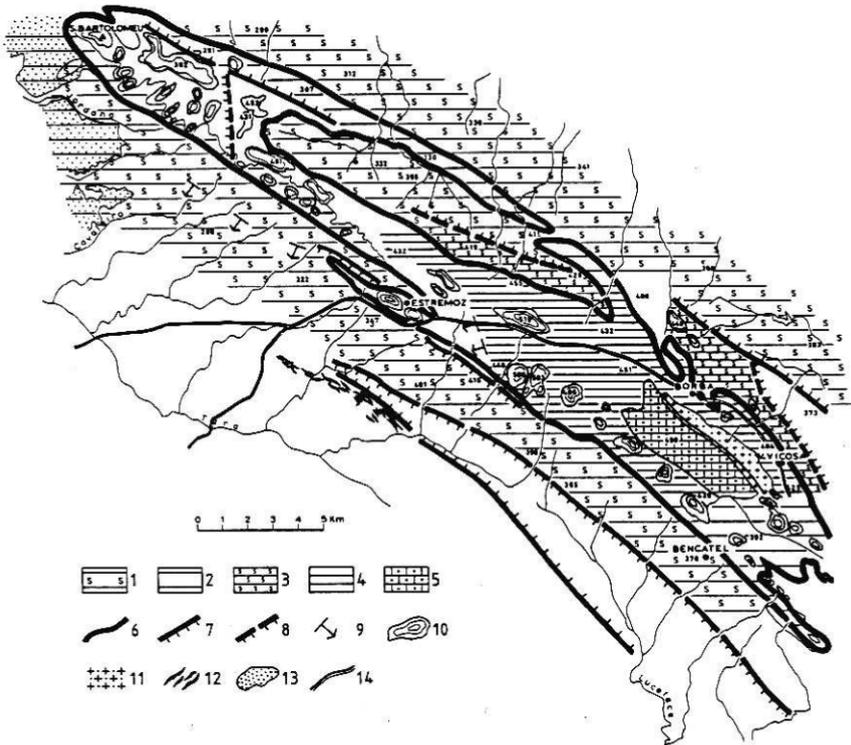


Figura 6 – Maciço calcário de Estremoz – Vila Viçosa

1. posições baixas da peneplanície – superfície de aplainação nos xistos (300-350m);
 2. posições baixas da peneplanície – superfície de aplainação nos calcários (300-350m);
 3. posições altas da peneplanície – superfície de aplainação nos xistos (430-450m);
 4. posições altas da peneplanície – superfície de aplainação nos calcários (430-450m);
 5. planalto dos 490-500m; 6. limite do maciço calcário; 7. escarpas de falha; 8. escarpas de falha prováveis; 9. deformações do tipo flexura; superfícies balançadas; 10. relevos de dureza; 11. afloramentos de pórfiros graníticos tectonizados; 12. intercalações de liditos; 13. coberturas sedimentares; 14. estrada.

A faixa de mármore que circunda o maciço funciona como rocha branda e está quase sempre bem aplanada. Já nos referimos aos dolomitos. Estas duas rochas formam o essencial do maciço. Interca-

lações de metavulcanitos básicos são brandas. Os metavulcanitos ácidos são muito duros, a lembrar quartzitos. Filões de quartzo, crostas siliciosas e impregnações de sílica também influenciam o relevo.

Nesta complexidade, procura-se simplificar e dar os aspectos principais.

A melhor referência para o relevo do maciço é a aplanção extensa e em regra perfeita que foi aproveitada pela estrada e o caminho-de-ferro de Estremoz para Borba (fig. 6), por mais de uma dezena de quilómetros e se pode referir pelos 440m; prolonga-se por uma faixa estreita até Vila Viçosa. Esta aplanção fica 50 a 100m acima das superfícies talhadas no xisto, ao Norte do maciço e também próximo de Estremoz; pelo menos o último local não é boa base de referência, em vista da série de superfícies deslocadas que se mencionou entre a Serra de Ossa e o maciço calcário. Todas as comparações à volta do maciço são pouco seguras por haver deslocações reconhecidas e a possibilidade de outras.

A aplanção da estrada Estremoz-Borba formou-se certamente ao nível da peneplanície geral e terá sido posteriormente levantada. Movimento semelhante, embora a cota mais baixa, observa-se na escarpa da Glória, talhada no xisto, logo ao Sul do maciço calcário. Que a posição alta daquela superfície não se deve à dureza dos dolomitos, mostra o facto de a aplanção se prolongar nos xistos para Este de Borba-Vila Viçosa, embora aqui muito dissecada e reconstituindo-se sobretudo pelos cabeços de liditos, pois a erosão é intensa pela proximidade da depressão da Terrugem.

Acima da aplanção da estrada Estremoz-Borba levanta-se um compartimento também aplanado, a cerca de 500m, na parte SE do maciço. O limite da parte levantada passa entre as estradas transversais da Nave e do Barro Branco. Esta parte levantada observa-se bem na estrada de Borba para o Barro Branco: nas proximidades da primeira povoação, está-se na aplanção da estrada Estremoz-Borba, aqui a cerca de 420m; caminhando para o SW, pela estrada do Barro Branco, há uma subida viva em pórfiros muito tectonizados (Notícia Explicativa folha geológica 36-B, p.23), o que não é normal numa rocha tornada branda, e entra-se nos dolomitos que culminam numa aplanção a cerca de 500m, talhada nestas rochas e sem afloramentos de rochas duras. Trata-se certamente da mesma aplanção levantada.

Esta interpretação é confirmada pela posição dos mármore, que funcionam sempre como rocha branda, e aqui aparecem nalguns locais ao nível da aplanção superior, como no Monte da Estrada (próximo e ao NE do Barro Branco) e no relevo Mouro, 487m (1,5km ao SE do Barro Branco).

a) Área Oeste do maciço calcário.

A planície no sopé do maciço está a 250m, muito baixa, pois todo o relevo desce para o Oeste, mas perfeitamente plana, graças à película de calcários com fauna límnic do Cano, que a cobre. Os dolomitos elevam-se de repente, atingem os 370m no S. Bartolomeu e mantêm-se num nível de cimos entre 350 e 380m até à estrada de Sousel; parece haver aqui um acidente e para Este dele os relevos estão um pouco mais altos. Mais significativo é que nas áreas planas dos cimos da Serra de S. Bartolomeu se encontram tufos calcários que não se podiam depositar nesta posição, mas numa topografia aplanada. Temos assim um levantamento da ordem dos 120m.

O limite da parte Oeste do maciço, na frente voltada ao Norte, é formado por uma escarpa com 50 a 70m de comando, que corre por mais de uma dezena de quilómetros com orientação WNW-ESE (ver folhas geológica 36-B e topográfica 411); não há influências de rochas diferentes, porque a escarpa é toda talhada nos dolomitos, cerca de um quilómetro para o interior do contacto com os xistos. Esta escarpa confirma a interpretação tectónica que se apresentou antes.

Na parte central do anticlinório aflora, como se disse, extensa formação de xistos e grauvaques, com drenagem para o Norte, por onde penetra aplanção que se liga à peneplanície geral; as cotas na aplanção do interior do maciço são um pouco mais elevadas do que as da peneplanície, de acordo com a posição mais a montante; mas a formação de xistos e grauvaques está claramente embutida nos dolomitos circundantes.

b) Relevos nos dolomitos.

No maciço dolomítico levantam-se com frequência relevos relativamente pequenos mas vigorosos, que marcam a paisagem. Nas áreas onduladas, onde os dolomitos e calcários dolomíticos ocupam superfícies consideráveis, formam-se depressões arredondadas, pouco

fundas, sem talvego definido; parece tratar-se de esboços de carsificação. Note-se como ao Norte da Nave (Oeste de Borba) quase não existem cursos de água.

Vejamos a origem dos relevos vigorosos, embora pequenos, que referimos.

Na extremidade SE do maciço há três colinas vivas, o v.g. Torre 2º, 449m, e as cotas 454 e 467m (folha 440). Todos eles são causados por afloramentos siliciosos duros. Existe na área uma crosta siliciosa, que corresponde a uma discordância e superfície de erosão paleozóica, que está interestratificada nesta formação e foi estudada pelo Fomento Mineiro, em vista dos sinais de mineralização que apresenta. Aparece, por vezes, sub-horizontal nos cumos, com espessuras até à dezena de metros, outras vezes interestratificada a níveis altos ou baixos. No cimo dos três cabeços que se referiram desta parte do maciço, a formação siliciosa aflora como camadas inclinadas com 1,5 a 2m de espessura, que se repetem, e também falhas impregnadas de sílica; a crosta aflora também a cotas mais baixas.

Na área de Bencatel, os xistos no interior do maciço e os situados ao Sul dele elevam-se com frequência em cristas de comando variável, correspondentes a camadas de liditos que correm como sempre do SE ao NW. Mas nos dolomitos também há cristas, como a do Monte da Nora, ao Este da povoação, e a do v.g. Vigária, 479m, cerca de 2km ao NNW dela; a última é uma crosta siliciosa espessa, uns 7m, e bem desenvolvida.

O bordo Sul da parte Oeste do maciço é formado por um rosário de colinas por mais de uma dezena de quilómetros (folha 411). Algumas colinas que se observaram, como a Serra da Lage, cerca de 1km ao Norte da passagem de nível, têm no cimo muita sílica, filões e filonetes de quartzo com espessuras até 20 cm, na direcção dos relevos (NW-SE); outras fracturas transversais às anteriores, não estão silicificadas. Dispositivo semelhante se observou no relevo da cota 357, junto do Monte do Grão, logo ao Sul da Serra de S. Bartolomeu, sempre folha 411. As fracturas não silicificadas correspondem a um grande conjunto de fracturas transversais ao maciço, assinaladas no levantamento geológico, e devem ser responsáveis pelos intervalos baixos entre as colinas.

Os metavulcanitos ácidos, muitas vezes associados a filões de quartzo, também ocasionam relevos. Sucede assim com a crista de

Caldeireiros, 524m (ao Oeste da povoação dos Arcos, folha 426) e outros relevos pequenos das proximidades.

O relevo 505, junto da estrada dos Arcos para a Glória, levanta-se 50m com bela forma cónica: tem no cimo metavulcanitos brancos e compactos, que parecem quartzitos.

O S. Lourenço 2º, 465m, capela em ruínas, 2,5km ao Norte do Rio de Moinhos (folha 426) tem também metavulcanitos ácidos mesmo no cimo. A Sr.^a da Vitória, 467m, logo ao NW da pequena povoação do Barro Branco (também folha 426) é constituída igualmente por vulcanitos.

Para além destes casos, em todos os relevos acima das aplanagens que se visitaram, encontrou-se sempre justificação petrográfica.

O bordo do maciço calcário ao sul de Estremoz é formado por uma faixa estreita de vulcanitos básicos. Por ser uma rocha branda, origina uma depressão alongada, que a estrada aproveita; esta depressão é definida e enquadrada por pequenos relevos em crista: do lado Norte, no maciço, são dolomitos com vulcanitos ácidos e quartzo; do lado Sul, nos xistos, são liditos e xistos grafitosos.

7) A Serra de S. Mamede⁽⁹⁾

Está situada na fronteira luso-espanhola, um pouco ao Sul do Tejo. Levanta-se a 1027m e está completamente rodeada pela peneplanície, situada a cerca de 350-400m no lado S, algo mais no lado Norte da serra. A parte ocidental da montanha é constituída por granitos e a parte Este por xistos do Paleozóico antigo, com intercalações de quartzito. Há contraste nítido entre a parte granítica, onde existem superfícies bastante bem conservadas, apesar dum rejuvenescimento importante e a parte xistosa oriental, onde a dissecação é muito mais intensa e as superfícies faltam.

Na parte granítica observam-se duas vastas aplanagens, cujas posições testemunham o levantamento da montanha: 1) a rechã de Portalegre, a 400-500m de altitude, que domina a peneplanície por um ressalto de uma centena de metros, certamente de origem tectónica, por vezes vigoroso, mas geralmente mal conservado; 2) a plataforma de Alvarrões, a 680-700m, separada da rechã anterior por uma escarpa de falha vigorosa, cujo desnível é de cerca de 230m.

(9) Esta serra foi estudada por FEIO e ALMEIDA (Finisterra, XV, 29, 1980, p. 30-52), apresenta-se por isso aqui um breve resumo.

No interior da montanha, observam-se dois níveis de rechãs às altitudes de 620-650m e 548-597m e um vale maduro onde o curso de água corre actualmente a cerca de 510m; estes níveis formaram-se certamente em função da peneplanície circundante, durante fases de estabilidade intercaladas entre movimentos verticais.

As cristas de quartzito fazem parte de um vasto sinclinório; a mesma rocha forma também as raízes dum estreito sinclinal situado mais ao Sul (que passa por Portalegre).

As cristas, onde são vigorosas, dominam de cerca de 150m a plataforma de Alvarões e testemunham o comando relativo das cristas em relação à aplanação antes do levantamento da montanha; este relevo relativo é de resto análogo ao que se observa na próxima Sierra de San Pedro, em Espanha. As cristas principais apresentam uma altitude aproximada de 800-900m, variam muito de vigor e de altitude, não apenas entre cristas vizinhas, mas também ao longo do mesmo alinhamento quartzítico. Procuraram-se as causas destas desigualdades. O vigor maior ou menor das cristas parece depender: a) da espessura do afloramento; b) da ausência de cimento entre os grãos de quartzo (estrutura em mosaico), quando se trata de quartzitos verdadeiros, por oposição às rochas com cimento intercalar, especialmente quando este é ferruginoso; c) da existência de tectonização não seguida de recristalização capaz de devolver à rocha a coesão; d) do número de microfracturas por unidade de superfície; estas fracturas permanecem por vezes abertas, o que facilita a penetração dos agentes da alteração.

Referiu-se atrás a peneplanície até à região de Nisa; para o Norte, a peneplanície está desnivelada, em parte balançada. Reconhecem-se o degrau tectónico de Póvoa e Meadas, o fosso do Arneiro e o relevo muito vigoroso da crista de Ródão, que baixa claramente para o NW. É desta região que vamos tratar a seguir.

8) O degrau de Póvoa e Meadas até Nisa (fig. 2)

Um pouco ao Norte destas povoações, seguindo aproximadamente o contacto do granito com os xistos, sempre acompanhado por uma faixa de corneanas, desenvolve-se extenso degrau, pequeno mas continuado, de orientação E-W. Para o poente de Nisa não há praticamente degrau; em frente desta povoação tem escassos 20m; mais para Este, na área de Póvoa e Meadas, o degrau é de uns 50m (cerca de 320 para 370) e deve corresponder a uma escarpa de falha pelas

seguintes razões: a) o desnível varia, nomeadamente do Oeste para Este; b) como se observa noutras áreas do Alentejo, a diferença de resistência entre o xisto e o granito tem como consequência as superfícies no granito estarem mais baixas, ao contrário do que acontece aqui; c) o degrau não se deve às corneanas, pois ele falta em áreas onde elas existem (ao poente de Nisa); d) também não se deve à dissecação e intersecção de vertentes no compartimento dos xistos, pois existem aplanções extensas e bem conservadas ao Norte de Póvoa e Meadas (Tapada da Nave Guedelha, 321-326m, Monte do Meio, 318m).

O compartimento baixo foi coberto por uma película de arcoses, coroada por cascalheiras, em conjunto até 30m de espessura, que ainda se conserva em muitos locais (Montalvão, 339, Feia 322, Remédios, 334, etc.) e necessariamente fossilizou a superfície do xisto e, pelo menos em parte, a escarpa tectónica; esta, por seu lado, limitou a área da sedimentação. A superfície que hoje se observa nos xistos, bem conservada em locais que se referiram, é portanto, uma superfície exumada. Estamos aqui no limite meridional da formação intitulada "arcoses da Beira Baixa", de idade terciária antiga, constituída por arcoses grosseiras com intercalações finas que tem grande desenvolvimento entre a falha do Ponsul e o rio Tejo.

9) A crista quartzítica de Rodão (fig. 2)⁽¹⁰⁾

A crista é constituída por um sinclinal apertado de quartzitos silúricos, entre cujos ramos a erosão escavou longos valeiros aproveitando os xistos relativamente brandos do núcleo⁽¹¹⁾. Ao Sul do Tejo, a crista dupla conserva no cimo os traços duma bela superfície, na qual se encontram calhauzinhos mal rolados e profundamente ferritizados.

O ciclo de erosão da peneplanície geral, trabalhando a um nível mais baixo pôs em saliência as cristas. Os restos da aplanção do cimo dos quartzitos nunca se ligam claramente à grande superfície geral, nem a nenhum retoque; pertencem muito provavelmente a um ciclo anterior, que também se encontra na região ao Este de Coimbra.

Ao Sul do Tejo, o ponto mais alto da crista encontra-se na extremidade meridional (S. Miguel, 460m), em confronto com os cerca de

(10) Ver RIBEIRO, 1943a, 1943b, 1965. Para a tectónica da falha do Ponsul, DIAS e CABRAL, 1989.

(11) Acompanha-se O. Ribeiro na descrição deste imponente elemento do relevo.

290-300m junto do Tejo; esta altitude corresponde ao nível da peneplanície, aqui muito dissecada pela rib.^a de Nisa. A aplanção dos quartzitos inclina para o Tejo com o declive médio de 2%, mas a inclinação não é gradual, pois existem dois degraus, que deslocam a aplanção da crista dos 420 para os 370m e destes para os 290-300m.

Segundo O. Ribeiro, a travessia das cristas pelo rio deve-se compreender por antecedência ou por epigenia. A última hipótese parece confirmada pela existência de restos de depósito a nível mais alto do que a parte aplanada das cristas perto do rio. O autor não reconhece influência tectónica na abertura da garganta.

Há clara inadaptação à estrutura hercínica pois o rio evitaria a travessia das cristas com um desvio pelo Sul (à volta do S. Miguel), pouco maior do que o cotovelo que faz para o Norte ao chegar junto da crista. Mas o depósito que recobria a parte baixa da crista, escondia-a e permitia passagem fácil enquanto a cobertura existiu. Quando a rede hidrográfica se encaixou, na nossa opinião, o rio meteu-se a um acidente tectónico importante, que encontrou, talvez até na cobertura, se esta tiver continuado a rejogar. Trata-se de um acidente do conjunto da grande falha do Ponsul.

O traçado deste grande acidente é um pouco diferente nos esquemas de RIBEIRO e de DIAS e CABRAL. Os últimos autores (1989, p.14-15) são da opinião que o acidente se tenha subdividido ao atravessar os quartzitos extremamente duros. Marcam o ramo principal do acidente a atravessar a crista ao Norte do Tejo, com direcção SW, e outra falha, apontando ao WSW, na garganta do rio. Esta falha, que teria facilitado a travessia da crista pelo rio, não foi observada no terreno, mas puderam ser observados nas proximidades indícios tectónicos muito significativos (op. cit. p.15). Os autores referem ainda que o rejogo do acidente através dos sedimentos da cobertura teria ajudado o rio a encontrar a falha.

A nossa opinião é concordante e pensamos que o rio atravessa a crista num acidente importante, pois a garganta do Tejo é rectilínea, relativamente ampla, tem a direcção e está no enfiamento da falha do Ponsul que desnivela claramente a crista: junto do rio, do lado Sul, a aplanção do cimo da crista está a 290-300m e do lado Norte vamos encontrar a aplanção que trunca os quartzitos na Achada a 344m. O Tejo corre num vale relativamente apertado, mas onde não há quebra de declive: o correr sereno das águas baixas observava-se bem na

estiagem antes da construção da barragem do Fratel; as cheias passam apertadas, o que não admira, pois a garganta é insuficiente para elas.

10) O fosso tectónico do Arneiro (fig. 2)

No canto SW, entre a crista de Ródão e o Tejo, existe pequeno fosso tectónico, onde se situa a povoação do Arneiro, limitado ao Oeste por uma escarpa de falha com cerca de 60m de desnível, que põe em contacto os xistos antigos com as arcoses terciárias; uma película destes sedimentos atapeta o fosso, embora interrompida por cursos de água que encetam o xisto, destacando na carta geológica a área abatida. Terraços 40 a 80m acima do rio actual encontram-se sobre as arcoses.

A falha do Arneiro pertence ao sistema da grande falha do Ponsul. DIAS e CABRAL (1989, fig. 2) desenham-na como fazendo parte do alinhamento principal que, segundo estes autores, volta ao SSW para atravessar a crista.

Também neste local se verifica clara inadaptação do rio, aqui em relação aos compartimentos desnivelados pela tectónica, pois o Tejo escavou o vale num compartimento relativamente alto, desprezando a área abatida do fosso do Arneiro. Não esquecendo a cobertura sedimentar que facilitou traçados epigénicos, o rio ao jusante da crista segue a direcção do acidente em que a atravessou e depois continua em direcções tectónicas que se reconhecem na região, embora pouco nítidas como é próprio dos xistos. O abatimento do fosso parece ser aproximadamente do tempo do encaixe do rio, pois o fosso não foi entulhado por depósitos fluviais, mas existem terraços a diferentes alturas nele. DIAS e CABRAL (p.14) referem não só a inadaptação, mas também a probabilidade de alguma antecedência do Tejo relativamente aos movimentos da escarpa do Arneiro.

11) A depressão de Montoito (fig. 1)

A localidade de Montoito situa-se numa área abatida relativamente à peneplanície que a rodeia. Trata-se de uma pequena bacia interior, limitada do lado Este por uma escarpa que acompanha o filão dolerítico, a Norte por um degrau que corre um pouco a Sul do v.g. Canas, 279m na direcção da rib.^a de Vale do Vasco, rumando depois na direcção de Sta Suzana e do lado Sul pelo degrau que condiciona o traçado da rib.^a de Montoito. A W, a passagem à peneplanície faz-se

de forma suave, mas apresenta uma abertura por onde saiem as rib.^{as} de Montoito e Pardiela, responsáveis pelo esvaziamento parcial dos depósitos que preenchem a depressão.

Os sedimentos que culminam o enchimento apresentam litofácies conglomerática formada por calhaus de quartzo, mal rolados e muito mal calibrados numa disposição caótica e com pouca matriz. Correspondem a cascalheiras do tipo ranha particularmente abundantes no bordo da depressão que acompanha o filão dolerítico, mas também se encontram nas imediações dos v.g. Canas, 279m, Alto das Cabeças 289m e Travessa, 301m, onde constituem relevos residuais de forma trapezoidal característica, constituindo, na área, os níveis mais altos do enchimento que colmatou a depressão e cobriu algumas áreas da peneplanície.

Estes depósitos estão cortados por falha que se observa na estrada para a barragem da rib.^a do Vale do Vasco, próximo da torre de elevação da água. A falha com orientação N 40° E e pendor 40° para NW, apresenta superfícies polidas com estrias e movimento de componente inverso com o substrato de micaxisto a cavalgar o depósito cujos calhaus mostram empinamento do eixo maior.

A área de Reguengos de Monsaraz é atravessada pelo "grande filão dolerítico do Alentejo" que não se salienta no relevo, comportando-se mesmo como rocha branda em relação às formações geológicas encaixantes. Ao Norte de Santiago Maior o filão origina vale amplo, profundo e rectilíneo, percorrido pelo rib.^o dos Barrancos.

Entre Santiago Maior e Falcoeiras há uma escarpa com desnível de 50m acompanhando o filão dolerítico. A escarpa funciona como linha divisória da drenagem, que se faz para o interior da depressão de Montoito e para SE na direcção do Guadiana. Este facto tanto pode relacionar-se com o nível de enchimento terciário que não chegou a fossilizar completamente a escarpa, tendo esta constituído sempre linha divisória de água, como resultar do balançamento para SE do compartimento ao E do filão, como revelam as orientações conseqüentes da drenagem.

12) A área de Reguengos de Monsaraz (fig.1)

Um pouco mais ao Sul, nas proximidades da vila de Reguengos, distinguem-se sobretudo relevos de dureza vigorosos, como a Serra de Motrinos e o relevo de Monsaraz, e a peneplanície, em posição alta (260m) e baixa (210m).

O relevo mais vigoroso é o de Monsaraz, 326m, que se levanta com grandes declives da aplanção a cerca de 200m; é constituído por xistos ardósicos, por vezes silicificados, muito duros, com intercalações de grauvaques, em posição quase vertical; entre Monsaraz e o rio eleva-se o relevo também importante de S. Geães, 284m.

O nível baixo da peneplanície desenvolve-se nas rochas granitoides de Reguengos e S. Manços, bem conservado, a cotas de 210-220m. Este nível está sempre rebaixado em relação às formações metamórficas envolventes, apesar de nestas a densidade da rede hidrográfica e a dissecação do relevo serem mais marcadas.

Este comportamento diferencial observa-se muito bem no contacto das rochas granitoides com as formações metamórficas nos seguintes locais: estrada para a barragem do Monte Novo e troço NNW-SSE do rio Degebe, na parte Oeste da folha geológica; estrada Reguengos-Santiago Maior e Reguengos-Corval-Baldio.

A área aplanada que se desenvolve em todo o afloramento quartzo-diorítico de Reguengos está rebaixada 60m, em relação ao nível alto da peneplanície que se encontra nos xistos micáceos do lado Norte. Este desnível marca-se na topografia por um degrau, que se observa logo ao Norte do Corval e na estrada de Reguengos para Santiago Maior. Este degrau corresponde a um rebordo de erosão diferencial, entre a superfície de Reguengos a 210m, talhada nas rochas granitoides, e o nível alto da peneplanície (260m), que se observa ao Norte do Corval.

O nível dos 260m estende-se para ambos os lados da estrada que se dirige para a povoação do Baldio e reconstitui-se facilmente pelo Alto do Picão, 268m, ao nordeste do Corval, e pela elevação do Barro, 261m, a norte de Reguengos de Monsaraz. Este nível separa-se por um degrau de 30 a 40m numa superfície dissecada, em posição ainda mais elevada, e que se desenvolve a Norte de Falcoeiras, 303m, Tareja, 306m e Roncanilho, 336m. O degrau, provavelmente de origem tectónica antiga, vai sempre nas formações dos xistos micáceos e observa-se imediatamente ao Sul do v.g. Tareja, 306m onde forma pequena escarpa com orientação E-W e com o desnível que se referiu. Acima deste compartimento levantado, destaca-se a crista Ramo Alto, 370 – Torre, 351, com orientação WNW-ESE. Esta crista está associada a bancadas espessas de xistos siliciosos com orientações idênticas às do relevo, e pendores próximos da vertical (70-80° para SSW).

Outros relevos de dureza encontram-se na extremidade SE da folha geológica; formam as serras das Pedras, 333m e Motrinos, 305m, também constituídas, no topo, por bancadas de xistos siliciosos.

13) As depressões do Guadiana (fig. 7 e 1)

a) A bacia de Badajoz.

O Guadiana, ao chegar à nossa fronteira, aproveita por cerca de 50km uma larga depressão, que se estende ainda para o Norte na direcção de Campo Maior (rio Caia). A área ao nascente de Elvas tem particular interesse, pois constitui pequena penetração em Portugal da enorme bacia sedimentar de Badajoz, cujos depósitos terciários se estendem no país vizinho por mais de 150km. A peneplanície está na área de Elvas a cerca de 300m de altitude, talhada em calcários e gabros (os morros da cidade e do Forte da Graça elevam-se acima dela). Cerca de um quilómetro ao Este da cidade, desce-se uma escarpa e em breve nos encontramos no fundo da depressão, aqui constituída por rochas eruptivas, mais além também por calcários e xistos precâmbrios, em parte exumados da cobertura. A cota do fundo da depressão, perto da escarpa anda pelos 210m (Estação de Melhoramento de Plantas), mas no rio está bastante mais baixa (menos de 160m). Os depósitos da bacia, considerados paleogénicos, têm composição variada, com margas areníticas, brechas calcárias, por vezes espessas, e arenitos arcósicos, mais ou menos argilosos, às vezes conglomeráticos. Próximo de Elvas, o cimo do enchimento da bacia, aqui predominantemente calcário, pode-se referir pelos 233m da aplanção do interflúvio do v.g. Padeira.

Mais para o Sul, já na direcção da estrada de Elvas para a ponte arruinada da Ajuda, a aplanção do fundo da bacia, talhada nas rochas antigas, está inclinada, com cotas da ordem dos 230m até 200m perto do rio; a superfície, atacada pela erosão, está exumada da cobertura paleogénica, que todavia se encontra cerca de um quilómetro ao Este, a cotas um pouco mais altas.

b) A depressão de Juromenha-Olivença.

A área da Juromenha, mais ao Sul, é muito expressiva, pois constitui outra penetração sedimentar em território português da bacia espanhola. A depressão é estreita do lado português, mas estende-se para Espanha até às imediações de Olivença. Do lado espanhol, a inclina-

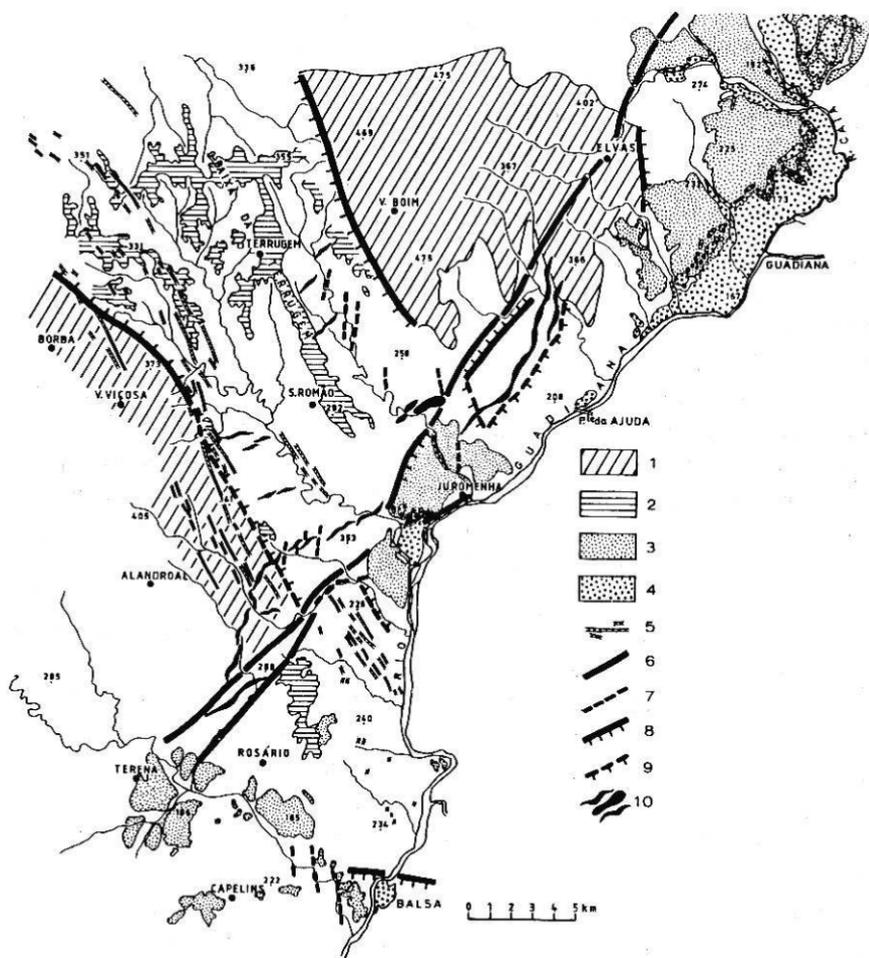


Figura 7 – O planalto de Elvas-Vila Boim e as depressões do Guadiana (Campo Maior, Juromenha e Terena)

1. planaltos de Elvas-Vila Boim e de Borba-Vila Viçosa; 2. superfície de aplanção da Terrugem; 3. enchimento terciário das bacias de Badajoz e Juromenha; 4. terraços e aluviões; 5. filões de quartzitos e liditos; 6. sistema de falhas associado ao filão do Alentejo; 7. alinhamento de fracturas; 8. escarpas de falha; 9. escarpas de falha prováveis; 10. grande filão dolerítico do Alentejo.

ção monoclinial dos depósitos para Oeste, de encontro à escarpa da Juromenha, indica o sentido do abatimento que definiu a forma dissimétrica desta pequena bacia. Contudo, o limite Oeste da depressão vai até uma escarpa de falha do grupo dos acidentes associados ao grande filão do Alentejo que limitam o Paleogénico a Oeste da Juromenha (fig.7). Verificam-se, portanto, dois abatimentos com expressão morfológica dentro da depressão definidos pela ramificação do sistema de falhas ligado ao filão e pela escarpa da Juromenha.

A escarpa da Juromenha baixa 50m o compartimento a Este e condiciona o traçado do Guadiana por 1,5km. O compartimento abatido constitui extensa várzea atapetada de aluviões (cota de 150m) e terraços baixos. No cimo da escarpa situa-se a fortaleza em ruínas (cota de 205m).

Na escarpa que desce da fortaleza da Juromenha para o Guadiana observa-se importante plano de falha N 40° E subvertical. Filões de quartzo sublinham a orientação dos planos, onde se observam superfícies polidas com estrias e fendas de tracção que indicam movimento de componente normal direito. O plano corta a estratificação de xistos e quartzitos com orientação hercínica (N 30° W, 62° SW)⁽¹²⁾.

As deformações dos depósitos corroboram também a existência de dois abatimentos monoclinaes dentro da bacia: os sedimentos paleogénicos, que na localidade da Juromenha recobrem parcialmente o Paleozóico, mergulham 38° para Oeste. Nos cortes da estrada Alandroal-Juromenha, a um quilómetro do cruzamento da última localidade, os mesmos depósitos encontram-se N 70° E, 28° para NW. O mergulho dos depósitos concorda com o levantamento do soco do lado Este e SE a partir da escarpa da Juromenha para o bordo Oeste da bacia.

Caminhando para Sul, na direcção do Rosário e Terena, o limite para o interior não é bem definido, parece haver uma faixa um pouco levantada entre as duas grandes falhas marcadas na folha geológica. A penepalanície que vai dar ao Guadiana está alta, com áreas importantes a 240m, bastante erosionada e com poucos depósitos.

A depressão de Terena, em parte representada na fig. 7, é mais uma área abatida, com uma faixa larga de aluviões do rio Lucefecit a

(12) Os autores agradecem ao Dr. Pedro António Gancedo Terrinha da Fac. Ciências de Lisboa e ao Dr. Joaquim Luis Galego Lopes da Univ. de Évora, a identificação geológica desta falha.

cerca de 157m e depósitos paleogénicos até 210m; o Paleozóico circundante está um pouco mais alto. A deposição actual de aluviões sugere que o abatimento continua.

Um pouco mais ao Sul, o Guadiana atravessa pequena escarpa de falha, de direcção quase E-W, e entra numa bela depressão miniatura, quase circular, com cerca de 1,5km de diâmetro. A toponímia espanhola "La Balsa" reflete as formas. O comando da escarpa, talhada em xistos, é apenas de uns 30m; a aplanação que circunda a depressão do lado português, com depósitos, está a 170-180m e o fundo da depressão, com aluviões actuais, a 130-140m. O rio ao entrar na depressão faz um cotovelo a 90° para Oeste, para se meter, embora num trajecto curto, na falha da base da escarpa. A forma circular da parte mais funda da depressão deve-se à meandrização do Guadiana nos depósitos desta área; nas cheias, o rio corre a direito, como mostram canais representados na carta na escala de 1: 25.000.

Ainda mais ao Sul na direcção de Santiago Maior e Montes Juntos, o estilo do relevo que desce para o Guadiana modifica-se, deixa de haver a depressão. Como se refere noutra local, o bordo Este da grande falha/filão do Alentejo está levantado. O vértice Pias, próximo de Santiago, está a 329m; daqui a superfície desce gradualmente para o Guadiana, com declives da ordem de 1%, para se encontrar ao Este de Montes Juntos a 209m. Este regime observa-se bem à vista, por exemplo da Defesa do Abadel, e também de pontos de vista mais ao Sul.

14) O fosso tectónico de Monte do Trigo (fig. 8 e 1)

O fosso situa-se uma dezena de quilómetros ao Norte de Portel, no local onde o "grande filão do Alentejo" cruza uma falha quase perpendicular, que condiciona o curso do rio Degebe. Trata-se de uma depressão estrutural, gerada por reactivações do acidente da Messejana, com abatimento do bloco oeste (SILVEIRA, 1990). Este autor estudou o fosso (1990, p.46-49) no conjunto da Serra de Portel, definiu as linhas mestras, das quais as do presente trabalho não se afastam, apresentou um esboço morfotectónico (1990, fig. 12) e propôs interpretações. Chama-se a atenção e aconselha-se a consulta deste valioso trabalho.

A peneplanície por alguns quilómetros na área de Monte do Trigo está a cotas relativamente baixas, da ordem dos 200-210m, em contraste com a área circundante, poucas dezenas de metros mais alta.

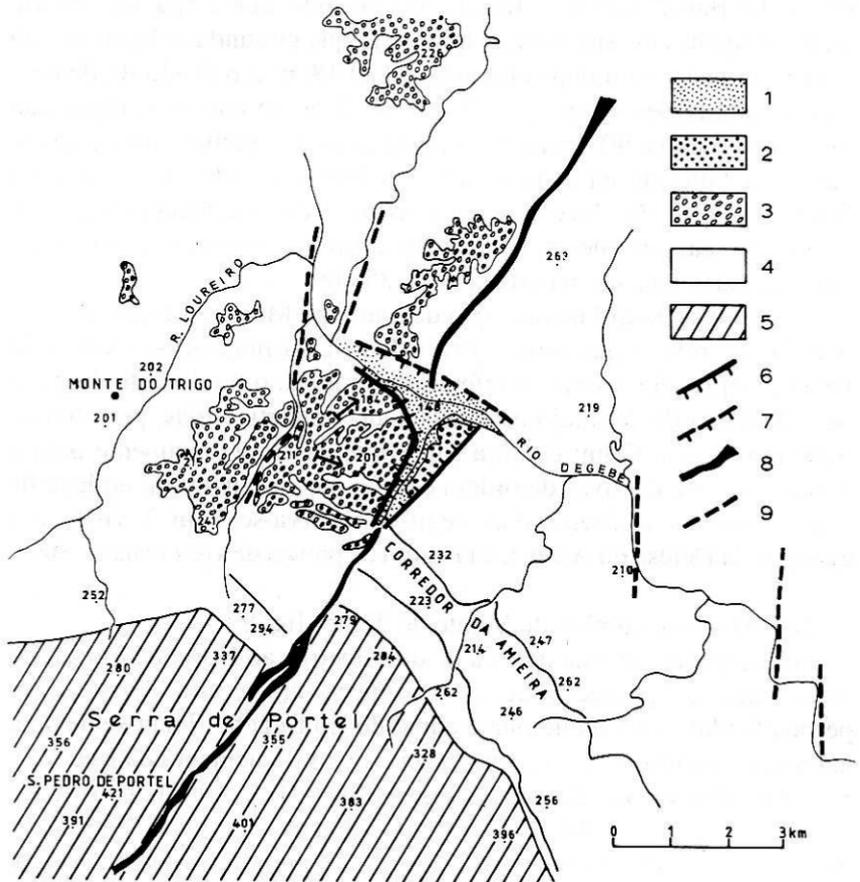


Figura 8 – O fosso de Monte do Trigo

1. aluviões; 2. terraços; 3. recobrimento terciário; 4. peneplanície; 5. compartimento levantado (Serra de Portel); 6. escarpa de falha; 7. escarpa de falha provável; 8. filão dolerítico do Alentejo; 9. vale de fractura.

A Este do Monte do Trigo está conservada uma película de depósito, classificado em dúvida como Paleogénico. O depósito é constituído por calcários mais ou menos detríticos, cobertos por arenitos, argilas e sobretudo cascalheiras de elementos subangulosos, essencialmente de quartzo. As espessuras são consideráveis: "os calcários muito pouco espessos ao Oeste apresentam para Este, maior espessura, atingindo 30 a 40m; e parecem fossilizar uma superfície inclinada para Este. Sobre os calcários assenta o manto de detritos, cuja espessura deve atingir 20 a 25m." (Galopim de Carvalho, na Notícia Explicativa da folha 40-D).

A superfície do depósito inicia, a partir da área da Charneca da Vinha (200-210m), movimento de flexura para Norte e Este: está-se perante o movimento de terreno que conduz ao *graben* propriamente dito. O esquema da fig. 8 mostra a disposição do fosso em forma triangular, sendo atravessado pelo rio Degebe e seu afluente do Fura-douro. O "grande filão dolerítico", com direcção característica, aflora até à extremidade meridional da depressão tectónica, encontrando-se depois coberto por aluviões e volta a aparecer ao Norte do rio Degebe. Três escarpas de falha, que se assinalam⁽¹³⁾, limitam a área das aluviões, que se dispõem em terraços (cotas de 165m) e na planície aluvial (cotas de 150m). Este conjunto de aluviões cobre a parte abatida num dispositivo que deve ser recente, pois concorda com o encaixe quaternário e a posição actual do Degebe. No entanto, o abatimento do *graben* vem, pelo menos da época da deposição dos calcários, a julgar pelo aumento de espessura destes para Este.

Ao SE do fosso, notam-se dois dispositivos dignos de menção. No rio Degebe, a jusante do fosso, observa-se uma série de troços do rio alinhados por fracturas de direcção N-S (fig. 8). Também para SE do fosso, desenvolve-se extensa faixa de rochas verdes com cerca de 1 a 2km de largura que se pode designar por corredor da Amieira. As rochas verdes alteram-se facilmente e comportam-se como formações mais brandas. No caso presente, a faixa de rochas verdes distingue-se com cotas de 220-240m, em contraste com 280-300m nos micaxistos situados a SW. Não é de rejeitar também a hipótese tectónica destes contactos, pois apresentam traçado rectilíneo. O referido contacto coincide com o limite norte da Serra de Portel.

(13) Num barranco da escarpa do lado Oeste, observa-se uma falha que baixa a formação detrítica superior (cascalheiras) para dentro do fosso e a põe em contacto com os calcários.

15) O comportamento morfológico do filão dolerítico do Alentejo

A área de estudo é atravessada, desde Portel até Elvas-Campo Maior pelo grande filão do Alentejo com direcção NE-SW característica. Trata-se do acidente com maior comprimento do sul do País, talvez o maior da Península Ibérica, pois prolonga-se para Espanha até à região de Placência-Ávila. Ao longo deste acidente ocorrem importantes fossos tectónicos como o que se desenvolve no interior da Serra de Gredos, entre Ávila e Piedrahita, com mais de 50km de comprimento e cerca de 10km de largura. Ao SW da última localidade o filão alinha o importante e bonito vale do rio Jerte.

Em Portugal, o filão observa-se desde o extremo Sul do país, próximo do Cabo de S. Vicente, em longos tramos (como Castelejo-Carrapateira), mas também há grandes interrupções. Aqui o acidente subdivide-se em várias falhas, ao longo das quais se encontram fossos tectónicos grandes, como o da Pedralva e o de Aljezur, e outros menores, como o de Telheira, ao leste de Odemira, que conserva um retalho de depósito Plio-Quaternário. Mais para NE, o filão condiciona por cerca de 4km a formação de um belo vale encaixado, de fundo plano (correspondente ao filão) com uns 50m de largura, por vezes mais, enquadrado por vertentes de xisto, altas e com muito declive. Como filão ou como falha (ver a folha 7 do mapa geológico na escala de 1: 200.000), mas sem grande expressão no relevo a não ser vales alinhados, o acidente continua para NE até constituir, com acidentes secundários, o limite da peneplanície para a bacia geológica do Sado, entre S. Romão de Panoias e Ferreira do Alentejo. "Entre Aljustrel e Corte Vicente, o contacto entre as duas unidades do relevo faz-se através da referida falha, mas para SW de Aljustrel uma deformação do tipo flexura parece estabelecer a ligação entre a peneplanície e a bacia do Sado desniveladas a 100m" (MARTINS, 1990). Assinalam-se na área de Messejana depósitos de tipo ranha sobre a flexura com deformação para o interior da bacia e mais ao Sul nas imediações de Garvão vales dissimétricos associados a acidentes secundários do filão.

Na área de estudo, os abatimentos ligados ao filão são de dimensões modestas, mas, ainda assim, suficientes para conservar depósitos ou atrair a rede de drenagem numa disposição convergente, como a que se observa ao Norte da Serra de Portel (área de Monte do Trigo) e nas depressões de Montoito e de Terena (figs. 1, 7 e 8).

Em muitos locais, a falha está preenchida por rocha eruptiva básica (dolerito), razão pela qual não se salienta no relevo, antes pelo contrário, origina formas deprimidas, geralmente "corredores" de vales alinhados, mas com escoamento em sentidos opostos. Observa-se este dispositivo no interior da Serra de Portel, entre esta localidade e o fosso de Monte do Trigo. Dispositivo idêntico ocorre ao Norte de Santiago Maior onde o filão origina vale amplo, profundo e rectilíneo, percorrido pelo rib.^o dos Barrancos; como se referiu, uma escarpa de 50m desnivela as duas margens do vale. Ao Norte de Elvas, o filão alinha o troço da rib.^a do Celso. Entre Terena e a Mina do Bugalho, troços das rib.^{as} de Alcalate e dos Pardais estão alinhados por sistemas de falhas sub-paralelas do filão.

As áreas abatidas ligadas ao importante acidente são o fosso de Monte do Trigo e as depressões de Montoito, Terena e Juromenha que já se referiram. Alguns destes abatimentos parecem resultar de reactivações do acidente principal no cruzamento com acidentes locais, ou resultar de movimentos de falhas divergentes com abatimento do bloco compreendido entre os acidentes, situação que se afigura na Juromenha (fig. 7), mas que só um estudo estrutural aturado pode comprovar. Chama-se a atenção para o sistema de fracturas em *échelon* preenchidas pelo filão dolerítico e que a cartografia geológica da região salienta.

O acidente provoca, em muitos locais, o contacto anormal de formações paleozóicas com cenozóicas, nomeadamente na folha geológica de Campo Maior com Paleogénico-Neogénico, na da Juromenha com Oligocénico e na do Redondo com o Plio-Quaternário, neste caso depósitos de ranha. O último contacto, assinalado por falha no levantamento geológico, situa-se na povoação de Terena e noutro afloramento um pouco mais ao Sul; pelo grande interesse, mereceria ser estudado com cuidado, talvez com sanjas, pois, dada a posição, não se pode excluir completamente por simples observação, a possibilidade de se tratar do limite de uma película de cobertura.

Estes contactos, o vigor do limite entre a peneplanície e a bacia do Sado e o dispositivo do fosso de Monte do Trigo indicam que o grande acidente do Alentejo constitui uma faixa de fraqueza que continuou a jogar em tempos recentes.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHOSA, A. (1983) – Esquema geológico do Maciço de Évora. *Com. Serv. Geol. Port.*, 69, (2): 201-208.
- DIAS, R.; CABRAL, J. (1989) – Neogene and Quaternary Reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Com. Serv. Geol. Port.*, 75: 3-28.
- FEIO, M. (1949) – A Serra de Portel. *Bol. Soc. Geol. Port.*, VIII, Porto.
- FEIO, M. (1951) – A evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Port.*, 32, Lisboa.
- FEIO, M. (1983) – O Relevo da Serra de Ossa: uma interpretação tectónica. *Finisterra*, XVIII (25), Lisboa: 5-26.
- FEIO, M. (1987) – Geomorfologia. In: *Not. Expl. da folha* da Carta Geológica de Portugal 36-D, Redondo, Serv. Geol. Port., Lisboa: 8-14
- FEIO, M.; ALMEIDA, G. (1980) – A Serra de S. Mamede. *Finisterra*, XV (29), Lisboa: 30-52.
- GONÇALVES, F. (1970) – Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz (Alto Alentejo). *XXIX Cong. Luso-Esp. para o Prog. Cienc.*, II, Lisboa.
- GONÇALVES, F. (1971) – Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 18, Lisboa.
- GONÇALVES, F. (1972) – Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspectos geológico-económicos dos mármore. *Est., Not. Trab.*, 22 (1-2), Lisboa.
- GONÇALVES, F. (1989) – Subsídios para o conhecimento geológico do Complexo de Beja a norte da falha da Vidigueira. *Mem. Acad. Ciências Lisboa*, XXX.
- GONÇALVES, F.; OLIVEIRA, V. (1986) – Alguns aspectos do Precâmbrico de Ossa-Morena em Portugal. O Protozoico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciências Lisboa*, XXVII.
- MARTINS, A. (1990) – O contacto da parte meridional da bacia sedimentar do Sado com o substracto paleozóico. Estudo de Geomorfologia. *Finisterra*, XXV (50), Lisboa: 299-330.
- RIBEIRO, O. (1939) – Observations géologiques et morphologiques dans les environs de Vila Velha de Ródão (Portugal). *Révue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XII (4), Paris.
- RIBEIRO, O. (1942) – Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central. *Bol. Soc. Geol. Port.*, 3, Porto.
- RIBEIRO, O. (1943a) – Novas observações geológicas e morfológicas dos arredores de Vila Velha de Rodão. *Publ. Museu e Lab. Miner. e Geol. Fac. Ciências do Porto*, 32 (2), Porto.

- RIBEIRO, O.; TEIXEIRA, C.; CARVALHO, H.; PERES, A.; FERNANDES, A. P. (1965) – Notícia Explicativa da *Carta Geológica de Portugal*. Folha 28-B Nisa. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.
- SILVEIRA, A. BRUM (1990) – *Neotectónica e Sismotectónica da região da Vidigueira – Moura*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Fac. Ciências Lisboa, policopiado.

Estão publicadas 24 folhas da carta geológica na escala de 1: 50.000 da área deste estudo; faltam as de Arraiolos, Montemor, Escoural e Aviz. As cartas deram-nos valioso apoio e facilitaram muito o trabalho; entendemos, por isso, não deixar de citar os autores dos levantamentos geológicos e das notícias explicativas, num primeiro grupo os autores que trabalharam em mais de uma folha (em especial os três primeiros têm grande contribuição) e noutro grupo aqueles de que só temos notícia de terem trabalhado numa.

Autores que trabalharam em mais de uma folha: A. Carvalhosa, F. Gonçalves, J. C. Perdigão, A. Peinador Fernandes, A. M. Peres, Orlando Ribeiro e G. Zbyszewski.

De uma só folha: A. C.M. Alves, M. T. Antunes, R. F. Barros, A. Galopim de Carvalho, H. F. Carvalho, O. Veiga Ferreira, A. N. Joaquim, F. L. Ladeira, Vitor Oliveira, J. Tomás Oliveira, J. Pais, L. H. Pina, A. V. Pinto, Carlos Teixeira.

Résumé

LE RELIEF DU HAUT ALENTEJO (TRAITS ESSENTIELS)

Le relief du Haut Alentejo est loin d'être simple et ses formes sont souvent peu caractéristiques. L'essentiel est une surface qui est comme fracturée en mosaïque, mais les dénivellements sont souvent petits et les abrupts peu marqués; les unités vastes et bien définies sont rares. L'actuelle étude traite de la région comprise entre la Serra de Portel et le Tage (fig. 1 et 2), dans la partie qui correspond au massif ancien, avec d'éventuels recouvrements sédimentaires superficiels.

I - LA PÉNÉPLAINE

C'est l'élément fondamental de tout le relief régional. L'escarpement de faille de Vidigueira et la Serra de Portel séparent la pénéplaine du Haut Alentejo de celle du Bas Alentejo, cette dernière étant mieux conservée. Cependant la liaison se fait à l'Est de ces reliefs sur la rive gauche du Guadiana, ce qui montre qu'il s'agit bien d'une même surface d'aplanissement.

On peut prendre comme aire de référence l'étendue bien conservée qui se trouve à une dizaine de km au Sud et SE d'Évora. La surface s'y étend vers 240-250m d'altitude et recoupe surtout des roches éruptives, granodiorites et quartzodiorites, ainsi que des gneiss et des migmatites; dans ces dernières roches, l'aplanissement est moins parfait et se situe souvent à une altitude un peu plus élevée.

Immédiatement au Nord d'Évora, la pénéplaine se trouve à une altitude plus forte (300m environ) et les rivières qui coulent au niveau de la basse surface entaillent ici de larges vallées mûres, ce qui montre que la déformation qui les sépare est ancienne et n'a pas rejoué récemment.

En allant vers le Nord, la pénéplaine continue presque toujours présente, rajeunie et disséquée en beaucoup d'endroits, bien conservée ailleurs; elle se trouve à des altitudes variées, à la suite de mouvements tectoniques dont on peut donner une idée en citant quelques cotes d'altitude caractéristiques.

Dans le massif calcaire d'Estremoz (fig. 1 et 6), la pénéplaine s'étend surtout vers 440m, un des blocs atteignant cependant 500m. Plus à l'Est, dans la dépression Terrugem-Ciladas, elle se trouve vers 300-320m et forme un couloir orienté au SE vers le Guadiana. Ce couloir est limité à l'Est par un escarpement de faille qui porte la surface à 420-450m (fig. 1 et 7). Au Nord de ce plateau et du massif d'Estremoz (fig.2), l'aplanissement est moins bien conservé et les altitudes sont de l'ordre de 280-300-320m.

Plus à l'Ouest, dans la direction d'Alter (fig. 2), les interfluves se tiennent vers 250m. En allant encore plus au Nord, la pénéplaine est à nouveau mieux conservée, vers une altitude de 300-320m, dans toute la région entre Crato et Nisa, particulièrement autour de cette dernière petite ville, dans les granites.

II - RELIEFS ET AUTRES ACCIDENTS DU ALTO ALENTEJO

Les reliefs du secteur sud

Le petit bloc d'Alcáçovas (fig. 4 et 1) est un horst qui domine d'environ 100m la pénéplaine, ici particulièrement basse. Il est limité à l'Est et au SW par de nets escarpements de faille et est traversé par deux rivières antécédentes; d'autres accidents tectoniques apparaissent sur la figure 4.

La Serra de Monfurado (fig. 1) domine de 150-200m la plaine environnante et est limitée au Sud et au Nord par de nets escarpements qui ne correspondent à aucune limite lithologique. Le massif est constitué par des schistes métamorphiques et des gneiss, avec des intercalations de marbres et de nombreuses petites crêtes de lidites vers le Sud; ses sommets sont aplanis mais les formes de rajeunissement sont accentuées.

Les collines d'Arraiolos (fig. 1) constituent un petit relief très net, limité au Nord par un escarpement. Juste à l'Ouest, le petit fossé tectonique de Sabugueiro s'ouvre vers le bassin sédimentaire du Tage.

La petite crête de Redondo (fig. 1) n'est haute que de 30-60m, mais avec des formes vives; elle correspond à un enrichissement accentué en quartz, au long d'un important accident tectonique qui a écrasé les schistes.

La Serra de Ossa (fig. 1 et 5) est un relief important, qui atteint 653m. Elle est constituée par deux alignements de schistes siliceux, séparés par un fossé tectonique, et par un massif de roches métamorphiques diverses, aplani au sommet. Un escarpement vigoureux limite au NE le massif, qui se relie au massif calcaire par un escalier de petits rebords tectoniques parallèles (FEIO, 1983).

Le massif calcaire d'Estremoz (fig. 6 et 1) est constitué de dolomites, avec une périphérie de marbres et une boutonnière centrale de schistes et gravackes plus anciens. Des métavulcanites basiques, plus tendres, et d'autres acides, très résistantes, s'intercalent aussi; une surface de discordance ancienne est silicifiée. Le détail du relief est complexe. Les marbres, qui fonctionnent comme roches tendres, sont aplanis; les dolomites sont un peu plus résistantes que les schistes. On distingue deux aplanissements, le principal vers 440m, l'autre, d'extension réduite, vers 500m. Les colines dolomitiques aux formes vives correspondent aux silicifications anciennes et aux métavulcanites acides. On observe des escarpements de faille dans les dolomites qui expliquent, associés à la résistance des roches, la mise en relief du massif.

Reliefs et dépressions du secteur nord

La Serra de São Mamede (fig. 2) s'élève jusqu'à 1027m et domine une plaine environnante située vers 400m. La partie occidentale est granitique et présente des escarpements de faille et des aplanissements bien conservés, dont le plus élevé se trouve vers 680-700m. La partie orientale est un grand synclinorium de crêtes de quartzite qui s'abaisse graduellement vers l'Est. Là où elles sont les plus vigoureuses, les crêtes se dressent d'environ 150m au dessus des aplanissements, dénivellation qui témoigne de leur relief antérieur

au soulèvement, comme on l'observe au delà de la frontière espagnole (FEIO et ALMEIDA, 1980).

Le rebord qui s'étend de Póvoa e Meadas jusqu'à Nisa abaisse la surface vers le Nord de quelque 50m, la dénivellation s'atténuant toutefois vers l'Ouest, jusqu'à disparaître près de Nisa. Le compartiment abaissé a porté des dépôts tertiaires.

La crête quartzitique de Ródão (fig. 2) correspond à un synclinal redressé de quartzites siluriens, entre les branches duquel l'érosion a profondément excavé des schistes tendres. Les quartzites sont recoupés par une belle surface d'érosion, certainement très ancienne et très achevée, puisqu'elle a aplani des roches aussi dures, ce qui n'est jamais le cas de la pénéplaine principale. La surface qui tranche les quartzites s'abaisse vers le Tage, qui traverse les crêtes par une épigénie guidée par un grand accident tectonique, prolongement de la faille du Ponsul (voir RIBEIRO, 1943a, 1943b, 1965 et DIAS et CABRAL, 1989).

Le fossé tectonique d'Arneiro (fig. 2) est limité à l'Ouest par un escarpement de faille qui met en contact les schistes et les dépôts tertiaires. La surface du compartiment abattu s'incline vers le Tage et est couverte par des arkoses tertiaires et des terrasses du fleuve. Il semble que le mouvement tectonique soit approximativement contemporain de l'encaissement quaternaire du Tage.

Les dépressions du secteur oriental

La dépression de Montoitto (fig. 1) est un petit bassin rempli de dépôts de type raña, qui contactent par faille avec les schistes. La dépression est limitée à l'Est par un escarpement de 50m qui localement accompagne le grand filon de dolérite de l'Alentejo.

Le bassin sédimentaire de Badajoz ne pénètre au Portugal que sur peu de km; le segment international du Guadiana s'y localise (fig. 7 et 1). Un escarpement de 100m sépare la pénéplaine, située vers 300m, du fond rocheux du bassin, en partie exhumé de sa couverture tertiaire et incliné vers l'Est.

Plus au Sud, la région de Juromenha constitue une autre pénétration en territoire portugais du bassin sédimentaire espagnol. La dépression contient des dépôts paléogènes et est limitée à l'Ouest par des accidents tectoniques associés au grand filon de l'Alentejo. De la forteresse en ruines de Juromenha (205m), on descend vers le Guadiana par un escarpement de faille, où des surfaces polies et des stries sont bien conservées. De basses terrasses et les alluvions du Guadiana, qui coule à 150m d'altitude, couvrent le fond du compartiment abattu.

Le fossé tectonique de Monte do Trigo (fig. 8 et 1) résulte de la réactivation du grand accident, à l'endroit où il est croisé par celui qu'utilise le Rio Degebe. Le bloc occidental, couvert de sédiments paléogènes, s'incline vers l'Est et le NE. Des escarpements de faille, dont l'un permet d'observer le contact anormal, limitent le graben proprement dit, dont le fond est en grande partie couvert d'alluvions. Le jeu tectonique doit être récent, puisqu'il correspond à l'entaille quaternaire et à la position actuelle du Degebe.

Le filon de dolérite de l'Alentejo (fig. 1, 7 et 8) s'allonge de l'extrémité sud du Portugal jusqu'à la Sierra de Gredos, en Espagne. Au Sud de la région ici étudiée, d'importants *grabens* s'y associent, comme ceux de Pedralva et d'Aljezur, ainsi que le grand rejet qui sépare le massif ancien du bassin sédimentaire du Sado. Là où il n'y a pas eu de rejeu tectonique récent, des vallées à fond plat correspondent au filon, car la dolérite est plus tendre que les schistes et grauvackes encaissants; c'est ce qu'on observe dans la Serra de Portel. Dans la région objet de la présente étude, l'accident conditionne le fossé de Monte Trigo (fig. 8), les dépressions de Montoitto, Terena et Juromenha (fig. 7) et la dissymétrie entre la hauteur des versants qui encadrent le ruisseau de Barrancos, à Santiago Maior. C'est bien, par conséquent, un axe persistant de faiblesse et d'instabilité.

Mots-clés: Haut Alentejo, pénéplaine, évolution du relief.

Abstract

THE "ALTO ALENTEJO" RELIEF (MAIN FEATURES)

The "Alto Alentejo" relief is complex and, in its major part, has not very characteristic forms. It looks like a fractured and unlevelled mosaic; the level differences are usually small, and so are the steps. Therefore there is a small number of well-defined large units. The present work refers to an area ranging from the Portel hills to the river Tejo (figs. 1 and 2), but only on the ancient Hercynian massif rocks, including coverage.

I - THE PENEPLAIN

The peneplain is the common element to all the relief of this region. The Vidigueira fault scarp and the Portel hills separate the "Alto Alentejo" peneplain from the "Baixo Alentejo" one which is better preserved. However, eastwards from these features the two planation parts join on the left bank of the Guadiana, thus demonstrating that they belong the same one.

In an area where the peneplain is well preserved, ten kilometres south and southeast of Évora, some 240-250m above sea level, it is mainly cut in eruptive rocks (granodiorites and quartzodiorites), but also in gneiss and migmatites; on the latter the planation is rougher and sometimes appears a little higher.

Immediately north of Évora the peneplain is higher (about 300m), and the streams that flow on the lower surface erode large valleys, consequently demonstrating that the unlevelling is very old and stable. Further north the peneplain is dissected, though well preserved in some areas; it lies at various levels, as a consequence of the tectonic unlevelling.

On the limestone massif of Estremoz (figs. 1 and 6) the peneplain has a great extension at 400m, and one block rises to some 500m. Further east, on the Terrugem-Ciladas depression (figs. 1 and 7), it reaches 300-320m, and forms a southwest oriented corridor that stretches to the river Guadiana. Even further east, a fault scarp elevates the planation to 420-450m (figs. 1 and 7). North of this plateau and of the Estremoz massif (fig. 2), the surface preservation is worse (280-320m).

To the west, in the direction of Alter (fig. 2), the interfluves are levelled around 250m. To the north the peneplain is once more well preserved in the area from Crato to Nisa (fig. 2), and near the latter very well preserved on the granites (300-320m).

II - "ALTO ALENTEJO" RELIEF AND OTHER TECTONIC ACCIDENTS

The Southern Relief

The Alcáçovas block (figs. 4 and 1) is a horst that rises about 100m above the peneplain, which is lower in this area. Its eastern and southwestern boundaries are clear fault scarps, and it is crossed by two antecedent streams. More tectonic accidents exist, as the figure shows.

Serra de Monfurado (fig. 1) is a massif, which rises some 150-200m above the peneplain and is confined north and south by clear fault scarps that are not coincident with lithological limits. The massif consists of metamorphic schists and gneisses with marble intercalations and many small metaquartzite crests on the southern side.

The Arraiolos hills (fig. 1) are a small but vivid landform, limited by a scarp to the north. Westwards they are connected to the small Sabugueiro graben which constitutes the link to the Tejo sedimentary basin.

The Redondo crest (fig. 1) is small (30-60m), but very distinctive and with sharp slope angles. It corresponds to a large quartz enrichment that filled the multitude of cracks which were produced by a tectonic accident.

Serra de Ossa (figs. 1 and 5) is an important landform (653m), essentially made out of two siliceous schist alignments separated on the west by a tectonic graben and a massif of various metamorphic rocks levelled on the upper part. A vigorous scarp limits the ridge on the northeast and leads to the limestone massif through a parallel stripe tectonics with small steps. A study of Serra de Ossa has already been published (FEIO, 1983).

The Estremoz limestone massif (fig. 6 and 1) consists of dolomites, a peripheral margin of marbles and a small core of older schists and graywackes. There are also basic metavulcanites, which are soft, and others which are very hard and acid. An old discordance surface is silicified. The relief is complex. The marble behaves as a soft material and is levelled; the dolomites are slightly more resistant than schists. There are two planations, a vast one at 440m, and a smaller one at 500m. Many vigorous hills, which rise on the dolomites, are due to old silicifications and acid metavulcanites. Fault scarps are also visible on the dolomites which explain, together with the higher resistance of these rocks, the prominence of this massif.

Relief and Depressions of the Northern Part

The S. Mamede mountains (fig. 2) rise to 1027m from a 400m high surrounding plain. The occidental part is granite and has well-preserved fault scarps and planations (680-700m). The oriental part is a big sinclinorium of quartzite crests that gradually lower to the east. Where the crests are vigorous their altitude reaches 150m, thus witnessing the relief previous to the uplifting; these crests are visible from Spain. A study of this area has been published (FEIO and ALMEIDA, 1980).

The step from Póvoa e Meadas to Nisa (fig. 2) is 50m lower than the surrounding surface to the north. The level difference decreases westwards, disappearing near Nisa. The low compartment was covered with Tertiary deposits.

The quartzite crest of Ródão (fig. 2) is a tight Silurian quartzite syncline where erosion has caused deep ditches in the soft schist. The quartzites are truncated by a well preserved very old erosion surface that has reached the last phase of development, levelling very hard rocks; a fact that never happens on the main penepain. The top of the quartzite surface slopes towards the river Tejo, which crosses the crests through epigeny and a large tectonic accident. References to this are the studies of RIBEIRO (1943a, 1943b, 1965) and DIAS and CABRAL (1989).

The Arneiro tectonic graben (fig. 2) is limited to the west side by a fault scarp between the schist and the Tertiary deposits. The collapsed surface slopes to the Tejo, covered with tertiary arkoses and river terraces. It would appear that the collapse accompanied the quaternary incision of the Tejo.

Depressions of the Oriental Part

The Montoito depression (fig. 1) is a small inner basin filled with raña type deposits, which meet the schist through a fault. The depression is confined to the east by a 50m scarp that accompanies the big Alentejo doleritic dyke.

The Badajoz sedimentary basin penetrates into Portugal for a few kilometres. The international portion of the river Guadiana flows in this depression (figs 7 and 1). Near Elvas, the penepain (300m) leads through a 100m scarp to the base of ancient rocks partially exhumed from the Tertiary filling.

Further south the Juromenha area is another penetration of the Spanish basin into Portuguese territory. The western limit of the depression is formed by tectonic accidents related to the big Alentejo dyke, which is the boundary of the paleogenic deposits. From the ruined fortress of Juromenha (205m) to the Guadiana, the depression goes down through a fault scarp to an area 150m lower, covered with alluvium and shallow terraces. The scarp shows polished surfaces and grooves.

The Monte do Trigo tectonic graben (figs 8 and 1) results from the reactivation of the great Alentejo dyke accident where it is crossed by another accident where the river Degebe flows. The block located to the west is tilted and covered by Paleogenic sediments, dropping towards the east and northeast. Fault scarps limit the graben, which is mostly filled with alluvium. The movement must have been recent, since it agrees with the Quaternary incision and the present position of the river Degebe.

The Alentejo doleritic dyke (figs. 1, 7 and 8) crosses from the southern edge of Portugal to the Gredos ridge in Spain. In the southern part of the study area important tectonic grabens are related to the dyke, and to the big tectonic differences in levels between the ancient hercynian massif and the Sado sedimentary basin. Where no recent tectonic displacements exist, the dyke forms wide bottom valleys, as the dolerite is softer than the surrounding schists and graywackes (e.g. the Portel hills). Related to the doleritic dyke in this study area are the Monte do Trigo graben (fig. 8), the depressions of Montoito, Terena and Juromenha (fig. 7) and the difference in levels between the banks of the ribeiro de Barrancos (Santiago Maior). The dyke is a long narrow area of weakness and instability.

Key-words: Alto Alentejo, penepain, relief evolution.