

A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve

por

MARIANO FEIO

Assistente da Universidade de Lisboa

PREFÁCIO

O âmbito deste trabalho sofreu alargamentos sucessivos. Projectou-se, primeiro, estudar a Serra de Monchique e o seu sopé oeste e noroeste; pensou-se, porém, que muitos problemas levantados ultrapassariam este quadro e seria necessário estudar a peneplanície do Baixo Alentejo, o elemento morfológico fundamental desta parte do país. Depois, vieram as dependências naturais da peneplanície (relevos residuais, Serras do Caldeirão, de Barrancos e da Vigia). Os trabalhos preparatórios do Congresso Internacional de Geografia trouxeram novo alargamento: foi preciso estudar a Serra de Portel e fazer reconhecimentos desenvolvidos na Orla Algarvia. Nasceu, assim, um estudo de morfologia regional que abarca vários elementos ligados por um fio condutor — a peneplanície do Baixo Alentejo e as suas vicissitudes — necessariamente mais heterogêneo do que os estudos que seguem um problema, mas amplamente justificado pelo imperfeito conhecimento do relevo português.

Estuda-se a extremidade meridional do país até uma linha que passa ao norte da Serra de Portel, pelo bordo meridional da Bacia do Sado e na extremidade sul da Serra do Cercal. Esta linha corresponde ao limite de unidades morfológicas, mas, evidentemente, as de um lado estão relacionadas com as do outro. Acontece sempre assim com unidades contíguas; apesar disso, é

preciso parar... Fizeram-se reconhecimentos extensos, e por vezes minuciosos, nas regiões vizinhas (série estratigráfica da Bacia do Sado, depósitos superficiais e níveis de erosão da parte meridional da peneplanície do Alto Alentejo), quando foi preciso procurar ali a solução de algum problema.

O relevo do outro lado da fronteira não está estudado; não foi possível por isso relacionar a nossa região com o território espanhol contíguo, embora se examinassem com cuidado os mapas fronteiriços.

Não tivemos o propósito de tratar exaustivamente dois assuntos: o relevo da Orla Algarvia, especialmente a identificação das formas com os andares estratigráficos, e as formas e depósitos quaternários. Para o primeiro faltam levantamentos geológicos em escala conveniente, que permitam estabelecer com segurança a estratigrafia e a tectónica da Orla Algarvia. Os factos essenciais do Quaternário do sul do país são conhecidos, mas um estudo exaustivo deles demandaria um trabalho moroso sobre uma base topográfica que ainda falta.

* * *

Testemunhamos o nosso agradecimento a quantos nos auxiliaram na execução deste estudo: o nosso mestre Orlando Ribeiro, que sugeriu e acompanhou este trabalho em várias fases da sua elaboração; Georges Zbyszewski, que nos comunicou os resultados inéditos de trabalhos realizados na região, nos primeiros anos que esteve em Portugal e estudou connosco a série sedimentar da Bacia do Sado e os depósitos terciários da peneplanície; a Maria Augusta Plácido Santos, bolseira do Centro de Estudos Geográficos, devemos excelente e dedicada colaboração em trabalhos gráficos e estatísticos que não teríamos podido realizar sem o seu concurso; ao Instituto Geográfico e Cadastral, especialmente ao seu Director-Geral, Eng.º A. Paes Clemente, devemos a possibilidade de consultar as minutas do levantamento cadastral, instrumento de trabalho precioso que utilizámos largamente. Agradecemos ainda aos Serviços Geológicos de Portugal e ao Instituto para a Alta Cultura as facilidades concedidas para a elaboração e publicação deste estudo e ao Fomento Mineiro as visitas que nos proporcionou a algumas minas da região.

INTRODUÇÃO

I — Elementos morfológicos. Plano do trabalho.

Os elementos principais do relevo do território estudado são os seguintes (mapa I):

1) *A peneplanície*. Uma aplanação extensa e perfeita, que se pode referir pela cota 200 m, e que vai desde a Bacia do Sado ⁽¹⁾ até à fronteira espanhola. Os cursos de água principais estão fundamente encaixados nela.

2) *Relevos residuais*. Acima da peneplanície elevam-se dois grupos principais de relevos residuais: a Serra de Ficalho (518 m), perto da fronteira espanhola e a Serra de Alcaria Ruiva (371 m), na área de Mértola. Ambas são constituídas por três alinhamentos paralelos, de rochas duras, mármore na primeira, quartzites na segunda, e ambas têm a orientação dos enrugamentos hercínicos.

Relevos tectónicos. Vários outros relevos derivam de deformações da peneplanície:

3) *A Serra de Portel*. É um horst de orientação E-W, composto por elementos de idades diferentes, entre os quais sobressai a escarpa da Vidigueira. Atravessa a peneplanície desde as proximidades da Bacia do Sado até ao Guadiana, mas sem interromper completamente a continuidade entre os compartimentos que ficam ao norte (superfície de Évora) e ao sul dela (superfície de Beja).

4) *A Serra de Barrancos*. É formada por um elemento da peneplanície que sobe lentamente do NW para SE (de 200 m a 500-600 m) e termina deste lado, já em território espanhol, por uma escarpa de falha.

5) *A Serra do Caldeirão*. A peneplanície sobe gradualmente para o sul, de maneira pouco perceptível até Castro Verde (240 m) e Almodovar (310 m), com rapidez depois. Alcança assim o ponto mais alto da serra (Pelados 589 m), onde ainda se encontram restos bem conservados da aplanação. A descida da serra para a Orla Algarvia é complexa. Na parte central faz-se por duas grandes escarpas de falha (Alportel e Eira de Agosto),

⁽¹⁾ No presente trabalho usa-se a expressão «Bacia do Sado» no sentido geológico (bacia sedimentar), como o costume já consagrou, e não no hidrográfico.

mais a oeste há continuidade entre a superfície alta da serra e a que se restitui pelos cimos da orla.

A Serra do Caldeirão é inteiramente constituída por xistos e grauvaques do Carbónico; estas rochas, fortemente atacadas pela erosão, originam um relevo muito característico, que lembra montículos de toupeira.

6) *A Orla Algarvia*. Ao sul da serra, existe uma faixa de terrenos secundários e terciários, em que predominam os calcários. Os pontos mais altos nivelam-se definindo superfícies que, em regra, descem para o sul. A região está fortemente dissecada pela erosão; apesar disso, as formas estruturais vigorosas são raras, porque faltam contrastes de dureza marcados entre as camadas.

O litoral ocidental. O relevo de erosão fluvial é substituído, no ocidente, por uma extensa plataforma de abrasão marinha. Não é possível determinar localmente até onde chegou a acção do mar, mas o soco xistoso da Serra de Monchique e a Serra da Vigia derivam, pelo menos em parte, de elevações da planície litoral.

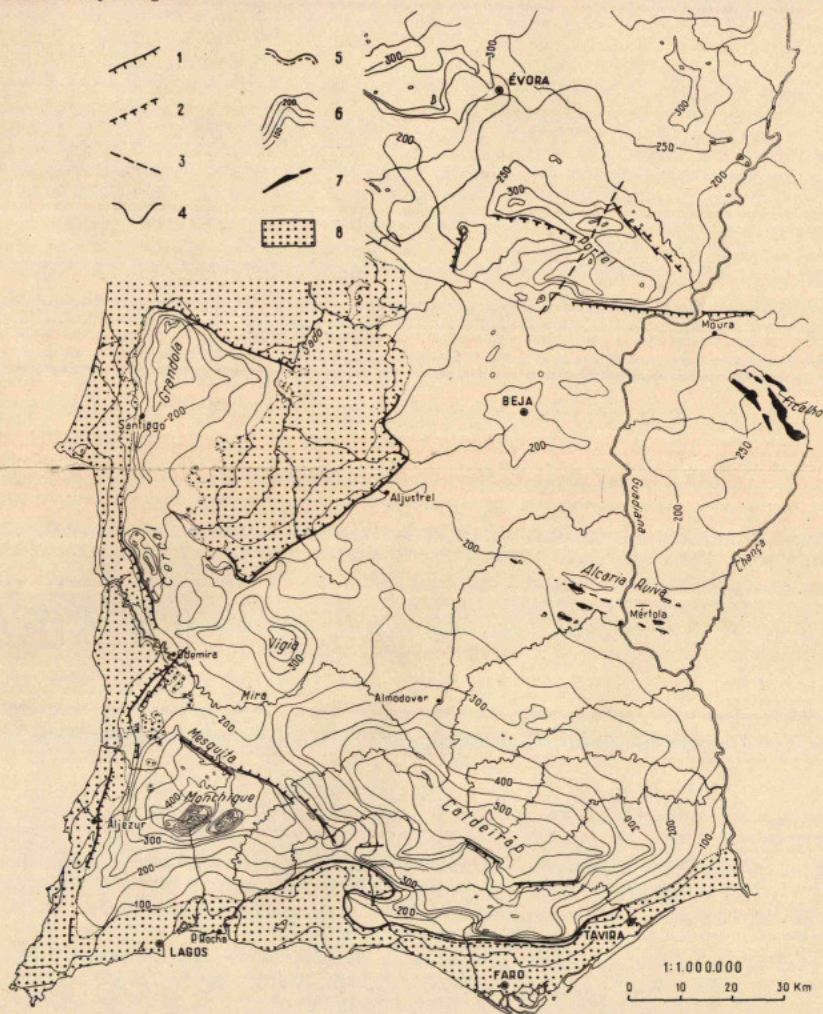
7) *A planície litoral ocidental*. Forma uma faixa com 5 a 15 km de largura e mais de 100 km de comprimento, que se estende desde Sagres até ao Sado. Trata-se de uma plataforma de abrasão marinha, em geral coberta por uma película de areias e que está deslocada por falhas e movimentos de balança.

8) *A Serra de Monchique*. A Serra de Monchique é constituída por um soco de xisto truncado por um nível de cimos a 300-400 m e por um relevo residual de sienite nefelínica, formado por um maciço geminado (Foia 902 m, Picota 774 m), separados por uma depressão, orientados NNW-SSE. O soco da Serra de Monchique está separado da Serra do Caldeirão pela depressão de S. Marcos, acidente tectónico de orientação NW-SE, constituído por uma falha do lado de Monchique e por uma subida monoclinal do lado do Caldeirão.

9) *A Serra da Vigia*. A Serra da Vigia (403 m) parece constituída simplesmente por um empolamento da planície, que toma a forma de cúpula rebaixada e bastante regular. Ao norte dela encontram-se extensos depósitos de raña.

* * *

Seguiu-se, na exposição, a ordem por que acabamos de apresentar os elementos morfológicos da região, compromisso



Esboço morfológico de orientação. 1—escarpa de falha; 2—escarpa de falha provável; 3—linha de fractura; 4—bordo de erosão; 5—arriba antiga; 6—curvas de nível da envolvente do relevo (equidistância de 50 m); 7—cristas de rocha dura; 8—planície litoral e Bacia do Sado.

(Vid. o Mapa Morfológico, no fim do volume).

entre um arranjo puramente genético e um puramente regional, estabelecido a partir do elemento fundamental do relevo, a peneplanície do Baixo Alentejo.

A ligação dos fenómenos em todo o território estudado obriga a recorrer com frequência a elementos de comparação oriundos de áreas que só mais adiante se estudam. Aconteceria assim qualquer que fosse a ordem escolhida. O remédio consistiria em colocar primeiro a parte descritiva e reunir no fim a interpretação. Esta solução obrigaria porém o leitor a ter presente na segunda parte a massa considerável de factos referida na primeira; entre duas soluções, escolhemos a que julgamos menos inconveniente: dar as interpretações a seguir ao estudo de cada elemento morfológico, tendo embora, por vezes, de recorrer aos resultados do estudo de áreas que se tratam mais adiante.

II — Contribuição da bibliografia.

Deve-se a P. CHOFFAT [1907, p. 50, 54 e 56] o reconhecimento de alguns acidentes tectónicos fundamentais da região (falhas de Aljustrel, de Grândola e de S. Marcos). Este autor reconheceu os acidentes por métodos geológicos, os únicos com que trabalhava; ao ler o seu texto fica-se na dúvida se lhes atribui significado na formação do relevo.

A Carta Geológica mostra contactos rectilíneos entre o Paleozóico e os sedimentos da Bacia do Sado, tanto na região de Aljustrel como na de Grândola. Estes contactos são devidos a falhas ⁽¹⁾. Na região de Aljustrel, o Paleozóico forma um planalto 80 m acima do Cenozóico, limitado por uma linha N 54° E, a qual constitui também o limite da mineralização pelas pirites naquela área.

No «Esboço de uma carta tectónica de Portugal», que acompanha a obra, marcam-se aqueles dois acidentes e, em dúvida, uma falha de direcção SSE, que parte de S. Marcos e atravessa a Orla Algarvia até ao mar. No texto refere-se que a linha de depressões, formada por afluentes do Mira e do Ode-

⁽¹⁾ A falha próximo de Grândola, representada por P. CHOFFAT [1907, fig. 2], tem direcção NE, quase perpendicular, portanto, ao contacto rectilíneo entre o maciço antigo e a Bacia do Sado (ESE). Não se pode tratar, assim, do acidente principal, embora provavelmente faça parte do mesmo conjunto de acidentes.

louca, que passa por S. Marcos e corta em duas a Serra do Algarve, se relaciona com este acidente.

H. LAUTENSACH foi o primeiro morfologista com escola a trabalhar na região. Apesar de o Alentejo ter sido das regiões percorridas mais rapidamente, este geógrafo alemão pôde fazer muitas observações do maior interesse, que publicou em 1932 e 1937, nas duas partes da sua « Geografia de Portugal ». Reconheceu a planície do Baixo Alentejo como uma superfície de desnudação (*Rumpffläche*) fortemente dissecada nas proximidades do Guadiana e dos seus afluentes principais, que se eleva para E (Barrancos), para S (Serra do Algarve) e para W (Serras de Grândola e do Cercal).

Acima da planície levantam-se alinhamentos de rocha dura (*Härtlinge*), de direcção hercínica; um grupo de alinhamentos culmina na Serra de Ficalho (516 m); outro constituído por quartzites do Devónico, na Serra de Alcaria Ruiva (371 m).

As Serras do Cercal e de Grândola são do tipo *Pultscholle* ⁽¹⁾. Orientam-se de N a S e são dissimétricas: o flanco oriental é relativamente pouco inclinado, ao contrário do flanco ocidental que é muito abrupto e coincide com uma linha de acidentes importante. Esta linha parece ser a mesma que, no centro do país, separa a orla do maciço antigo; continua-se para S paralelamente à costa. Na região S. Teotónio — Odesseixe — Aljezur — Bordeira coincide com uma linha sísmica.

A Serra do Algarve compõe-se de duas partes que contactam apenas pela portela de S. Bartolomeu de Messines (161 m): as Serras do Caldeirão e de Monchique. A primeira sobe gradualmente do lado N e cai bruscamente para o S (Orla Algarvia). O flanco setentrional é constituído por duas superfícies de desnudação, embutidas e que se interpenetram; o A. considera-as como fazendo parte de uma escadaria de sopé (*Piedmonttreppe*), no sentido de Walter Penck. A natureza do abrupto meridional é desconhecida.

O núcleo da Serra de Monchique é formado por sienite nefelínica. À roda dele estende-se uma superfície de desnudação, profundamente dissecada, que tem no lado N 400-500 m de altitude e desce para S até se confundir com a superfície do

⁽¹⁾ Termo sem equivalente no vocabulário morfológico português, que à letra se traduziria por « relevo em escrevaninha ».

Baixo Algarve. Pelo contrário, ao N a superfície de desnudação termina por um degrau rectilíneo (Serra da Mesquita) que se prolonga quase até S. Bartolomeu de Messines; a superfície de desnudação termina também a W por um degrau. O A. considera estes degraus como de fractura. A planície do sopé ocidental eleva-se para S, de modo que o degrau respectivo diminui de altura neste sentido, até os dois elementos que o constituem se fundirem perto da Poldra (250 m).

A superfície de sopé está talhada no maciço antigo; cobre-a uma película de areias pliocénicas. Em Aljezur, um fragmento do Miocénico marinho abateu, formando um graben paralelo à costa actual. A superfície de sopé corta o maciço antigo e o Miocénico à mesma altura. A erosão desgasta mais facilmente os calcários brandos desta formação, moldando assim uma depressão de acordo com o abatimento tectónico.

O Baixo Algarve é constituído pelo Litoral e pelo Barrocal. Neste distinguem-se cinco cadeias principais, orientadas E-W. O lado norte do Barrocal, aquele em que as rochas mesozóicas mais se elevam, tem o carácter de um relevo tabular contínuo. Dominam a paisagem as camadas duras do Liásico; os grés do Triásico formam costeira (Penedo Grande de S. Bartolomeu). Entre os alinhamentos setentrionais encontram-se *poljés*, ordenados na direcção E-W (por exemplo o da Nave do Barão, ao sul de Salir). Os alinhamentos meridionais, que são constituídos de rochas jurássicas, estão mais afastados e separados por vales longitudinais.

O Litoral é constituído por uma superfície de desnudação que trunca camadas mesozóicas e cenozóicas. Vai ligar-se por um nível alto (*Trogterrasse*), no qual o Guadiana se encaixou, com a planície de Beja.

A corrente litoral, que percorre a costa do Algarve no sentido W-E, carrega-se de detritos nas arribas do litoral ocidental e constrói com eles, a partir de Anção, um lido em forma de arco muito amplo. Este lido é uma forma de acumulação marinha característica; interrompem-no várias «barras», que se observam não só nos mapas modernos mas também em todos os antigos.

As referências de LAUTENSACH ao relevo do Baixo Alentejo e Algarve estão muito dispersas na vastidão da «Geografia de Portugal», a ponto de passarem em parte despercebidas e não formarem corpo de doutrina. Do apanhado feito atrás, ressalta

contudo que aquele geógrafo reconheceu os traços principais do relevo da região e os interpretou criteriosamente. Em estudos pormenorizados, haverá certamente algumas interpretações diferentes e, sobretudo, consideráveis acrescentos; todavia, cabe a LAUTENSACH o mérito de ter realizado o primeiro reconhecimento geral das formas da região.

H. QUIRING, num trabalho geológico e mineiro publicado em 1936, considera o litoral do Alentejo como formado por dois patamares, separados pela «falha da rampa» (*Rampenspalte*), que traçou no mapa geológico desde o norte de Santiago de Cacém até Odessaixe, aproximadamente pelos limites da planície litoral. Não parece todavia que tenha observado o contacto anormal e, a não ser pelo desnivelamento entre os compartimentos, não justifica a natureza tectónica do degrau.

A tese doutoral de A. DE MEDEIROS-GOUVÊA [1938] contém um resumo geológico muito claro e bem ordenado e, inspirada nas novas concepções da tectónica mobilista de ARGAND, apresenta hipóteses arrojadas acerca dos movimentos que em diferentes idades afectaram a região. Traz também contribuição notável para o conhecimento das condições tectónicas do Algarve Calcário, embora nem sempre as relacione com a configuração do relevo.

Dentro do campo propriamente morfológico, pressentiu a unidade primitiva de uma superfície dos cimos da Serra e da Orla, deformada em época recente, coloca no fim do Terciário ou princípio do Quaternário a fixação dos grandes traços do relevo actual; indica, sem concretizar, a importância das falhas do litoral ocidental entre Aljezur e S. Teotónio e refere a existência de um modelado cárstico fossilizado pelas areias marinhas do Pliocénico.

Relaciona, por vezes em síntese feliz, as condições geomorfológicas com os aspectos da Geografia regional. Os resultados apresentados neste trabalho são todavia considerados pelo A. apenas como uma contribuição para trabalho «exaustivo e de longo fôlego» que foi pena não ter chegado a realizar.

G. ZBYSZEWSKI [1939 a] publicou no ano seguinte um estudo relativamente breve da geologia e do relevo do Baixo Alentejo e do Algarve. O trabalho contém excelentes sínteses genéticas da geologia e muitas observações particulares, preciosas para a compreensão do relevo. Entre elas distinguiremos as seguintes:

O rio Sado, depois de correr nos depósitos terciários, encaixa-se epigênicamente nos xistos do Carbónico, a partir da ponte das Ermidas, e corre aí num vale apertado até entrar de novo nos depósitos detríticos da bacia.

A planície litoral, na área do Cabo de S. Vicente, é uma antiga superfície de abrasão marinha, pois nas fendas dos lapiés ainda se encontram vestígios de depósitos de praia levantada.

Com excepção da Serra de Monchique, todas as outras montanhas parecem ter sido arrasadas à mesma altitude. O relevo da parte restante do Algarve derivaria também da mesma superfície, que hoje estaria fragmentada, e por isso, desnivelada.

A Serra de Grândola esteve antigamente em continuidade com a planície litoral, pois ainda se encontram, em ambas as vertentes e até na divisória de águas, areias feldspáticas que só podem provir das rochas eruptivas do interior.

A propósito das «extensões absolutamente planas» do Sul de Portugal, o A. aborda o problema do seu significado, pondo em dúvida a «origem sub-aérea» que lhe tinha sido atribuída por LAUTENSACH. Citando ideias modernas que defendem o retorno à importância das superfícies de abrasão marinha, reúne argumentos relativos às «partes mais planas do Campo de Beja, na região de Ferreira do Alentejo», para concluir: «parece portanto que toda esta parte do Alentejo seja uma superfície de abrasão marinha na qual se depositaram primeiro os sedimentos marinhos e depois, em seguida à emersão, depósitos de escorrência, pliocénicos». Os argumentos, já impugnados por O. RIBEIRO [1940, p. 324], não são decisivos.

O esforço principal de ZBYSEWSKI dirigiu-se porém no sentido de esclarecer a estrutura da região, especialmente os acidentes tectónicos e a influência deles no relevo. O A. chegou a uma explicação morfológica de conjunto. O Baixo Alentejo seria constituído por um reticulado de zonas alternadamente soerguidas e abatidas, cujos alinhamentos se poderiam seguir na topografia actual.

O desnivelamento dos compartimentos seria devido ao jogo de fracturas.

Na direcção NW-SE, a dos acidentes mais recentes, o A. distingue as zonas elevadas seguintes, separadas por zonas baixas:

- a) orla meridional levantada do planalto de Évora;
- b) orla norte da Serra de Grândola, colinas da Caveira, de Aljustrel e de Mértola (Alcaria Ruiva);
- c) Serra do Cercal, colinas de Colos, Serra da Vigia e do Caldeirão;
- d) Serra da Mesquita e maciço eruptivo de Monchique.

A estes alinhamentos opõem-se outros, quase perpendiculares, orientados pelos acidentes de direcção bética:

- a) orla ocidental levantada da Serra de Grândola, colinas de Santiago de Cacém;
- b) zona levantada das colinas de Aljustrel e de Panoias;
- c) eixo de levantamento Mértola-Monchique.

A existência de muitos destes alinhamentos parece duvidosa, tendo-se considerado elementos de vária natureza, sem ter em conta as características morfológicas respectivas; outros não coincidem com linhas genéticas do relevo. Estudos posteriores afastam-se do esquema do A. que todavia se deve considerar como uma tentativa notável para chegar a uma interpretação de conjunto do relevo da região. As excelentes observações e os materiais carreados constituem, porém, o maior valor deste trabalho.

O mesmo autor publicou também um estudo extenso e bem documentado sobre a hidrologia da Bacia do Sado [ZBYSZEWSKI, 1939 b]. A maior parte dos assuntos tratados sai fora, tanto pela matéria como pela localização, do quadro do presente trabalho; referiremos apenas as ideias que mais directamente se prendem com ele.

Entre a parte superior da bacia hidrográfica do Sado, constituída por formações paleozóicas, e a parte média, correspondente aos sedimentos terciários, existe um degrau de elevação recente (Panoias, Messejana, Aljustrel), com orientação NE-SW, que sobe levemente do meio (vale do Rio Sado) para as duas extremidades [1939 b, p. 405, 406 e 407].

A Serra de Grândola termina ao norte por um degrau de falha, consequência dos acidentes que abaixaram a região do Sado inferior; ao sul, pelo contrário, a superfície da planície desce lentamente na direcção de Ermidas. A área do Paleozóico sofreu um levantamento no Pliocénico e princípio do Quaternário no qual participou também a cobertura terciária, miocénica e

pliocénica, um pouco deformada em «dos d'âne» [1939 b, p. 408-409]. Estes movimentos continuam ainda (horst de Grândola), tendo influenciado os cursos de água e modificado os respectivos perfis, por uma recidiva de erosão nas áreas solegadas, enquanto as partes sujeitas a abaixamento provocam a deposição de aluviões [1939 b, p. 415].

Chama-se também a atenção para os perfis longitudinais do Sado e afluentes [1939 b, fig. 3] e para o mapa da repartição geográfica das zonas de elevação e abaixamento da Bacia do Sado [1939 b, fig. 9], que concretiza para esta área a concepção exposta atrás (p. 311-312).

O trabalho de P. BIROT e M. FEIO [1948] resultou de um reconhecimento rápido da região em que também participou O. RIBEIRO. A contribuição principal de BIROT distingue-se, como todos os seus trabalhos, pela grande riqueza de ideias e abundância de sugestões; contém também muitas observações, embora isoladas e muitas vezes incompletas, como não podia deixar de ser, dada a brevidade dos reconhecimentos de campo. As tentativas de interpretação dos depósitos continentais, a discussão pormenorizada dos problemas e, pode dizer-se, uma observação morfológica mais vigorosa constituem, todavia, um progresso em relação às publicações anteriores sobre o assunto.

As ideias são apresentadas com pormenor demasiado para poderem ser aqui reproduzidas; limitamo-nos, por isso, a salientar as que parecem mais importantes.

A plataforma de abrasão marinha do litoral ocidental está deformada, como se observa por exemplo na região de Vila do Bispo, onde o graben monoclinal da Ribeira da Sinceira a desloca e onde tem declive contra o pendor geral (Torre de Aspa, de 160 m para 130 m).

As peneplanícies do Alto e do Baixo Alentejo são superfícies de erosão facetadas, mas os ângulos entre as facetas são tão pequenos que se podem considerar como superfícies poligénicas.

A escarpa de falha da Vidigueira, que limita pelo sul a Serra de Portel, tem no sopé um depósito correlativo, do tipo raia, que permite atribuir o levantamento do bloco de xisto ao fim do Pliocénico.

A massa de rocha eruptiva da Serra de Monchique eleva-se bruscamente acima do mar de cabeços de xisto que a rodeiam,

de modo que, na maior parte do contorno, o limite do relevo segue aproximadamente o limite geológico. Uma depressão importante, com a forma de dois funis opostos pelos vértices, atravessa de N a S a massa eruptiva. A génese desta depressão é difícil de explicar; os autores discutem várias hipóteses e inclinam-se para um episódio cíclico durante o qual vertentes talhadas inicialmente por um curso de água orientado por acidentes tectónicos NE-SW teriam recuado paralelamente a si próprias.

No bordo meridional da Serra do Caldeirão há uma escarpa de falha importante, de direcção E-W, bem visível do alto do S. Miguel. No sopé setentrional dela observam-se indícios de um ciclo de erosão embutido na superfície geral (vales de aspecto maduro das ribeiras de Oeiras e do Vascão). Os autores estudam a seguir vários problemas do contacto do maciço antigo com a orla secundária algarvia e desta, comparando-a à zona «sub-atlásica» de J. DRESCH e à zona dos «maciços satélites sul-pirenaicos» de P. BIROT.

O trabalho termina por uma tentativa de interpretação dos principais tipos de depósitos continentais que se encontram na região. Os autores distinguem:

a) Depósitos calcários, com calhaus de quartzo de calibre e rolamento variáveis. Há-os de idades diferentes, mas alguns são certamente anteriores ao Miocénico marinho. São considerados como correlativos de relevo fraco e clima semi-árido.

b) Arkoses. A massa principal delas é posterior aos calcários inferiores (sudoeste de Pavia). Parecem indicar também relevo fraco, possivelmente com clima húmido.

c) Depósitos de tipo raña, constituídos por calhaus de quartzo mal rolados, envolvidos numa pasta argilosa, vermelha, proveniente da decomposição dos xistos. Fim do Pliocénico. Correlativos de relevo vigoroso e de clima árido, com escoamento do tipo *sheet-floods*.

As páginas dedicadas à morfologia, no livro-guia do Congresso Internacional de Geografia [FEIO, 1949 a], podem considerar-se como nota prévia que antecipa o estudo pormenorizado da região. Mantêm-se, na essência, as ideias apresentadas ali de maneira esquemática, mas amplia-se a exposição, procurando fundamentá-la melhor. Modificam-se alguns pontos e tratam-se

de novo vários outros, em consequência de trabalhos posteriores de campo e de gabinete. Os primeiros incidiram sobretudo nas áreas de S. Teotónio e de Garvão, que então apenas se tinham reconhecido e que são das mais ricas em resultados.

Os trabalhos acerca da Serra de Portel [FEIO, 1949 b] e do litoral ao norte do Cabo de S. Vicente [FEIO, 1949 c] podem considerar-se como contribuições — tratamento completo de regiões limitadas — para o presente estudo.

III — Mapas utilizados.

No território estudado existem os mapas 1:100.000 e 1:50.000 do Instituto Geográfico e Cadastral, o mapa 1:25.000 do Estado Maior do Exército e o levantamento cadastral na escala 1:5.000; os dois primeiros cobrem todo o território, o mapa militar existe para o norte do paralelo de Aljustrel, o levantamento cadastral chega mais ao sul, só faltando no Distrito de Faro.

O mapa 1:100.000, levantado há mais de meio século, é uma obra notável para a época. Tem todavia falhas consideráveis na representação da rede hidrográfica e do relevo, como recentemente a comparação com o mapa 1:25.000 veio pôr em evidência. A altimetria — curvas de nível equidistantes de 25 metros e cotas pouco numerosas — não permite uma análise rigorosa do relevo.

A base topográfica do mapa 1:50.000 é a mesma do anterior, com excepção de pequenas áreas revistas e de algumas folhas publicadas nos últimos anos a partir do mapa militar. O mapa 1:50.000 tem assim as mesmas deficiências do anterior, apenas com a vantagem de ser mais legível nas edições a cores.

O mapa 1:25.000 satisfaz plenamente o morfologista: o relevo é reproduzido com a fidelidade e continuidade dos levantamentos por fotografia aérea, em que se baseia a maior parte das folhas; a equidistância de 10 metros e o grande número de cotas permitem determinar todas as altitudes com exactidão e empregar os métodos de análise do relevo.

O levantamento cadastral, executado no Alentejo na escala 1:5.000, reproduz todas as minúcias do terreno e permite assim uma análise muito pormenorizada do relevo. Como não está publicado, só se pode usar no gabinete e mesmo aí é de manejo

difícil, dado o grande número de minutas a consultar ⁽¹⁾; não é possível também ter com ele uma visão de conjunto de uma área um pouco extensa. Embora o erro das cotas seja em regra inferior a 1 metro, encontraram-se, na junção das minutas, diferenças até 3 metros.

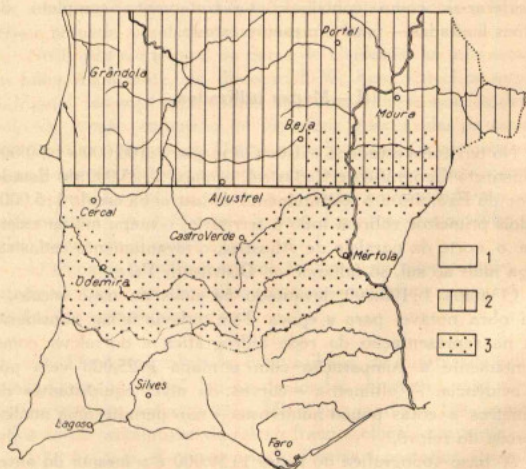


Fig. 1 — Mapas utilizados. 1 - áreas onde apenas se utilizaram os mapas 1:50.000 e 1:100.000; 2 - área onde se utilizou o mapa 1:25.000; 3 - área onde se utilizaram as minutas do levantamento cadastral na escala de 1:5.000.

O estudo que se segue baseia-se no mapa 1:25.000, em toda a área em que ele existe, e nos mapas 1:50.000 e 1:100.000 na área restante. Utilizaram-se ainda, para resolver pontos de pormenor ou para estudos sistemáticos, as minutas cadastrais da área onde falta o mapa 1:25.000 e existe este levantamento (fig. 1).

Servimo-nos ainda das minutas do levantamento geológico,

⁽¹⁾ As minutas do levantamento à prancheta correspondem a $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ de terreno e as do levantamento a taqueómetro a $3\text{ km} \times 4,5\text{ km}$.

gentilmente postas à nossa disposição pelos Serviços Geológicos de Portugal, nomeadamente dos levantamentos inéditos de PEREIRA DE SOUSA no Algarve ocidental.

CAPÍTULO I

ESTRUTURA E MATERIAIS DO RELEVO

Os dados da história geológica — A maior parte da região estudada é formada pelo maciço antigo ibérico (mapa II). Fazem excepção a orla secundária e terciária meridional (Algarve) e os depósitos terciários que cobrem a planície, por vezes em extensão considerável.

O maciço antigo é constituído por terrenos metamórficos (xistos, micaxistos, anfibolites, mármore, etc.), rochas eruptivas (diorites, gabros, pórfiros, granitos) e sedimentos marinhos (xistos, grauvaques, e quartzites). A maior parte dos terrenos eruptivos pertence provavelmente ao Paleozóico médio (post-gotlandianos e anteriores ao Westphaliano D); as formações sedimentares depositaram-se desde o Silúrico (xistos de Barrancos) até ao Carbónico médio. Os xistos e grauvaques do Carbónico ocupam enorme extensão, desde a linha Colos — Aljustrel — Mértola até à Orla Algarvia.

O conjunto foi fortemente enrugado durante os movimentos hercínicos (fases astúrica e saálica, respectivamente no Carbónico superior e no Pérmico médio) e transformado em dobras, isoclinais e apertadas no norte, mais largas no sul. Os afloramentos dos diferentes terrenos têm orientação hercínica (NW-SE a WNW-ESE). As formações metamórficas são provavelmente sedimentos de idade primária que estiveram a um nível muito baixo durante os enrugamentos hercínicos, pois têm disposição concordante com as faixas de terrenos primários fossilíferos, tanto no aspecto da xistosidade como da direcção de conjunto e porque a passagem de umas para as outras se faz de maneira gradual.

Não se conhecem depósitos marinhos do período compreendido entre o Carbónico médio e o Liásico.

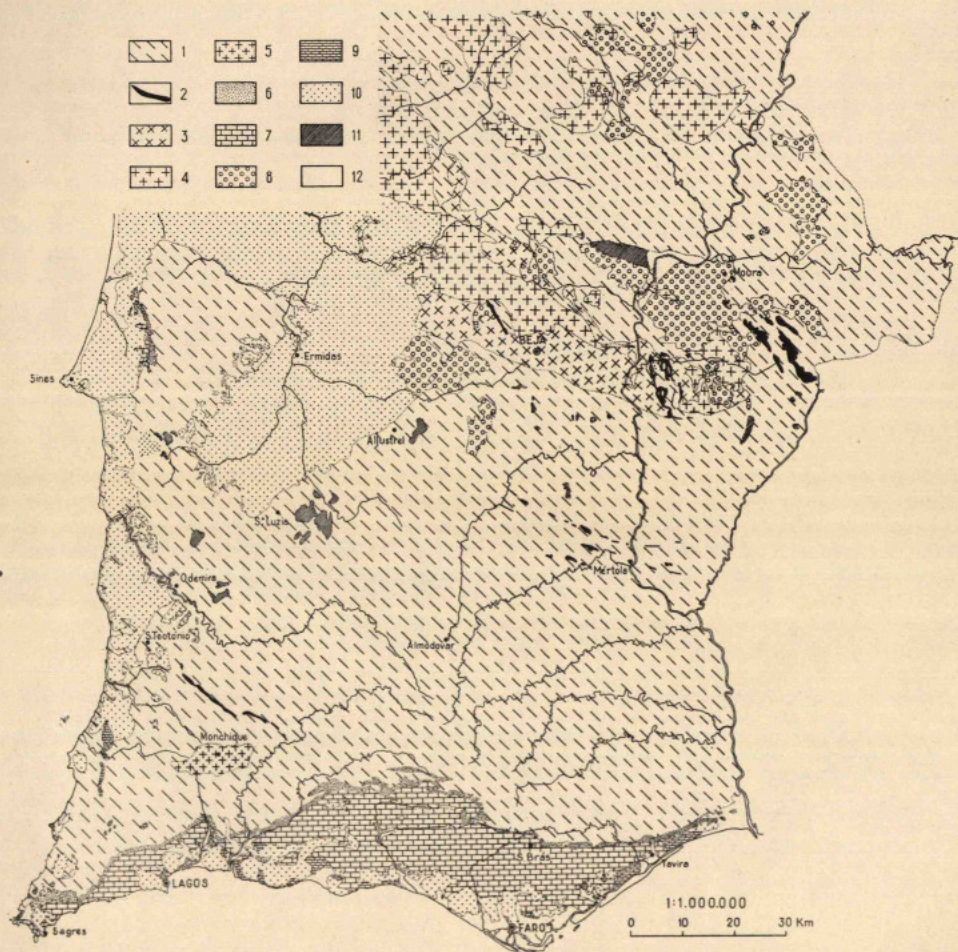
As montanhas hercínicas foram demolidas pela erosão e os sedimentos vermelhos do Triásico superior vieram depositar-se numa superfície hoje inclinada em regra de 20° a 45°, que por isso não desempenha qualquer papel na topografia actual.

Desde o Triásico têm-se feito sentir movimentos de abaixamento para o Atlântico. A orla secundária e terciária que resultou destes abaixamentos tem, no Algarve, a largura máxima de 30 km. A sedimentação começou por depósitos continentais (margas, grés e conglomerados vermelhos do Triásico) e continuou por uma série quase totalmente de origem marinha até ao Cretácico médio (Turoniano). A faciès desta série é muito variável, tanto no sentido horizontal como no vertical, e encontram-se muitas lacunas; tudo indica, pois, um ambiente instável.

A composição da orla secundária no Algarve central, segundo CHOFFAT [1887], que estabeleceu minuciosamente a sua estratigrafia, é a seguinte: a) complexo vermelho do Triásico e Infralias (grés, conglomerados, margas, em regra com intercalações de dolerite); b) dolomias compactas e muito espessas do Liásico; c) calcários marmóreos brancos do Dogger e, na parte superior (Caloviano), margas e calcários margosos; d) no Malm, calcários compactos, dolomias e calcários margosos; e) finalmente, no Cretácico inferior e médio, conglomerados, grés, calcários, margas, margo-calcários e dolomias. O último sistema tem pouca importância morfológica. A grande variedade de rochas e a falta de camadas marcantes explicam que não haja um relevo ordenado e formas estruturais nítidas ou bem definidas.

Segue-se grande lacuna na sedimentação marinha, que só recomeça no Miocénico. O mar desta idade atingiu o máximo de extensão no Helvetiano (Algarve) e no Tortoniano (Bacia do Sado). O Miocénico do Algarve é constituído por grés, molassos, calcários fossilíferos e raras argilas. Os restos que se conservam, testemunhos de formação muito mais extensa, estão pouco deslocados, excepto onde intervieram acções diapíricas (Albufeira), e mostram pequenos pendores para o sul. Todo o secundário, pelo contrário, está fortemente deslocado e retalhado por falhas. As fases principais de enrugamento devem colocar-se, pois, entre o Turoniano e o Burdigaliano; parece terem sido precedidas por movimentos percursores no fim do Jurássico.

As rochas eruptivas desempenham papel pouco importante na orla. Há dolerites no Infralias e rochas basálticas, em filões que cortam em inúmeros sítios as séries secundárias. O maciço sienítico de Monchique, de que nos ocuparemos adiante com mais pormenor, pode ser atribuído, por analogia com os bató-



Mapa petrográfico. — 1 — xistos; 2 — quartzites e mármore; 3 — rochas eruptivas ácidas; 4 — rochas eruptivas básicas; 5 — maciço eruptivo de Monchique; 6 — grés e margas do Triásico e Inferias; 7 — rochas predominantemente calcárias do Jurássico e Cretácico; 8 — depósitos terciários superficiais da peneplanície (excepto rañas); 9 — rochas sobretudo calcárias do Miocénico marinho; 10 — areias pliocénicas e quaternárias (litorais meridional e ocidental e Bacia do Sado); 11 — rañas; 12 — aluviões e dunas recentes. As rubricas 1-4 constituem o maciço antigo.

litos de Sintra e de Sines, ao fim do Secundário ou ao começo do Terciário.

No maciço antigo existem muitas aplicações de depósitos continentais de idade variada (do Paleogénico ao Pliocénico); próximo do mar, tanto a oeste, assentes no maciço antigo, como a sul, assentes nas rochas da orla, encontram-se depósitos pliocénicos na maior parte marinhos. Estudaremos estes complexos adiante (Caps. II, V e VI).

Comportamento morfológico das rochas do maciço antigo ⁽¹⁾ — No território estudado, as rochas do maciço antigo têm composição relativamente variada e comportam-se, por isso, sob a acção da erosão, de maneira muito diferente.

As rochas mais duras são, como sempre, as quartzites; apesar de, nesta parte do país, nunca terem grande espessura, formam cristas vivas e salientes (Alcaria Ruiva e Mesquita). Seguem-se os mármore e alguns xistos metamórficos muito siliciosos. Os primeiros elevam-se em cristas nítidas, mas em regra arredondadas no cimo (Serra de Ficalho). Os segundos afloram sempre em pequenas manchas, a que correspondem elevações pouco extensas (Monsaraz, S. Pedro de Portel, Évora-Monte).

Os filões de quartzo espessos também formam pequenas cristas, como por exemplo os filões mineralizados da Serra do Cercal, os mais importantes do Sul do país pela extensão e espessura.

As rochas que acabamos de referir são importantes pelo relevo que originam, mas ocupam áreas restritas. A quase totalidade do território é constituída pelas rochas eruptivas e por xistos ⁽²⁾.

As diorites e os gabros que afloram na mancha de Beja (e noutras mais pequenas) alteram-se com facilidade, dando solos argilosos e fundos (os conhecidos «barros» de Beja), de tal modo que a rocha, sempre encoberta por solo espesso, não aflora em grandes extensões da peneplanície.

Estas rochas resistem mais do que os xistos à erosão linear

(1) Trata-se adiante, embora resumidamente, do relevo da orla. Indica-se então o comportamento morfológico dos sedimentos mais característicos dela. Para evitar repetições, não se versa aqui o assunto e remete-se o leitor para o capítulo respectivo.

(2) Usa-se o termo «xisto» em sentido genérico, para designar um conjunto de rochas diferentes mas que têm comportamento morfológico análogo e uma qualidade comum — a xistosidade.

e, como são mais permeáveis do que eles, têm rede de drenagem menos desenvolvida. Encontram-se nelas alguns dos troços mais perfeitos da peneplanície (superfície de Beja).

Os pórfiros, que ocupam também território extenso, têm comportamento semelhante às diorites; são porém menos alteráveis e dão um solo arenoso. Alguns granitos, como o de Pedrógão, são muito resistentes, mas afloram em áreas pequenas e não chegam por isso a dar um relevo bem diferenciado.

Os xistos são pouco susceptíveis à alteração química mas resistem mal à erosão linear e são completamente impermeáveis. Como consequência, a rede de drenagem é abundante e encaixa-se com facilidade, enquanto as vertentes se mantêm abruptas e rectilíneas. Cria-se assim um emaranhado de vales fundos que nas áreas de montanha média do sul do país dá origem ao característico relevo em montículos de toupeira (Serra do Caldeirão, Est. IV e VI, soco de xisto da Serra de Monchique, colinas da área de Odemira e Serra da Vigia). Numa área muito mais baixa mas onde a erosão é igualmente intensa pela proximidade do Guadiana, a chamada «serra» de Serpa, aparece o mesmo tipo de paisagem. O comportamento dos xistos das várias manchas não é perfeitamente igual. Os da mancha do «Arcaico» que se estende de S.^{ta} Vitória até Águas Negras — filites e micaxistos com inúmeros veios de quartzo — são mais susceptíveis à alteração química de maneira que, quando a dissecação é pouco intensa predominando aquela acção, se comportam como mais brandos do que os xistos e grauvaques do Carbónico. Pelo contrário, quando a erosão é vigorosa, nos entalhes dos cursos de água principais, são tanto ou mais resistentes do que aqueles.

Os terrenos da grande mancha do Carbónico do Mapa Geológico a 1:500.000 são constituídos por uma alternância constante de camadas de grauvaque e de xisto argiloso. A formação, em conjunto, funciona como homogénea e dá uma paisagem uniforme e monótona.

Os depósitos terciários que se encontram nas aplanções do maciço antigo são sempre pouco espessos e não chegam por isso a dar características próprias ao modelado.

Vales de fractura — As falhas têm grande importância no modelado do Baixo Alentejo e Algarve. No decurso deste traba-

lho estudaremos as falhas recentes, geradoras directas do relevo; neste capítulo trataremos das falhas antigas, que influem nas formas apenas como condicionamento estrutural.

As falhas são muito numerosas nos terrenos antigos do Baixo Alentejo e do Algarve: pode dizer-se que não há bom corte em que elas se não observem. É impossível fazer um inventário das falhas por exame directo, porque não há cortes em número suficiente (os que existem representam na realidade uma parte ínfima da superfície total) e porque, mesmo que houvesse, esse exame exigiria uma massa de trabalho incomportável. Tem por isso de se recorrer a métodos indirectos, dos quais o mais usado, graças à simplicidade e aos bons resultados que com ele se obtêm, se baseia no traçado da rede hidrográfica.

O trabalho da erosão, como se sabe, é mais fácil nas zonas de esmagamento que existem ao longo das fracturas: os cursos de água têm por isso tendência a instalar-se nelas. Os que alcançam esta posição privilegiada rebaixam mais o leito, desenvolvem-se rapidamente e ficam em excelentes condições para captar os cursos de água vizinhos e tornar-se colectores principais. A rede hidrográfica tende assim a estabelecer-se sobre as principais fracturas e, deste modo, a pô-las em evidência.

O estudo da rede hidrográfica nos mapas, com o fim de reconhecer as fracturas, baseia-se no facto de elas serem em regra aproximadamente rectilíneas e se disporem com frequência em grupos paralelos. Os dispositivos pelos quais se procuraram reconhecer os vales de fractura são, em resumo, os seguintes: a) dois ou mais cursos de água, ou troços deles, que seguem o mesmo alinhamento; b) curso de água rectilíneo durante grande extensão; c) conjunto de vales encaixados, rectilíneos e paralelos [FEIO & SOEIRO DE BRITO, 1950, p. 255] ⁽¹⁾.

O reconhecimento das fracturas pela rede hidrográfica tem uma vantagem importante: os cursos de água fazem uma selecção natural e, entre a infinidade de falhas existentes, escolhem para se instalar as mais importantes, ou pelo menos as que têm faixa de esmagamento mais desenvolvida.

A aplicação do método ao Baixo Alentejo e Algarve oferece

⁽¹⁾ Na orla mesozóica algarvia, vales subsequentes podem apresentar as mesmas características, sendo preciso, por isso, demonstrar que o alinhamento não segue a direcção das camadas ou que continua no maciço antigo.

dificuldades particulares, umas intrínsecas, pois grande parte da região tem relevo fraco e é constituída por massas não cristalinas, outras extrínsecas, provenientes da falta de bons mapas na parte meridional. Como se sabe, os vales de fractura só são bem marcados nas áreas onde a erosão trabalha com vigor; têm traçado mais rígido, e por isso mais fácil de identificar, nas rochas cristalinas, porque estas rochas são mais quebradiças e, nelas, o contraste de dureza entre a faixa esmagada e a rocha sã é muito maior do que em rochas já de si relativamente brandas ⁽¹⁾.

O traçado da rede hidrográfica nos mapas 1:100.000 e 1:50.000 não merece confiança para um trabalho desta natureza, como mostrou o estudo do norte e centro do país ⁽²⁾. Ora o mapa 1:25.000 só está publicado até ao paralelo de Aljustrel, faltando assim, a bem dizer, em toda a área de relevo vigoroso e portanto de maior interesse.

Nas áreas onde existe o levantamento cadastral, fizeram-se algumas verificações com a ajuda deste mapa, mas um emprego sistemático dele exigia uma movimentação de minutas tão grande que não pareceu exequível.

Apesar destas dificuldades o método permitiu chegar a resultados interessantes e traçar o mapa III, que todavia se deve considerar apenas como esquema provisório, a refazer quando se dispuser do mapa 1:25.000 para toda a área.

O campo de vales de fractura mais importante fica situado ao norte da crista da Mesquita e a oeste de Almodovar (corresponde aproximadamente à folha 34 do mapa 1:100.000). Distinguem-se nele um sistema de fracturas N-S (Ribeira do Torgal, vários cursos de água ao norte da crista da Mesquita, alinhamento de dois vales ao sul de Garvão que correm em sentidos contrários, etc.) e um sistema NW-SE ⁽³⁾ (fractura do Rio Torto, seguida por três cursos de água, fractura de S. Marcos e outras duas paralelas e situadas ao sudoeste dela, etc.). Nota-se também uma fractura importante, de rumo NNE-SSW, situada entre

⁽¹⁾ Vales de fractura incontestáveis, como os alinhamentos de seis e sete ribeiras que veremos adiante, permitem todavia fazer ideia do grau de rigidez que se deve esperar das fracturas no xisto.

⁽²⁾ Um exemplo, tirado da região em estudo: compare-se o traçado da Ribeira do Murtigão, no mapa 1:100.000 (folha 33) e no mapa 1:25.000 (folha 514).

⁽³⁾ C. FREIRE DE ANDRADE [1937, p. 210] já indica esta direcção.

S. Teotónio — Odemira e o caminho de ferro, que orienta dois afluentes e um troço de meandros do Rio Mira.

Na orla mesozóica algarvia existe um importante sistema de fracturas E-W, que referiremos ao estudar esta região.

Tratam-se a seguir, com mais pormenor, duas fracturas muito importantes que atravessam o Baixo Alentejo e o Algarve: a de S. Marcos e a de Odesseixe — S. Teotónio — Messejana — Portel.

a) *A fractura de S. Marcos* — O alinhamento de vales de S. Marcos é formado por troços de sete cursos de água.

Ao sudoeste da parte meridional deste alinhamento encontram-se dois alinhamentos paralelos, um constituído por três vales e o outro por seis.

CHOFFAT [1907, p. 54] refere a linha de depressões de S. Marcos e afirma que ela se relaciona com uma deslocação que atravessa o Baixo Algarve até próximo de Albufeira, sem todavia dar quaisquer precisões. O mapa que acompanha a obra indica uma falha provável no local dela (S. Marcos — Albufeira). Não conhecemos outras referências de CHOFFAT ao acidente; ignoramos por isso as observações em que se baseia para afirmar a existência dele.

O vale do Rio Mira está exactamente na direcção da fractura de S. Marcos e parece por isso orientado por ela. FREIRE DE ANDRADE [1937, p. 210 e fig. 82], em apoio desta tese, indica a existência de uma falha, aproximadamente na direcção do rio e com uma caixa de 4 m, que se observa na arriba ao norte de Vila Nova de Milfontes (Praia do Porto das Barcas). O facto de esta parte do curso do Mira ser toda em meandros não invalida a hipótese de ser orientado por uma fractura: como se sabe os cursos de água têm tendência para desenhar meandros conforme se encaixam (meandros de crescimento); compreende-se que, em áreas de rocha branda, a escassa diferença de resistência entre a rocha sã e a rocha fracturada não impeça os cursos de água poderosos de seguir essa tendência. Os cursos de água que revelam melhor as fracturas são os de tamanho médio: têm vigor suficiente para se encaixarem mas não conseguem vencer o condicionamento por elas imposto.

Note-se todavia que o Rio Mira parece seguir uma calseira tectónica, definida no curso médio pelas áreas levantadas das

Serras da Vigia e de Monchique (em especial a superfície originariamente inclinada para ele ao norte da Mesquita) e mais a jusante pela extremidade meridional da Serra do Cercal e pela plataforma inclinada que sobe das Arrifoias para o sul ⁽¹⁾. Parecem juntar-se assim, no Rio Mira, duas causas, qualquer delas suficiente para explicar o traçado do rio...

Resta-nos dar um lance de olhos às relações entre a fractura de S. Marcos e a escarpa da Mesquita. Como se verá adiante esta escarpa segue-se desde as proximidades de S. Bartolomeu até à pirâmide de Algarés (ao sueste de S. Teotónio); sofre três desligamentos transversais e, na metade noroeste, coincide com uma crista de quartzite. A escarpa desnivela tectonicamente dois compartimentos de xisto.

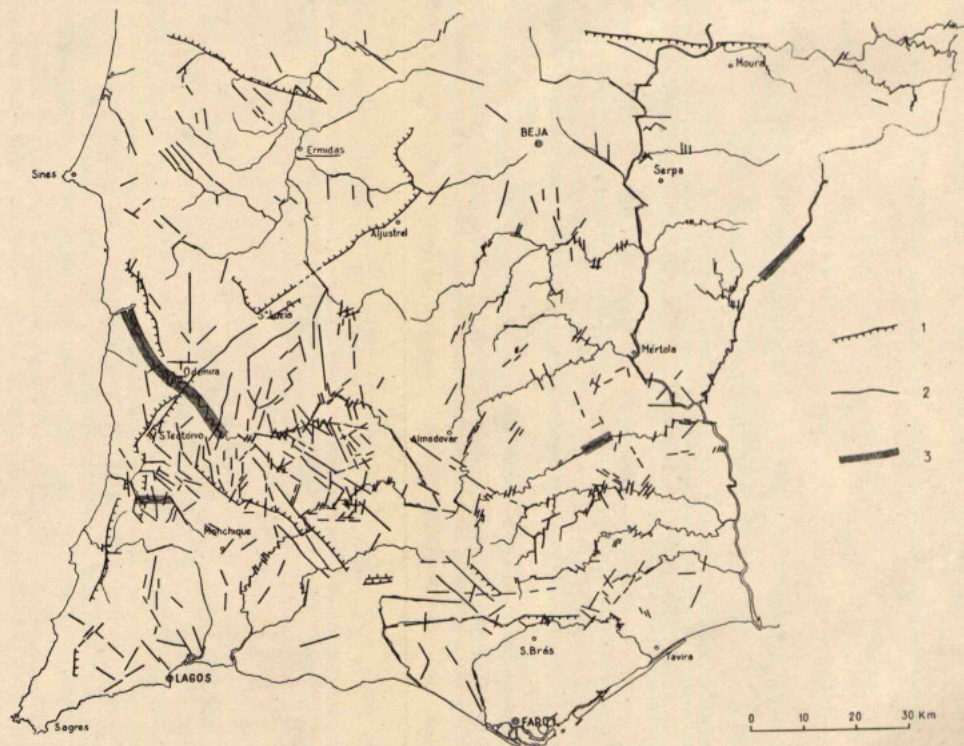
Na parte SE, esta escarpa coincide com a fractura de S. Marcos. A partir desta povoação os dois acidentes afastam-se cada vez mais, não tanto por causa das direcções respectivas, que divergem pouco, mas devido aos sucessivos desligamentos que deslocam a escarpa para o sul.

Quais serão as relações entre os dois acidentes? Poderia pôr-se a hipótese de haver só uma fractura (a de S. Marcos) que seria antiga mas teria jogado de novo em tempos relativamente recentes, dando origem ao desnivelamento dos dois compartimentos. O degrau, talhado originariamente no xisto, na direcção desta fractura, teria depois recuado até à rocha dura. Vários factos contrariam esta maneira de ver; o mais significativo parece-nos ser a composição do depósito correlativo do degrau da Mesquita, constituído predominantemente, mesmo na base, por quartzite, o que mostra que aquela crista esteve desde o princípio próximo do abruto ⁽²⁾.

Parece, antes, que a fractura de S. Marcos, com o seu alinhamento de sete cursos de água é um acidente mais antigo, hoje só com papel estrutural, e que o levantamento tectónico do compartimento da Mesquita aproveitou aquela fractura até

⁽¹⁾ Vid. a este respeito o estudo da área S. Teotónio — Odemira (cap. VI) e do soco xistoso ao norte de Monchique (cap. VII).

⁽²⁾ A crista, apesar da erosão vigorosíssima, ainda hoje se eleva pouco acima dos xistos do compartimento alto. Não é de admitir, por isso, um fornecimento abundante de calhaus graças apenas à saliência devida à erosão diferencial.



Vales de fractura. 1—escarpas de falha; 2—vales de fractura (alinhamentos certos e prováveis);
3—troços de rios orientados em conjunto.

S. Marcos e mais além se afastou dela e é uma falha independente que segue um traçado próximo do degrau actual.

b) *A fractura de Odesseixe — S. Teotónio — Messejana — Portel.* — Um grande acidente de orientação NE-SW atravessa o Alentejo desde Odesseixe até às proximidades de Portel (cerca de 135 km). O acidente é acompanhado por um filão de dolerito pigeonítico [ASSUNÇÃO, 1949] que aparece ao sueste de Odesseixe, desde a pirâmide Roca (ao norte de S. Teotónio) até Messejana e entre Vila de Frades e Portel. Na área de Odesseixe e de S. Teotónio — Odemira, deram-se posteriormente (Pliocénico) movimentos segundo a mesma fractura, de tal modo que o filão está hoje no contacto entre o maciço antigo e os depósitos detríticos abatidos (vid. cap. VI). Para o nordeste de Odemira, o acidente orientou cinco cursos de água afluentes do Rio Mira, da Ribeira do Torgal e do Rio Sado; segue depois a base do horst de Relíquias, sempre acompanhado pelo filão. A falha do bordo da Bacia do Sado ao sul de Messejana é, sem dúvida, distinta deste acidente, pois passa do outro lado do horst de Relíquias. Reunem-se possivelmente além daquela povoação, como o facto de ter sido encontrado um resto de filão, muito alterado, no contacto entre o maciço antigo e a Bacia do Sado, próximo de Aljustrel parece indicar ⁽¹⁾.

Na mesma direcção aparece o desligamento de Mombeja, que CHOFFAT refere e o Mapa Geológico de 1899 tão bem evidencia. Mais adiante, torna a aparecer o filão, entre Vila de Frades e Portel, como dissemos. Um alinhamento de quatro vales acompanha esta parte do filão, atravessa a Serra de Portel e termina além do Degebe. Entre Monte Trigo e Redondo, vários cursos de água orientam-se pela mesma direcção.

É provável que a fractura tenha continuação para o sul de Odesseixe, pois existe uma rocha semelhante no bordo do graben de Aljezur (ao norte da Maria Vinagre, na trincheira da estrada) e os movimentos tectónicos pliocénicos que se deram segundo a fractura na área de Odesseixe e de S. Teotónio-Odemira continuam para o sul, até próximo de Vila do Bispo. Se for assim, o comprimento total da fractura elevar-se-á a cerca de 170 km.

(1) Numa sanja aberta pelo Fomento Mineiro na estrada para o Rio de Moinhos. Informação oral do Eng.º Fernando José da Silva.

Nesta parte, o acidente vira mais ao sul, no desenvolvimento de uma curva que já se nota na área de Odemira.

Os acidentes tectónicos recentes, com influência directa no relevo, da área de Odesseixe e de S. Teotónio-Odemira seguem o filão dolerítico até próximo desta vila. Continuam depois para o NW e o N (pelo sopé ocidental das Serras do Cercal e de Grândola), abandonando o filão que rumo ao NE.

Serão as falhas do sistema N-S independentes do acidente Odesseixe-Portel, que apenas aproveitariam localmente, ou, pelo contrário, pertencerão ao mesmo sistema e, nesse caso, o acidente subdividir-se-ia pela altura de Odemira?

A fractura é provavelmente muito antiga: o quimismo pacífico do filão dolerítico faz supor que ele se tenha formado a seguir aos enrugamentos hercínicos. Jogou posteriormente, pelo menos duas vezes (no Pliocénico médio e no superior), como mostra o estudo dos fossos do litoral. Não contando o hipotético prolongamento para o sul de Odesseixe, a fractura desnivela os terrenos que se encontram de um e outro lado dela na área de Odesseixe, entre S. Teotónio e Odemira, na área de S.^{ta} Luzia (escarpa sueste do horst de Relíquias) e em todo o bordo da Bacia do Sado. Mais para NE, parece não ter jogado em tempos recentes porque não desloca os elementos morfológicos que a atravessam.

O Baixo Alentejo e o Algarve são regiões fortemente sísmicas, especialmente as áreas litorais. Não é fácil todavia relacionar os resultados do estudo sísmico feito por PEREIRA DE SOUSA [1919] com as fracturas conhecidas. Nomeadamente o traçado das linhas sísmo-tectónicas carece de rigor porque se baseia em muito poucos elementos ⁽¹⁾. A forte sismicidade da região parece indicar, contudo, que algumas fracturas não estão completamente inertes.

⁽¹⁾ Veja-se, por exemplo, a linha sísmo-tectónica Vila do Bispo—Bordeira — Aljezur — Odesseixe — Vila Nova de Milfontes, uma das que melhor acerta com acidentes tectónicos conhecidos, apesar de, ao norte de Odesseixe, seguir para Milfontes enquanto os acidentes se dirigem mais para E, quase na direcção de Odemira. Em toda a área que importa para definir a linha sísmo-tectónica, compreendendo a faixa considerada de grau imediatamente inferior que a rodeia, há apenas sete observações, as das cinco povoações atrás referidas que demarcam a linha e só duas fora dela (S. Teotónio e Carrapateira). As possibilidades

CAPÍTULO II

A PENEPLANÍCIE DO BAIXO ALENTEJO

A peneplanície do Baixo Alentejo é a unidade fundamental do relevo do terço meridional do país. Relativamente estável, dela deriva por deslocação tectónica e por erosão, a maior parte dos elementos morfológicos da região. É uma aplanação extensa, umas vezes muito perfeita, a ponto de melhor lhe caber o nome de planície (assim na área a oeste e sudoeste de Beja, próximo de Santa Vitória, entre Brinches, Pias e Moura, etc.), outras vezes com suaves ondulações correspondentes a rugosidades residuais ou resultantes do rejuvenescimento lento. Só se nota rejuvenescimento forte nas vizinhanças do Guadiana e dos seus afluentes principais, correndo aquele rio encaixado mais de 100 m.

A peneplanície corta indiferentemente, nivelando-as, faixas de materiais muito diferentes: xistos metamórficos, xistos argilosos, grauvaques, diorites e gabros, pórfiros, granitos e até alguns mármore (S. Brissos); as quartzites e, em regra, os mármore, formam relevos de dureza bem salientes (Serras de Alcaria Ruiva e de Ficalho); existem outros relevos residuais pouco importantes (morros de Beja, de Serpa, etc.).

Forma grosso modo um quadrilátero, limitado ao N pela Serra de Portel (linha Alvito-Vidigueira-Moura), a W pela Bacia do Sado (Ferreira do Alentejo-Aljustrel-Colos) e pela Serra da Vigia, a E pela fronteira espanhola e a Serra de Barrancos; para o S eleva-se gradualmente até formar a Serra do Caldeirão, não tendo, por isso, limite definido. Na área de Beja, a altitude dela é de 200-230 m, mas aparecem com frequência cotas de 160-180 m e áreas bastante mais elevadas: no leste e no sul, troços bem conservados da peneplanície atingem 250 e 300 m.

de interpretação são assim inúmeras: podia-se, por exemplo, considerar toda a faixa litoral como uma zona sismo-tectónica, tal como acontece com o litoral algarvio.

A linha sismo-tectónica da Serra de Monchique é definida apenas pela povoação de Monchique e pela Senhora do Verde. Em toda a área de Carbónico situada entre o maciço eruptivo e a orla, não há qualquer observação a localizar ou definir a linha. Podia-se, por exemplo, ligar a Senhora do Verde ao litoral, tanto mais que a linha definida por ele e Monchique tem direcção bastante diferente do alinhamento dos dois cursos de água que correm em sentidos contrários na depressão que separa a Foia da Picota.

Divide-se o estudo da peneplanície em duas partes: na primeira trata-se dos depósitos terciários superficiais, com o fim de obter elementos que esclareçam a evolução geológica da região e permitam estabelecer relações com a bacia sedimentar do Sado; na segunda, procede-se ao estudo propriamente morfológico, procurando definir aplanções cíclicas e relacioná-las com o nível de base geral; finalmente, faz-se breve resumo e esboça-se a evolução de conjunto da peneplanície.

I — Os depósitos terciários (1)

Começa-se este estudo pela série sedimentar da Bacia do Sado, base da classificação dos depósitos da peneplanície. O conhecimento dela é também indispensável para relacionar estas duas unidades.

A série sedimentar terciária da Bacia do Sado. — Na parte central da Bacia do Sado (área de Odivelas, Ferreira do Alentejo, Aljustrel, Ermidas, Santa Margarida do Sado) pode-se distinguir a seguinte série sedimentar (de cima para baixo):

- 7 — Areias soltas, esbranquiçadas, por vezes com pequenos calhaus mal rolados;
- 6 — Cascalheiras de planalto e grés avermelhados. A parte superior deste complexo é do tipo raña (Vilafranquiano);
- 5 — Calcários lacustres dos Gasparões, representados nalguns locais por uma crosta calcária;
- 4 — Complexo areno-argiloso marinho de Algalé (Saheliano);
- 3 — Grés calcários e calhaus rolados do Esbarrondadoiro (Odivelas). Helveciano superior e Tortoniano.
- 2 — Grés calcários de Alcácer do Sal, Santa Margarida, etc.. Helveciano.
- 1 — Conglomerados e grés argilosos ou calcários com cor rosada; calcários brancos com detritos; argilas roxas. Paleogénico.

(1) Devemos grande ajuda nesta matéria ao nosso amigo Georges Zbyszewski. Os resultados do trabalho comum foram apresentados ao XIII Congresso da Associação Portuguesa para o Progresso das Ciências [ZBYSZEWSKI, FEIO & MOITINHO DE ALMEIDA, 1950].

Referem-se a seguir os locais que mostram melhor as relações entre as camadas e descrevem-se os cortes mais elucidativos.

A sobreposição das duas primeiras camadas (C. 6 e C. 7) vê-se com clareza na área de Figueira dos Cavaleiros: a cascalheira aflora nos cortes da estrada à entrada da povoação e as areias estendem-se na direcção da pirâmide de Lameiras (84 m). A primeira camada observa-se também nos cortes do Esbarrondadoiro e da Gravitosa.

Na Gravitosa (3,5 km ao norte de Odivelas), encontra-se a série seguinte, de cima para baixo:

- Cascalheiras de cor avermelhada, tipo raña (2 m);
- Grés vermelhos grosseiros, micáceos e arcósicos (3 m);
- Argilas plásticas cinzentas-esverdeadas (3 m);
- Areias finas argilosas e fossilíferas.

As duas camadas superiores correspondem à C. 6 da série atrás referida e as duas últimas à C. 4.

A camada 5, que falta aqui, aparece ao sul da estrada de Ferreira do Alentejo para Figueira dos Cavaleiros, principalmente na área dos Gasparões, Prianas e Arrotea. É constituída por calcário branco ou branco-azulado, com gastrópodes de água doce pouco frequentes; forma uma bancada com 4-6 m de espessura que assenta em areias semelhantes às da Gravitosa (por exemplo na linha de água ao sul do Monte da Arrotea), embora não se tenham encontrado fósseis nelas, e é coberta, ora pelas cascalheiras de planalto (C. 6), ora pelas areias pliocénicas (C. 7) ⁽¹⁾.

No corte da estrada de Ferreira do Alentejo para Odivelas não existe a bancada de calcário lacustre; representa-a uma crosta calcária de dissecação que assenta nas areias fossilíferas do nível de Algalé (km 591, 65), impregnando-as, e é coberta pela cascalheira de planalto (km 593, 9). A crosta é, portanto, muito provavelmente, do Pliocénico inferior.

O corte mais completo e demonstrativo que se conhece nesta parte da Bacia do Sado é o do Esbarrondadoiro (4 km a oeste de Odivelas). A sucessão das camadas é a seguinte, de cima para baixo:

⁽¹⁾ F. ROMAN [1917, p. 98], baseando-se na determinação de uma espécie de *Helix* e outra de *Limnaea*, atribuiu estes calcários ao Quaternário, opinião que parece insustentável dada a posição estratigráfica deles.

- XI — Cascalheiras e areias avermelhadas que arregatam ⁽¹⁾ as camadas subjacentes (7 a 8 m);
- X — Argilas arenosas avermelhadas com zonas cinzentas claras e lentilhas de calhaus de calibre variável (6 m);
- IX — Areias finas argilosas, amarelo-esverdeadas, que lembram as camadas de Algalé (4 m);
- VIII — Argilas com leitos delgados, amarelo-esverdeadas (2 m);
- VII — Areias finas argilosas, amarelo-esverdeadas, com fósseis (3 m);
- VI — Pudim calcário, amarelo, com fauna tortoniana (0,3 m);
- V — Calhaus mal rolados (2,5 m);
- IV — Areias argilosas com ostras;
- III — Grés argilosos rosados com níveis de calhaus (20-25 m);
- II — Argilas roxas (6 m);
- I — Diorite.

A camada IX deste corte corresponde à camada 6 da série estratigráfica apresentada no princípio deste capítulo. As camadas X, IX, VIII e talvez a VII correspondem ao complexo de Algalé (C. 4). As VI, V e IV ao Tortoniano e Helveciano superior. A III e a II devem ser de idade paleogénica.

O Helveciano de Santa Margarida do Sado (C. 2) contém uma bancada de grés calcário muito fossilífero, com excelentes *Pecten*, *Anomya*, dentes de esqualo, etc., que aflora nas proximidades daquela povoação, nas duas vertentes do Sado e da ribeira de Grândola.

A facies dominante dos depósitos considerados como paleogénicos é muito comparável à da « formação de Benfica »: conglomerados e grés, com elementos mal rolados, cimento argiloso ou calcário e cor rosada. Estes depósitos têm grande desenvolvimento na região a leste de Alcácer do Sal, ao largo da orla do maciço antigo (entre Santa Suzana e o Torrão) e nos vales afluentes da margem direita do Rio Sado (Ribeira de Santa Catarina, Ribeira do Alfebre, Rio Xarrama, Ribeira de Odivelas, Ribeira de Vale Figueira, etc.). Também aparecem mais ao sul, no bordo oriental da Bacia, desde a área de Ervidel-Montes

⁽¹⁾ Designamos por esta palavra popular a formação de pequenos sulcos de erosão (*ravinement*).

Velhos até ao sul de Messejana e ao longo do acidente de Grândola (área de Grândola e de Santa Margarida).

Mas o Paleogénico tem outras facies: no corte do Esbarrondadoiro, os grés rosados assentam em argilas roxas; ao noroeste da Corte Vicente Anes, entre Ervidel e Aljustrel, existem argilas muito espessas, com leitos de calhaus mal rolados, que devem corresponder às do Esbarrondadoiro. Por baixo destas argilas, aparecem (Ribeira da Água Forte) calcários brancos e grés calcários que contactam com o maciço antigo. O Paleogénico de facies calcária aparece também no fundo da bacia sedimentar, por exemplo no Monte de Santa Águeda (4 km ao nordeste de Odivelas) onde existem calcários duros, por vezes carregados de detritos, com cerca de 10 m de espessura, assentes na diorite, e na margem esquerda da Ribeira do Roxo, em frente de Jungeiros, onde aparecem embutidos no xisto (contacto anormal ou relevo fossilizado?).

Conhecem-se depósitos marinhos até Alvalade. Mais para o sul encontram-se grandes afloramentos de depósitos grosseiros paleogénicos, de rañas e de areias (correspondentes, provavelmente à C. 7); as camadas 2 a 5 da série sedimentar atrás referidas não foram encontradas nesta área.

As idades das camadas 2, 3 e 4 da série sedimentar da Bacia do Sado são dadas pelas faunas respectivas. As cascalheiras do planalto têm de ser post-pontianas, dada a sua posição na série; consideram-se como vilafranquianas por semelhança de facies com as rañas do resto do país [RIBEIRO & FEIO, 1950, p. 152-159] ⁽¹⁾ e por formarem, em grandes extensões, o cimo do enchimento da bacia (cobrem apenas nalguns locais pequena espessura de areias), isto é, o fim da idade dos planaltos, imediatamente antes do encaixe da rede hidrográfica que marcou o termo do Pliocénico e domina a evolução quaternária. As rañas derramaram-se a partir do maciço antigo, mas alcançaram a parte central da bacia (planalto das lagoas, ao sul de Canhestros).

As areias superiores (C. 7) devem ter sido depositadas pelos pequenos cursos de água que corriam na planície, posteriormente às rañas mas antes de o encaixe da rede hidrográfica ter alcan-

⁽¹⁾ Ao estudar o litoral do Alentejo veremos também que as rañas são de idade vilafranquiana, mesmo do Vilafranquiano superior: depositaram-se depois de o mar do Pliocénico superior (160-170 m) ter baixado consideravelmente.

çado a região. Têm posição pliocénica, mas podem ter-se formado em parte já no Quaternário. Nalguns locais a contribuição das areias transportadas pelo vento deve ser importante.

A idade do complexo inferior (C. 1) não se pode determinar com rigor. Até hoje não foram encontrados fósseis. Pela posição estratigráfica na série da Bacia do Sado, tem de ser ante-helvéciana. A comparação com formações mais distantes também dá indicações: tem facies semelhante aos conglomerados rosados da Serra da Arrábida e à «formação de Benfica». Estas duas formações estão cobertas pelas camadas com *Venus ribeiroi* que estão na transição do Miocénico para o Oligocénico. O complexo inferior cairia assim no Oligocénico ou mesmo no Eocénico. Atribue-se por isso ao Paleogénico, embora com as restrições inerentes às determinações de idade por analogia de facies.

Os depósitos superficiais da peneplanície do Baixo Alentejo. — A classificação dos depósitos da peneplanície só se pode fazer por comparação de facies e pela sobreposição de camadas que por vezes se observa. Felizmente, as facies são semelhantes às da Bacia do Sado, o que permite estabelecer uma ordenação aproximada e com bastante probabilidade.

Como na Bacia do Sado, distinguem-se três grupos de depósitos: paleogénicos, miocénicos e pliocénicos.

Depósitos paleogénicos. — São constituídos por grés e conglomerados de cor rosada e calcários com leitos detríticos, camadas análogas às que se encontraram na Bacia do Sado; não se conhece equivalente das argilas roxas da base do corte do Esbarrondadoiro.

Mesmo no bordo da Bacia do Sado existe uma importante mancha de Paleogénico, que a estrada Ferreira-Ervidel atravessa. Constituem-na calcários com belas superfícies de fricção, que contêm leitos detríticos e por vezes grandes calhaus mal rolados de quartzo e de rochas eruptivas.

Ao norte de S. Matias também existem depósitos paleogénicos. Na estrada desta povoação para Cuba são constituídos por grés rosados, atravessados por veios calcários que contêm lentilhas argilosas e arenosas; estas têm pequenos calhaus de quartzo, diorite e pórfiro. Este depósito contacta com a diorite por uma falha de orientação N-S e está coberto de raña. Até à

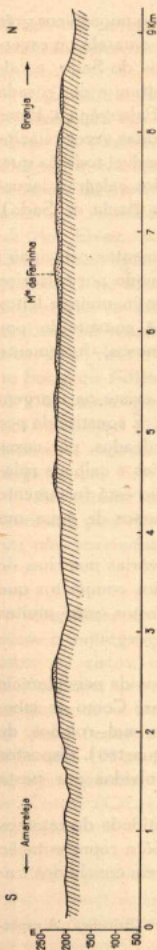


Fig. 2 — Corte pela estrada Amareleja - Granja. Tracejado: xistos; ponteados: depósito paleogénico.

estrada S. Matias-Vidigueira, encontram-se retalhos da mesma formação.

Mais para leste aparecem os mesmos depósitos em diversos pontos entre Vidigueira, Marmelar e Pedrógão. Na estrada entre as duas primeiras povoações, a oeste do Monte do Pocinho, o conglomerado paleogénico assenta num calcário arenoso, muito compacto, branco e sem fósseis, que lembra o do Monte de Santa Águeda.

Além Guadiana, existem calcários paleogénicos na região de Brinches, nomeadamente na estrada para a estação e ao sueste do Monte da Várzea de Cima; neste ponto, o contacto com os xistos, que cavalgam o depósito, faz-se por falha com rumo E 12° S.

Na estrada de Moura para Santo Amador (perto da casa dos cantoneiros e no km 64,1) encontram-se grés rosados e avermelhados pertencentes ao complexo paleogénico.

Esta formação tem grande desenvolvimento mais ao norte. Observam-se excelentes cortes na estrada Póvoa-Amareleja-Mourão. Da Amareleja à Granja, a estrada corre transversalmente à rede hidrográfica, fortemente incisa, e permite observar repetidamente o contacto com o substrato e reconstituir assim a superfície de base do depósito (fig. 2), situada a 210-30 m. Entre a Granja e Mourão, os depósitos são mais claros por causa das impregnações calcárias e do material granítico que contém. Estas formações estão cobertas com frequência por calhaus, mais recentes, provavelmente provenientes da desagregação do próprio depósito.

Depósitos miocénicos. — Consideram-se como miocénicos grés finos, com cimento argiloso ou calcário, de cor amarela ou esverdeada, que lembram os grés pontianos da Bacia do Sado, e calcários compactos, em leitos delgados, a que faltam a cor rosada e as superfícies de fricção que caracterizam o Paleogénico. Estes calcários são inferiores às rañas e aparecem muitas vezes relacionados com grés semelhantes aos anteriores. É possível todavia que, pelo menos em parte, sejam contemporâneos dos calcários lacustres dos Gasparões (C. 5 da série detrítica da Bacia do Sado), que colocamos já no Pliocénico inferior.

A oeste do Guadiana existem dois afloramentos principais; o de Alvito e o de Beringel. O primeiro é formado por calcários lacustres brancos, que contêm gastrópodes continentais, e leitos arenosos amarelo-acastanhados. O segundo é constituído por calcários compactos, cobertos por leitos arenosos, fortemente impregnados por material calcário.

A mancha mais importante desta idade existe na margem esquerda do Guadiana, de Brinches até Moura. É constituída por grés argilosos finos, de tons amarelos e esverdeados, por vezes com intercalações argilosas ou detríticas (areias e calhaus rolados que não vão além de 5 cm). A formação está fortemente impregnada de calcário e não é espessa: os cursos de água um pouco encaixados atingem o substracto ⁽¹⁾.

Nas áreas de Aldeia Nova e de Pias há várias manchas de grés, comparáveis aos anteriores, e de calcários compactos que contêm pequenos calhaus rolados. Estes depósitos estão muitas vezes cobertos de rañas.

Depósitos pliocénicos. — Os únicos depósitos da peneplanície com idade pliocénica bem definida são as rañas. Como se sabe, estes depósitos são constituídos por calhaus mal rolados de rochas siliciosas (principalmente quartzite e quartzo), dispostos sem ordem nem atenção aos calibres e envolvidos por pasta argilosa proveniente da alteração dos xistos.

Renunciamos a enumerar a grande quantidade de retalhos de raña que existe dispersa na peneplanície. Só a representação cartográfica — impossível enquanto não estiverem concluídos tra-

⁽¹⁾ Por exemplo a Ribeira da Orada (estrada Moura-Brinches). A espessura do depósito é aqui de 30-40 m.

balhos de campo em curso — pode dar ideia da localização e extensão deles. Referimos, por isso, apenas as áreas mais importantes.

Ao sul de Beja existem muitas manchas pequenas e pouco espessas, que vão até às proximidades da Serra de Alcaria Ruiva (Cova da Mulher, ao NNE desta serra). No sopé da escarpa da Vidigueira também há rañas muito extensas (Mesas 185 m). Próximo da Bacia do Sado encontra-se uma grande plataforma a leste de Aljustrel; aparecem, depois, mesmo no bordo da bacia (A dos Elvas, ao SW de Messejana) e na área de Panoias. Estas rañas ligam-se com as de Garvão e de Vale de Enxara, situadas já no sopé da Serra da Vigia, a que nos referimos mais largamente ao estudar esta serra. Estas formações não faltam também na margem esquerda do Guadiana, principalmente na área de Aldeia Nova, ao sul de Ficalho e no sopé setentrional da Serra da Adiça.

As rañas depositaram-se em clima de tipo árido, durante o Vilafranquiano [RIBEIRO & FEIO, 1950, p. 152-159]; constituem depósitos espessos na proximidade dos relevos ou películas delgadas que cobrem as áreas mais baixas da peneplanície.

Ao estudar o relevo desta, as rañas constituem indicadores preciosos, pois demarcam troços da superfície do Pliocénico superior não encetados pelos ciclos de erosão posteriores.

Depósitos de argila arenosa com muitos pisólitos ferruginosos e impregnações de manganés que formam película delgada sobre os xistos, na área entre Albornoa e o caminho de ferro, são também provavelmente de idade pliocénica, pois podem comparar-se a uma formação de argilas com pisólitos da Bacia do Sado (estrada de Aljustrel para Alvalade, entre o ponto Milhousos 130 m e o Monte da Caveira) que, pela posição estratigráfica, parece ser desta idade, e às formações pisolíticas do Cercal (Cabeço do Coelho e Pedra Longa da Cabeça da Cabra).

Impregnações e crostas calcárias. — Importa também referir estas formações, por serem muito frequentes e ocuparem grande área da peneplanície. São constituídas por calcários brancos, pulverulentos ou concrecionados, que por vezes tomam a forma

de crostas, dispondo-se grosseiramente em horizontes. Impregnam, mascarando-as quase completamente, rochas de todas as qualidades: xistos (área de Brinches, cortes do caminho de ferro em Santa Vitória, região de Albornoa, etc.), granitos (área de Pias) conglomerados e calcários do Paleogénico (estradas de Ferreira-Ervidel e Granja-Mourão), grés miocénicos de Moura (área de Brinches-Moura-Pias) e areias pontianas da Bacia do Sado (estradas de Ferreira-Odivelas e Ferreira-Figueira dos Cavaleiros). O aparecimento destas impregnações constitui regra, pode dizer-se, em toda a área compreendida entre o sopé da Serra de Portel e a linha Aljustrel-Ficalho.

O material calcário provém da alteração das rochas eruptivas básicas (gabros e diorites) que abundam na região e das faixas de calcário metamórfico, situadas principalmente na margem esquerda do Guadiana.

Como é natural, os fenómenos de impregnação e crustificação que se estenderam a todas as rochas, não pouparam as rochas-mães dos solutos calcários. Nas rochas eruptivas não é fácil distinguir a simples alteração das impregnações, mas, como se encontram lado a lado formações calcárias sobre os xistos e sobre as diorites, é lógico atribuir a ambas o mesmo modo de formação.

As impregnações são por vezes tão fundas e a substituição do material primitivo tão completa que a rocha original se reconhece com dificuldade. As trincheiras da nova variante do caminho de ferro próximo de Santa Vitória são particularmente elucidativas, porque mostram todos os graus de transição entre a rocha e a formação calcária: xistos precâmbrios quase verticais, atravessados por delgados veios de calcário que em breve aumentam de número e espessura; aparecem depois concreções e pequenas massas de calcário, em seguida começa a faltar o xisto, substituído por material calcário, e por fim só dificilmente se reconhecem, pela xistosidade, pequenos restos daquela rocha.

As impregnações devem ter-se formado em clima seco com escoamento incompleto e fortes variações estacionais; na época das chuvas dava-se a dissolução e transporte do calcário, que precipitava na estação seca, como acontece hoje nalgumas regiões do Norte de África.

Ao estudar a Bacia do Sado situaram-se as crostas calcárias

no Pliocénico inferior (corte da estrada Ferreira-Odivelas). É possível que tenha havido, durante o Terciário, recorrência das condições de formação das crostas e algumas delas sejam de idade diferente, mas não se conhecem indicações concretas neste sentido. As rañas nunca estão impregnadas, o que mostra que o fenómeno é anterior ao Vilafranquiano. Nestas condições, até estudo mais completo, consideramos as formações calcárias da mesma idade que se determinou na Bacia do Sado.

Os depósitos superficiais da peneplanície do Alto Alentejo. — Na área de Reguengos, Évora e, mais ao norte, Elvas e Campo Maior, foram reconhecidas formações análogas às do Baixo Alentejo [ZBYSZEWSKI, FEIO & MOUTINHO DE ALMEIDA, 1950]. Os depósitos encontram-se entre as duas primeiras localidades (manchas de Monte Trigo, S. Manços, Montoito e Santa Suzana) e numa faixa que segue a fronteira (Terena, Juromenha, Santo Ildefonso, Campo Maior, até à linda raña situada a leste de Arronches). Predominam os depósitos do Paleogénico e as rañas, mas também se encontram algumas formações miocénicas. Parece assim que a história antiga da peneplanície do Alto Alentejo é semelhante, pelo menos nos grandes traços, à do Baixo Alentejo.

Jazida e significação dos depósitos da peneplanície. — Os grés e conglomerados do Paleogénico fossilizam uma superfície plana, como se verifica nos cortes das estradas da Amareleja para a Granja (fig. 2) e para a Póvoa, de Moura para Santo Aleixo e Safara, etc.. O depósito forma película pouco espessa.

O material dele é sempre mal rolado e de calibre relativamente pequeno (inferior a 8 cm); existem manchas de grés finos. A relação dos calhaus de quartzo filoniano para os de xisto e de rochas cristalinas é elevada a favor dos primeiros: portanto, as vertentes abruptas ocupavam pequena área na extensão da planície onde afloravam os filões de quartzo. Todos estes elementos denotam uma topografia aplanada.

O clima devia ser de tendência árida, pois os materiais estão sempre mal rolados, não foram evacuados nem se alteraram completamente. As camadas calcárias, resultantes provavelmente da evaporação em lagos pouco profundos, falam no mesmo sentido. Os calhaus grosseiros de rochas cristalinas que se encontram no bordo da Bacia do Sado (estrada de Ferreira-Ervidel)

demonstram que o clima não era quente e húmido. Estes factos indicam clima sub-árido, que estaria perfeitamente de acordo com o clima tropical sub-árido que se conhece em França nesta época [BIROT & FEIO, 1948, p. 125].

Na estrada de Terena para Santiago Maior, ao sul da Ribeira do Alcaide, o depósito paleogénico fossiliza uma vertente declivosa com 30-40 m de altura (fig. 3 e est. I). Este facto mostra que se estava a dar rejuvenescimento quando sobreveio a sedimentação que preencheu os sulcos de erosão e se espalhou na

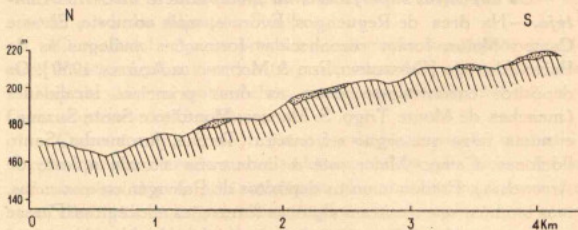


Fig. 3 — Vertente fossilizada em parte por depósito paleogénico. Corte 3 km ao sul de Terena, na estrada desta povoação para Santiago Maior. Tracejado: xisto; ponteadado: depósito paleogénico.

planície. Devia haver alguns relevos acima dela que forneceram o material para o depósito. Chega-se assim a uma topografia comparável à actual: grandes planícies, com entalhes de rejuvenescimento e alguns relevos que emergiam delas.

O afloramento paleogénico da estrada de Ferreira-Ervidel tem facies diferente: os conglomerados contêm grandes calhaus de quartzo e rochas cristalinas, com 20-30 cm e as arestas apenas embotadas. Existia portanto relevo vigoroso nas proximidades. Como a extensão e a jazida do depósito excluem a formação dele dentro de vales jovens, a depressão devia ser de origem tectónica, representando porventura uma pré-figuração da Bacia do Sado.

Os depósitos atribuídos ao Miocénico, todos finos, são evidentemente correlativos de um relevo aplanado. Podem ser devidos a pequenas deformações da peneplanície, que teriam originado depressões pouco fundas onde se acumularam os sedi-

mentos, ou a uma subida, pelo menos relativa, do nível de base, talvez a que deixou como testemunho as areias marinhas pontianas do nível de Algalé.

Estes depósitos estão deformados. Na estrada Moura-Brinches, ao norte da Ribeira de Pomares, as camadas mergulham 30° para E 35° S; deve tratar-se de um deslocamento local porque, mais adiante, já estão aproximadamente horizontais. Na estrada de Moura para Amareleja, depois de passar o Barranco

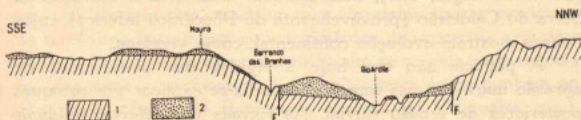


Fig. 4 — Corte de Moura para a baixa do Ardila. 1 - xistos;
2 - areias miocénicas impregnadas por calcário.

das Brenhas, observa-se uma falha no contacto do Miocénico com o xisto; este deslocamento pertence ao conjunto do grande acidente que baixou toda a área na direcção da falha da Vidigueira (fig. 4).

Vimos que as impregnações e crostas calcárias do Pliocénico inferior deviam ser correlativas de clima seco. Ocupam grandes tractos da peneplanície actual, o que mostra a) que as impregnações se formaram num relevo aplanado e b) que se depositaram em área muito extensa.

As rañas testemunham clima de tipo árido; depositaram-se no sopé dos relevos e nas partes mais baixas da peneplanície. Seguiram-se em todo o país a uma fase de actividade tectónica, que se reconheceu também no litoral alentejano. As últimas deslocções vigorosas da peneplanície, como se pode demonstrar para a escarpa da Vidigueira, são-lhes imediatamente anteriores. As diferenças de nível entre as partes da peneplanície, a que nos referiremos adiante, são também, muito provavelmente, contemporâneas das rañas ⁽¹⁾. O relevo da região, a seguir à deposição

⁽¹⁾ A posição das rañas está de acordo com os desnivelamentos da peneplanície, o que indica que se depositaram quando estes se tinham pelo menos esboçado. O nível de erosão que se restitui no Guadiana a 145 m em Mértola e a 170 m em Pedrógão, e o que supomos imediatamente posterior às

delas, devia ser assim muito semelhante ao actual, se abstrairmos do encaixe da rede hidrográfica.

A ausência de depósitos marinhos na planície, à excepção do bordo da Bacia do Sado, é o argumento principal contra a formação dela pela abrasão marinha. Mas se, abstraindo deste argumento, se admitisse aquele modo de formação, teria de se colocar a acção do mar em tempos muito recuados, não só anteriores à elevação dos relevos que a isolaram do mar pelo ocidente (Serra da Vigia, etc.), mas também anteriores à elevação da Serra do Caldeirão (provavelmente do Pliocénico inferior), cujos flancos mostram evolução continental, como veremos.

A planície não tem hoje a rigidez das plataformas de abrasão marinha, mas esta feição podia-se explicar por retoques posteriores de erosão fluvial. As formas dos relevos residuais (Serras de Ficalho e de Alcaria Ruiva) são também tipicamente de erosão sub-aérea.

As superfícies que hoje coroam os depósitos da peneplanície não são provavelmente, na maior parte dos casos, superfícies de enchimento, mas truncaturas devidas à erosão posterior. Exceptuam-se as rañas, cujas superfícies de acumulação se encontram com frequência.

Os depósitos da peneplanície representam pequena parte da história geológica da região no Terciário; não se pode esperar também que os depósitos classificados em cada grupo sejam rigorosamente contemporâneos. Apesar disso, permitem fazer ideia da evolução da região e demonstram que, depois de se terem formado os mais antigos, não houve fase de erosão prolongada e com nível de base consideravelmente abaixo da pene-

rañas, não está deformado. Outros argumentos mostram que as deformações da peneplanície não são muito anteriores às rañas: se a peneplanície tivesse sido deformada num lapso de tempo francamente anterior às rañas, havia de observar-se o embutimento de formas, geradas a partir do nível de base local das áreas abaixadas e desenvolvidas a expensas das áreas mais elevadas. O abaixamento da parte da peneplanície situada entre Beja e a Bacia do Sado não pode ter-se dado muito antes da deposição das rañas, como veremos ao estudar as relações da peneplanície com a Bacia. Não se conhecem também níveis de erosão anteriores à fase árida das rañas que atacassem as partes mais altas da peneplanície a partir das mais baixas. Estes factos mostram que as rañas e as últimas deformações da peneplanície são aproximadamente contemporâneas.

planície ⁽¹⁾. A base dos depósitos, as impregnações calcárias e a peneplanície actual, definem a superfície do terreno em várias épocas: desde o Paleogénico — tome-se esta idade com a reserva inerente às determinações por semelhança de facies — a região foi ocupada por aplanações extensas e a superfície do terreno esteve próxima da actual ⁽²⁾. A peneplanície pode, pois, considerar-se poligénica.

Relevos residuais, que estudaremos adiante (Serras de Alcaria Ruiva e de Ficalho), se, como é provável, são posteriores à peneplanície primitiva, mostram que em várias épocas movimentos tectónicos levantaram compartimentos da superfície sem desmancharem o quadro de conjunto (como se vê pela permanência dos depósitos superficiais antigos). Acontece assim também na actualidade (Serra de Barrancos, escarpa da Vidigueira, etc.).

Assim, esta área foi caracterizada, provavelmente durante quase todo o Terciário, por extensas aplanações e relevo senil, ao contrário de regiões próximas, como a Serra de Monchique onde, como se verá, se reconhecem três fases de levantamento, que totalizam mais de 700 m, desde o Miocénico.

Esta feição morfológica, conservada durante uma era geológica, está-se a modificar em nossos dias: se não sobrevier em breve uma subida do nível de base, o ciclo de erosão actual, truncando o maciço antigo cerca de 200 m abaixo dos ciclos terciários, criará um relevo muito movimentado e destruirá as formas antigas e os depósitos que testemunhavam, embora imperfeitamente, a evolução da região.

O contacto da peneplanície com a Bacia do Sado. —

O contacto entre a parte meridional da Bacia do Sado e o maciço antigo tem direcção NE-SW e é aproximadamente rectilíneo desde a extremidade sul até à Ribeira do Roxo. Entre este ponto e Ferreira do Alentejo, a Bacia do Sado é limitada por depó-

(1) Com efeito, uma fase de erosão nestas condições teria destruído todos os depósitos anteriores.

(2) Não se pode excluir todavia a possibilidade de ter havido fases de sedimentação em que a região fosse coberta por grande espessura de sedimentos, com a condição, porém, de virem a seguir fases de erosão que destruíssem os sedimentos e reconduzíssem a superfície do terreno à posição anterior. Estas fases, como que se teriam anulado, de aí não terem influência (e portanto não se reconhecerem) nas formas actuais. Não há todavia qualquer indicação de que assim tenha acontecido.

sitos paleogénicos cujo bordo desenha larga convexidade virada ao poente. Um degrau topográfico bem marcado segue toda esta parte do contacto. Este degrau tem 150 m de altura em frente de Colos (cimos do horst de Relíquias 300 m, Bacia do Sado 150 m), na área de Messejana cerca de 80 m (peneplanície a 220-240 m, Bacia do Sado a 140-160 m), também cerca de 80 m em frente de Aljustrel (peneplanície a 180-200 m, Bacia do Sado a 120-130) e 50-60 m na Mina do Paço (peneplanície, talhada nos sedimentos paleogénicos, a 150-160 m, Bacia do Sado a 90-110 m). O degrau topográfico desaparece em frente de Ferreira do Alentejo.

Para o norte desta vila o contacto faz-se por recobrimento: a superfície do maciço antigo desce lentamente até à Bacia do Sado e sob os depósitos desta (como se observa na estrada para Figueira dos Cavaleiros). Deste facto resulta um contorno irregular, muitas vezes difícil de seguir por causa das formações calcárias que impregnam as rochas de ambos os lados dele. Entre Ferreira do Alentejo e o paralelo de Alvito, o contacto tem direcção geral S-N; mais além rumo a WNW e é quase rectilíneo.

A parte meridional do contacto faz-se por falha. Efectivamente, todo ele, para sul da Ribeira do Roxo, é rectilíneo, de maneira perfeita na dezena de quilómetros a partir deste curso de água. Este traçado mantém-se mesmo ao atravessar os vales encaixados, o que mostra que o plano de contacto é aproximadamente vertical. Nos estudos feitos pelo Serviço de Fomento Mineiro na região de Aljustrel, a falha foi detectada pela prospecção eléctrica e reconhecida numa sanja ⁽¹⁾ perto da estrada de Rio de Moinhos e num corte no Monte da Bispa. Choffat já referiu a existência desta falha, como vimos atrás.

Mas a escarpa que segue o contacto desde Colos até Ferreira do Alentejo será um degrau de falha original ou um degrau de erosão guiado pela diferença de dureza entre as rochas da Bacia do Sado e do maciço antigo? Inclina-mo-nos para a primeira possibilidade por várias razões.

Se o degrau tectónico tivesse sido arrasado e as formas actuais resultassem da exumação do plano de falha, o ciclo de

⁽¹⁾ Apareceu aqui, como referimos atrás, um filão eruptivo muito alterado, provavelmente pertencente ao conjunto do grande filão de S. Teotónio - Messejana e da Serra de Portel.

erosão responsável por esta exumação, que tinha conseguido levar o relevo da Bacia do Sado ao estado de planície, devia penetrar profundamente no maciço antigo; na realidade, as penetrações do ciclo de erosão da Bacia do Sado no maciço antigo são muito pequenas ⁽¹⁾. Não se conhece também paragem do nível do mar, suficientemente demorada para aplanar toda a Bacia do Sado, a uma altitude que tinha de ser bastante inferior aos 160-170 m do nível calabriano (mesmo dando certa margem para abatimentos posteriores).

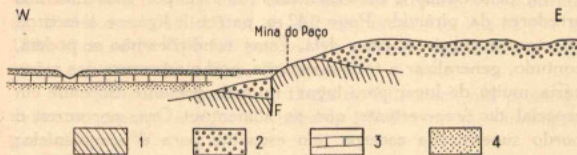


Fig. 5 — O contacto da peneplanície com a Bacia do Sado na área da Mina do Paço. 1 - xisto; 2 - grés e calcários do Paleógeno; 3 - calcários lacustres dos Gasparões (Pliocénico inferior); 4 - areias (a camada do tecto dos calcários é provávelmente do Pliocénico superior e a da base pontiana).

Ainda nesta hipótese, tinha de se admitir que houve na Bacia do Sado, por cima dos sedimentos que hoje existem, grande espessura de depósitos — variável com os lugares, até alcançar o bordo superior do degrau — que teria sido destruída pela erosão. Na realidade, os sedimentos parecem ter ficado bastante mais abaixo; na área entre a Ribeira do Roxo e Alfundão, encontram-se restos de depósitos em vários locais a alturas concordantes, cerca de 135 m; esta teria sido a cota máxima do enchimento.

Por outro lado, se a diferença de dureza entre as rochas da

⁽¹⁾ Níveis de rechãs que se desenvolveram ao longo dos cursos de água, onde a escarpa é de xisto (por exemplo na Ribeira da Água Forte a 135 m), e penetrações mais largas onde a escarpa é talhada nos depósitos paleógenos (entre Ferreira do Alentejo e a Ribeira do Roxo). As areias que atapetam estas penetrações são semelhantes às areias superiores da série sedimentar da Bacia do Sado e devem ter a mesma idade; depositaram-se na base do desnível topográfico, provavelmente durante fases de menor capacidade de transporte dos cursos de água.

Bacia do Sado e os xistos do maciço antigo pode justificar um degrau importante, já não se pode dizer o mesmo da parte entre a Ribeira do Roxo e Ferreira do Alentejo, onde o compartimento alto é constituído por grés e calcários paleogénicos, rochas relativamente brandas (fig. 5). Ora, como vimos, existe aqui um degrau com 50-60 m de altura ⁽¹⁾.

As rañas devem todavia ter fossilizado a escarpa, pelo menos em parte, como se verifica entre Aljustrel e Messejana. Nesta área, a superfície das rañas, que se restitui pela plataforma Mesas 177 m, pela Senhora da Assunção 160 m e por manchas nos arredores da pirâmide Pego 142 m, parece ir ligar-se à escarpa ou mesmo cobrir o cimo dela. Estas condições não se podem, contudo, generalizar a toda a escarpa, pois a espessura das rañas varia muito de lugar para lugar; no caso presente, depende em especial da área-vertente que as alimentou. Ora, por vezes, o bordo superior da escarpa tem escoante para a peneplanície; neste caso, as rañas que se depositaram no sopé dela deviam ser pouco espessas.

A superfície da escarpa foi assim fossilizada em parte e, depois, exumada. Mas o desnivelamento entre os dois compartimentos manteve-se mesmo na época de maior desenvolvimento das rañas porque a espessura delas diminuía rapidamente com o afastamento da escarpa.

Examinemos agora o problema da idade da escarpa de falha.

O facto de as rañas da região de Aljustrel-Messejana terem pendor a partir da escarpa mostra que esta é anterior a elas.

A falha do bordo da Bacia do Sado é paralela ao grande acidente S. Teotónio-Messejana e parece pertencer ao mesmo conjunto, como já se referiu. Ao estudar o litoral ocidental veremos que este acidente jogou uma vez no Pliocénico inferior ou médio e outra vez no Pliocénico superior, imediatamente antes da deposição das rañas. É provável que a escarpa seja de uma destas idades. O estado, relativamente mau, de conservação dela, falaria antes pela primeira.

⁽¹⁾ Na área da Corte Vicente Anes as formas sugerem que o bordo do maciço antigo foi abaixado na direcção da Bacia por uma flexura, pois as altitudes da peneplanície só aparecem a cerca de 3 km do contacto. É certo que a região está muito dissecada.

Vimos as indicações fornecidas pelas relações da escarpa com os depósitos e com os acidentes tectónicos ⁽¹⁾. Vejamos agora as informações que proporcionam os níveis de aplanção.

Do lado do Guadiana reconhecem-se dois níveis embutidos na peneplanície, como veremos adiante: o siciliano (a 136 m perto da ponte do caminho de ferro e a 152 m em frente de Pedrógão) e um nível mais alto e mal marcado que está a 160 m na foz da Ribeira de Limas e a 170 m em frente daquela povoação.

Do lado da Bacia do Sado, a peneplanície desce gradualmente na área de Beja, onde está a 200-230 m, para W. No bordo da Bacia, está a 160-170 m ao sul de Ferreira do Alentejo, e a 130-140 m ao N. Não foi possível reconhecer aqui nenhum dos níveis existentes do lado do Guadiana.

Ao norte de Aljustrel, a Bacia do Sado tem, nas proximidades do maciço antigo, altitudes de 120-130 m, que diminuem para o N e o W.

O planalto das lagoas (Gasparões), atapetado por extenso depósito de raña, está a 100 m de altitude. A aplanção, sempre coberta de depósito, desce lentamente para N e NW; na área de Canhestros (Bate Água e Boisões) está a 85 m. Estas aplanções, com perto de 20 km de largura ao sul desta povoação, não correspondem a um nível de erosão siciliano, como a sua altitude podia sugerir, porque a) o declive é transversal à rede hidrográfica; b) a pequena espessura da película de raña não deixa margem para um ciclo de erosão se desenvolver sem destruir o depósito; c) porque um nível cíclico tão desenvolvido numa área afastada do mar e onde os cursos de água são pouco importantes, devia constituir na área de Alcácer do Sal verdadeira planície a cota um pouco mais baixa. Ora não acontece assim: o nível não se segue para jusante e encontram-se vastas áreas, a leste daquela vila, a 80 m, 90 m, 100 m e mesmo 110 m de altitude. Além disso, os níveis quaternários do Sado são relativamente pouco desenvolvidos, como mostra o terraço tirreniano, estreito e confinado ao vale, mesmo na parte vestibular do rio.

(1) A consideração das diferenças de nível ou de facies entre depósitos da mesma idade da peneplanície e da Bacia do Sado, bem como o facto de eles existirem ou faltarem de um dos lados do acidente não dá, no estado actual do conhecimento destes depósitos, elementos que ajudem a determinar a idade da escarpa.

As extensas aplanções a 85-100 m próximas do bordo da Bacia do Sado devem ser portanto ante-quaternárias.

A posição das rañas na área de Canhestros, com a base aproximadamente à cota 80 m só se explica por acções tectónicas. Com efeito, mesmo admitindo que, quando as rañas se depositaram, o nível do mar já tinha baixado até 100 m, a erosão não poderia ter rebaixado a região (situada longe do mar e drenada por cursos de água pequenos, durante breves fases de paragem) abaixo de 120 m ⁽¹⁾. Tem, assim, de se admitir um abatimento pelo menos de 40 m ⁽²⁾. Este abatimento podia ter-se dado depois da deposição das rañas ou durante a respectiva fase árida, nunca muito antes dela, porque nesse caso o território teria ficado abaixo do nível de base geral, ou pelo menos do local, e a depressão teria sido preenchida. De resto, as rañas da região não preenchem depressões, pelo menos marcadas.

A única maneira de conciliar um abatimento tão recente na Bacia do Sado com o mau estado de conservação do degrau é admitir que o último abatimento se tenha produzido em conjunto, tanto do compartimento inferior como do superior, sem movimento diferencial ao longo da falha. Seria ele o responsável pela maior parte da diferença de nível que hoje existe entre a peneplanície na área de Beja (200-230 m) e perto do degrau (160-70 m).

* * *

No estado actual do conhecimento da Bacia do Sado não é possível reconstituir a evolução dela e relacioná-la com a da peneplanície. No esboço provisório que se faz a seguir, procura-se apenas concatenar os principais factos conhecidos.

Durante o Paleogénico, apesar de os depósitos da peneplanície e da Bacia do Sado serem semelhantes, a parte baixa desta

(¹) A diferença de cota entre o nível de base e os cursos de água principais da região é hoje muito maior (cerca de 60 m).

(²) Não aceitando o abatimento, surgiria outra dificuldade: faltariam os materiais que deviam ter enchido a área considerada até ao nível de 160-170 m, durante a longa fase de paragem do mar a esta altitude (vid. cap. V e VI). É difícil admitir que tivessem sido destruídos sem deixar rasto. Os depósitos actuais alcançam 135 m; aceitando que baixaram cerca de 40 m, aproximamo-nos bastante da altura que aquele nível de base devia ter na região.

já devia estar individualizada ⁽¹⁾. Não se conhecem os limites meridionais dela, que possivelmente não seriam os de hoje ⁽²⁾.

Pelo contrário, os depósitos marinhos do Miocénico superior não se estenderam à peneplanície: a Bacia já estava, portanto, individualizada. O desnível entre o enchimento dela e a peneplanície devia ser pequeno, porque os depósitos são finos mesmo junto do maciço antigo. Este estado de coisas deve-se ter mantido durante a longa fase de estabilidade do nível de base que, como veremos, parece ter caracterizado o Miocénico e a primeira parte do Pliocénico; a sedimentação equilibrava então os pequenos abatimentos da Bacia.

Já no Pliocénico, formou-se, pelo jogo de uma falha antiga, o degrau actual. A posição absoluta dele era porém mais elevada (o bordo superior devia estar à altura geral da peneplanície, isto é, a 180-200 m) e só depois, um abatimento — talvez contemporâneo das rañas — que afectou tanto o compartimento superior como o inferior, levou a região à posição actual.

II — As formas da peneplanície.

Procura-se a seguir dar ideia da feição da peneplanície, através das grandes ondulações e da altitude a que se encontra nos diversos locais; faz-se depois uma análise pormenorizada do relevo, com vista a determinar a existência de ciclos de erosão embutidos nela e as respectivas altitudes.

Beja, que se pode considerar como o ponto central da peneplanície, está situada num morro residual de gabro que se eleva a 277 m; a peneplanície à volta está a 200-230 m de altura. Para N, desce até ao vale do Odearça, onde se encontra a cerca de 160 m, e sobe depois lentamente até ao pé da escarpa que limita a Serra de Portel; em toda a área está abaixo dos 190 m (vid. as curvas de nível da envolvente do relevo, no mapa I) ⁽³⁾.

⁽¹⁾ Observações de G. Zbyszewski, principalmente no bordo NE da Bacia; os depósitos fossilizam um relevo de rejuvenescimento.

⁽²⁾ O facto de na área da falha de Grândola (cortes do Barranco da Ponte) se encontrarem depósitos paleogénicos na base de uma escarpa pode interpretar-se por um desnível tectónico.

⁽³⁾ Dão-se as cotas que representam a superfície de erosão geral, correspondentes a aplanções extensas e bem conservadas, agrupamentos de pontos à mesma altitude e troços de superfície ainda cobertos por depósitos de raña que, como se sabe, são pouco espessos longe dos relevos. Abstrae-se por completo do rejuvenescimento.

A superfície desce gradualmente para W: no contacto com a Bacia do Sado está ao sul de Ferreira a 160-170 m e ao norte desta vila a 130-140 m. Nesta parte não se observam acidentes; o contacto faz-se por simples recobrimento e a superfície desaparece a pouco e pouco debaixo dos depósitos detríticos.

Para leste de Beja, a superfície desce lentamente até ao Guadiana (alturas próximas do rio: Vinagrinho 182 m, Monte Branco 180 m, Torrejão 192 m, raia da Aboboreira 182 m) e sobe para além dele: está a mais de 200 m para lá duma linha que passa aproximadamente por Serpa, Pias e Moura, a mais de 250 m para além de Aldeia Nova e Vale do Vargo, e continua subindo para a Serra de Barrancos.

A superfície desce para o S até ao Rio Terges, como mostram as altitudes de alguns pontos onde existem restos de rañas ⁽¹⁾ e a disposição da drenagem, toda com esta direcção e paralela ao colector principal; próximo deste rio está a cerca de 160 m. Sobe depois para o S, alcança 200 m na direcção de Entradas - Alcaria, 250 m um pouco além de Castro Verde e continua a elevar-se na direcção da Serra do Caldeirão, que não é mais do que um empolamento da mesma superfície.

Vários relevos residuais sobressaiem da peneplanície. Estudaremos adiante os mais importantes, as Serras de Ficalho e de Alcaria Ruiva; existem outros mais pequenos, como o morro de Serpa (279 m), constituído por diorites e calcários cristalinos, o pequeno relevo ao nordeste de Trigaches (239 m) e a «Serra» de Beringel (281 m), este, de resto, de origem duvidosa.

Consideramos as diferenças de altitude entre as diversas partes da peneplanície como devidas, na maior parte, a deformações. Com efeito, a peneplanície não se podia formar a altitudes tão dispareas. As diferenças de cota também não se podem explicar por aplanações a várias alturas que nem a frequência de cotas nem a observação sugerem. Pelo contrário, encontram-se troços de superfície inclinados, subidas graduais e deformações indubitáveis, como as das Serras de Barrancos e do Caldeirão.

Métodos de análise do relevo. — Abaixo da superfície que acabamos de referir desenvolve-se todo o rejuvenescimento de

⁽¹⁾ Marco Quebrado 176 m, Torrinha do Sobral 170 m, Barreiras Vermelhas 157 m.

erosão. O Guadiana e os seus afluentes principais estão profundamente encaixados. O primeiro, inciso de 120-150 m, tem quatro níveis de terraços correspondentes provavelmente aos quatro níveis clássicos quaternários. Só o nível mais alto, siciliano, situado 80-90 m acima do rio, dá uma aplanação considerável, por vezes com alguns quilómetros de largura (est. I). Os outros confinam-se aos talwegues e à parte baixa dos vales. Será possível distinguir outros níveis de aplanação, escavados na peneplanície e anteriores ao Quaternário, como certas observações parecem indicar: vales maduros dos cursos de água que descem de Beja para o Guadiana, alguns níveis acima do Siciliano na área de Serpa e ciclos de erosão embutidos a leste de Almodovar?

Procuraremos seguidamente dar resposta a esta pergunta.

1) Tentou-se primeiro atacar a questão pelo método da frequência de cotas de H. BAULIG.

Os fundamentos deste método são conhecidos [BAULIG, 1928, p. 563-74]: se numa região existirem aplanações a alturas diferentes e traçarmos curvas de frequência das áreas, referidas às altitudes, as aplanações devem aparecer como máximos, ou até patamares, das curvas. As áreas podiam medir-se entre curvas de nível, com o planímetro.

Este processo é extraordinariamente trabalhoso e, se as curvas de nível estiverem próximas, exige grande rigor; de aí substituir-se a medição das áreas pela contagem das cotas, o que será equivalente, se as cotas forem em número suficiente e estiverem repartidas com relativa uniformidade.

Quanto mais horizontais forem as aplanações, tanto mais marcados serão os máximos. Se as aplanações tiverem declive considerável, por o respectivo ciclo estar em fase pouco adiantada, e se, como é frequente, houver várias aplanações a alturas diferentes, os máximos corresponderão aos pontos onde o desenvolvimento da aplanação cíclica para jusante é equilibrado pela dissecação da rede hidrográfica que trabalha em função do ciclo imediatamente abaixo. Neste caso os máximos serão pouco nítidos e a curva precisa ser interpretada com cuidado.

Para que o método resulte é ainda necessário dispor de mapas com boa altimetria, que as aplanações estejam suficiente-

mente afastadas e que a região não esteja muito dissecada ⁽¹⁾. Como veremos, no território em estudo estas condições não são satisfeitas.

A peneplanície do Baixo Alentejo. — Foi nesta região, núcleo do trabalho, que se ensaiaram os diferentes métodos, seleccionados depois para outras áreas, conforme as indicações da sua aplicação a esta.

Frequência de cotas. — Aplicou-se este método, com base no mapa 1:25.000, à peneplanície do Baixo Alentejo, à Bacia do Sado e à parte da peneplanície do Alto Alentejo que confina com aquela pelo NE (área de Reguengos). Contaram-se as cotas e fizeram-se gráficos, folha por folha, que se reuniram depois num gráfico de conjunto. Os gráficos parciais deviam mostrar os níveis locais e permitir que se seguissem, de uns para os outros, as aplanações inclinadas.

O mapa 1:25.000 tem uma grande qualidade: o elevado número de cotas, em regra 500-700 por folha de 10×16 km, o que dá cerca de 400 cotas por 100 km^2 , isto é, um número sete vezes superior ao que BAULIG [1926, p. 7] considerou suficiente. Mas a distribuição das cotas não é uniforme: mapas com relevo comparável chegam a ter cotas na proporção de um para quatro ⁽²⁾. As cotas estão localizadas de preferência nos pontos altos e nas rechãs, faltando nas vertentes e nas linhas de água. O mapa tem ainda outro defeito, mais grave para o nosso fim: com poucas excepções (em geral os marcos geodésicos), não foram marca-

⁽¹⁾ Nas regiões muito dissecadas, a área das vertentes é muito maior do que a das aplanações. Teóricamente, se as cotas estivessem distribuídas ao acaso e se se trabalhasse com grandes números, as aplanações deviam aparecer, apesar de tudo, como pequenas protuberâncias das curvas. Na prática, passam despercebidas, porque não se trabalha com um número de cotas suficientemente grande para eliminar as irregularidades acidentais, porque as alturas a que se encontram elementos de uma mesma aplanação oscilam muito — cimos rebaixados pela erosão, rechãs que correspondem a partes diferentes do vale — e porque em levantamentos de pequena escala (minutas do Cadastro) as cotas não estão dispostas ao acaso, pelo contrário, cada topógrafo tem a sua maneira de fazer o levantamento (muitas vezes uma fiada de cotas pelos cimos, outra pela linha de água e outra a meio da vertente).

⁽²⁾ Vid. as folhas 512 (Machados) que tem 225 cotas, e 510 (S. Matias) que tem 933.

das cotas com números de metros iguais aos das curvas de nível, isto é, correspondentes à dezena certa. De aí resultam, nos gráficos, quebras fundas que os tornam de leitura muito difícil ⁽¹⁾.

Para a peneplanície do Baixo Alentejo, aplicou-se o método ao território compreendido entre a Serra de Portel ao norte, a Bacia do Sado a oeste, o paralelo de Aljustrel (limite meridional das folhas publicadas no mapa 1:25.000) ao sul, e um pouco a leste da linha Ficalho-Sobral da Adiça-Amareleja (mais além há deformações claras da peneplanície, como a elevação para a Serra de Barrancos) ⁽²⁾. A curva (fig. 6) é bastante regular e aproxima-se da curva de Gauss (distribuição dos desvios acidentais). O máximo a 160-180 m deve corresponder à conjugação das partes mais baixas da peneplanície com o rebaixamento por erosão das mais altas. A análise da frequência de cotas das folhas isoladas também não mostra níveis definidos ou máximos secundários bem marcados e identificáveis com o terreno. Reproduzem-se, a título de exemplo, os gráficos das folhas 499 (Cuba) e 521 (Beja) (fig. 7).

Apresentam-se também os gráficos de frequência de cotas da área de Reguengos (folhas 461, 462, 463, 472, 473, 474, 482, 483, 492 e 493 do mapa 1:25.000) (fig. 8) e da parte média da Bacia do Sado (folhas 496, 497, 498, 507, 508, 509, 518, 519, 528 e 529, algumas delas apenas em parte) (fig. 9).

Frequência de áreas. — Procurou-se a seguir eliminar as deficiências do método da frequência de cotas, provenientes da repartição irregular destas, voltando à essência do método, isto é, à frequência das áreas. Para que os resultados fossem mais claros e com o objectivo de discriminar níveis de erosão, mediram-se apenas áreas planas ou pouco inclinadas (que pudessem corresponder, pelo menos, a fundos de vales maduros). Trabalhou-se no mapa 1:25.000, e mediram-se as áreas com uma quadrícula transparente.

A título de experiência, aplicou-se este método, que é muito

⁽¹⁾ Não se passou, apesar disso, para o mapa 1:100.000 porque se tinha de sacrificar a qualidade essencial de um trabalho de estatística: o grande número. O mapa 1:100.000, na peneplanície do Baixo Alentejo, tem apenas cerca de 40 cotas por 100 km².

⁽²⁾ Este território corresponde às folhas 502, 510 a 513, 520 a 524, 530 a 534 e a parte das 498, 499 a 501 e 509.

trabalhoso, a uma faixa com 30×48 km, situada nas duas margens do Guadiana, entre Pedrógão e o limite meridional da parte publicada do mapa 1:25.000 (folhas 510, 511, 512, 521, 522, 523, 531, 532 e 533). Fizeram-se os gráficos por folhas

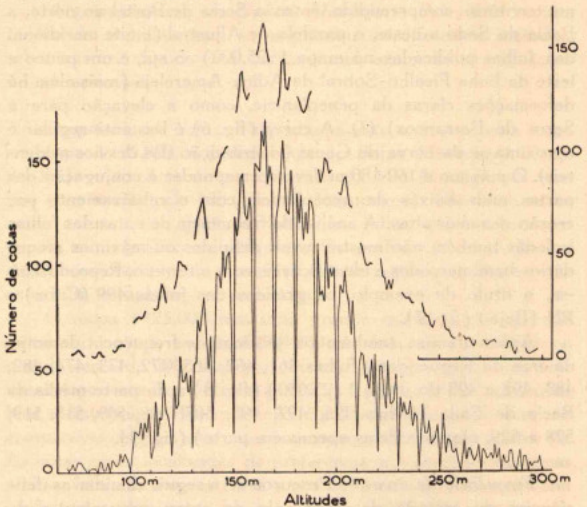


Fig. 6 — Frequência de cotas na penepalanície do Baixo Alentejo. Por baixo, gráfico que se obtém marcando directamente o número de cotas contado (escala das alturas à esquerda). Por cima, gráfico corrigido pela fórmula $(a + 2b + c)/4$, para atenuar os desvios acidentais; neste gráfico não se usaram os valores correspondentes às dezenas certas (escala de alturas à direita). Número total de cotas 10.400.

separadas, para maior facilidade de interpretação. Os resultados foram semelhantes aos anteriores: as curvas são abauladas, nunca aparecem máximos secundários bem marcados. Apenas na folha 532 (Serpa) parece haver separação entre um máximo a cerca de 200 m, que corresponderá à penepalanície, e um máximo a 140-150 m, que corresponderá à aplanagem siciliana.

Esta análise mostra todavia que as áreas planas abaixo da penepalanície não se agrupam a determinadas alturas.

Perfis longitudinais dos cursos de água. — O estudo dos perfis longitudinais das ribeiras transversais ao Guadiana permite compreender porque falham os métodos de análise do relevo por frequência de cotas e por frequência de áreas.

A Ribeira de Enxoé, afluente da margem esquerda do Guadiana, é a mais elucidativa. O perfil longitudinal dela (vid. os

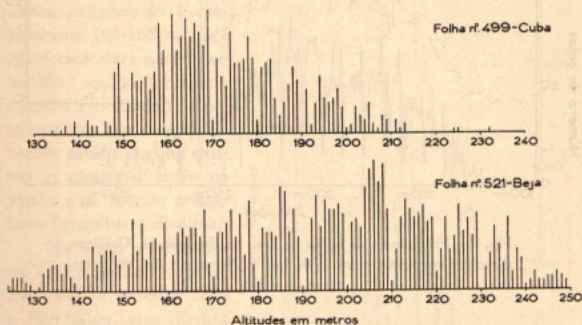


Fig. 7 — Gráficos de frequência de cotas das folhas n.ºs 499 e 521 do mapa 1:25.000.

perfis longitudinais dos cursos de água, no fim deste volume) mostra quatro patamares nítidos e, possivelmente, um quinto. O patamar de 160-200 m prolonga-se para jusante por um nível de rechãs continuado que se vai ligar ao terraço siciliano do Guadiana (140 m); é portanto desta idade. Os patamares que estão abaixo são quaternários (tirreniano e grimaldiano). Acima do siciliano só há um patamar pouco extenso (acima de 230 m). Interpretamo-lo como uma forma de rejuvenescimento lento da peneplanície (aqui a 240-250 m), pois o encaixe é pequeno e o nível em vez de terminar bruscamente é convexo para jusante. Estes factos mostram que: a) o siciliano ocupou praticamente toda a extensão dos vales dos pequenos cursos de água da região, deixando para ciclos anteriores (mas encaixados na peneplanície) pequenas cabeceiras onde não é possível reconhecê-los; b) os níveis e aplanações que se desenvolveram abaixo da peneplanície têm forte declive, razão porque não são assinalados pelos métodos de frequência de cotas e de áreas.

As indicações dos perfis longitudinais dos outros cursos de água da região falam no mesmo sentido, pois nunca mostram patamares de erosão anteriores ao Quaternário ⁽¹⁾.

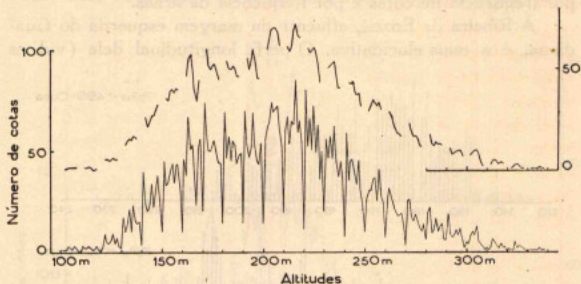


Fig. 8 — Frequência de cotas da área de Reguengos. Gráficos directo e corrigido, como o da fig. 6. Número total de cotas cerca de 6.300.

Leitura do mapa. — Fez-se por fim uma leitura cuidada do mapa 1 : 25.000, com auxílio dos perfis longitudinais e confrontada com as estatísticas de aplanações (por folhas). Foi possível, por este processo, reconhecer um ciclo de erosão entre os níveis quaternários e a peneplanície.

Na margem esquerda do Guadiana, a sueste de Pedrógão, o Siciliano está muito bem desenvolvido : um vasto terraço (est. I) que se prolonga por nível de rocha até cerca de 9 km de distância do rio. A leste, encontra-se uma aplanação a 170 m de altitude, que forma uma faixa paralela ao rio com 3 a 4 km de largura. A leste dela, entra-se finalmente na peneplanície, aqui a 200-205 m. As aplanações e os degraus entre elas são bastante nítidos e foram confirmados por três perfis sintéticos.

Na área da peneplanície este ciclo de erosão só se tornou a encontrar na Ribeira de Limas, afluente da margem esquerda do Guadiana (ao sul de Serpa). Perto da foz deste curso de água, a aplanação siciliana está representada por um nível de cimosa a

⁽¹⁾ Vid. o belo nível tirreniano da Ribeira da Cardeira, afluente da margem direita do Guadiana, quase fronteiro ao Enxóe (perfis longitudinais dos rios).

130-140 m, que se segue para montante até ao Monte do João Bilheiro (14 km a leste do Guadiana); neste ponto está a cerca de 160 m. Acima dele reconhece-se, na margem direita da ribeira, um bom nível que começou ao sul de A do Pinto a 175 m e desce para jusante; próximo do rio restitui-se a 160-165 m. Este nível está claramente embutido na peneplanície (aqui a 220-230 m): o degrau entre eles é especialmente nítido porque exuma o contacto entre os xistos e as rochas cristalinas (granitos e diorites).

Na bacia da Ribeira de Odearça, ao norte de Beja, existe extensa área a 160-180 m, sem dúvida acima do Siciliano. Pode perguntar-se se se trata da planície ou do ciclo de erosão que encontramos a sueste de Pedrógão e na Ribeira de Limas. A pouca clareza das formas não permite decidir; inclinamo-nos, todavia, para a primeira alternativa, porque, no caso contrário, deviam aparecer restos da peneplanície, a cotas mais altas, no meio da aplanação, o que não se verifica.

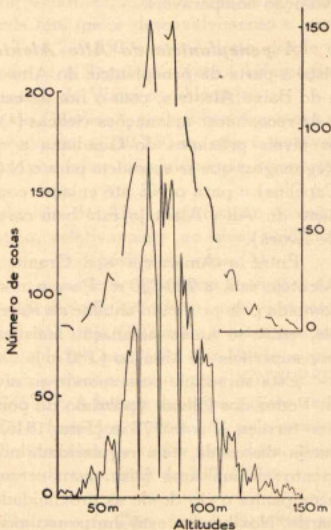


Fig. 9 — Frequência de cotas da parte média da Bacia do Sado. Gráficos directo e corrigido (vid. legenda da fig. 5). Número total de cotas cerca de 5.000.

Terminou-se assim a pesquisa de níveis de erosão embutidos na peneplanície do Baixo Alentejo. Os únicos resultados positivos obtiveram-se pela leitura do mapa 1 : 25.000, com auxílio dos perfis dos cursos de água. Identificou-se um nível de erosão, situado a 170 m na área de Pedrógão e a 160-165 m na foz da Ribeira de Limas. O ciclo correspondente não atingiu estado avançado de evolução, pois, em geral, foi apagado pelo ciclo

cie, aqui levantada a 350 m [FÉIO, 1949 a, p. 18]. Tinham-se observado também muitas aplanções a níveis mais baixos, como as de Alcaria Longa e S. Miguel do Pinheiro, ambas a 180-200 m, e a de A do Léo (145 m). O Rio Vascão tem um belo vale maduro na ponte da estrada para o Algarve.

Por outro lado, é a região mais meridional onde existe base topográfica que permita analisar o relevo com rigor ⁽¹⁾. Falta o mapa 1:25.000, mas a falta é largamente compensada pelo levantamento cadastral com curvas de nível equidistantes de 5 m e inúmeras cotas (cerca de 1.000 por minuta com 4 km²). Este levantamento só chega actualmente ao Rio Vascão; para o S há apenas os mapas 1:50.000 e 1:100.000, absolutamente insuficientes para o nosso fim.

A região tem ainda a vantagem de ser toda talhada no mesmo complexo petrográfico, os xistos e grauvaques do Carbónico. Mas a dissecação quaternária entalhou-a muito profundamente, dificultando o reconhecimento dos níveis mais antigos.

Procurou-se seguir, de princípio, o método empregado por J. G. GRANÖ na análise da peneplanície finlandesa ⁽²⁾. Fizeram-se gráficos de frequência de cotas, minuta por minuta, e dispuseram-se nas posições respectivas, num dispositivo semelhante ao dos quadros de junção de folhas. Os níveis seriam definidos em cada minuta e seguir-se-iam nas minutas vizinhas, reconstituindo-se assim as aplanções, mesmo que estivessem inclinadas. Mas os primeiros gráficos que se fizeram mostraram logo que as curvas de frequência de cotas ignoravam as aplanções mesmo onde a leitura das minutas as mostrava com clareza: a região está muito dissecada, de modo que a área das vertentes, e por conseguinte o número das cotas situadas nelas, é muito maior do que o das aplanções; como as cotas das vertentes não se repartem ao acaso, mas de acordo com o sistema de trabalho, ou pelo menos o hábito, de cada topógrafo, encobrem as pequenas protuberâncias das curvas de frequência que deviam definir os ciclos de erosão.

Introduziu-se por isso, uma modificação que torna o método

⁽¹⁾ Compreende-se o interesse de levar estas análises o mais perto possível do nível de base. Se não faltasse a base topográfica, deviam-se fazer, evidentemente até ao mar.

⁽²⁾ J. G. GRANÖ: Geomorfologia da Finlândia in *Handbuch der finnischen Erdkunde* (em publicação).

mais laborioso, mas elimina radicalmente a massa perturbadora das vertentes; em lugar de contar as cotas, mediram-se as áreas planas e pouco inclinadas (que pudessem corresponder, pelo menos, a fundos de vales maduros) ⁽¹⁾. Para medir as áreas usou-se o método expedito da quadrícula transparente.

Os gráficos obtidos desta maneira concordam razoavelmente com a leitura do mapa (fig. 10) mas, apenas com o auxílio deles, não se conseguem seguir os níveis de minuta em minuta.

A leitura directa do mapa, embora sempre auxiliada e verificada pelas curvas de frequência das áreas, mostrou-se mais uma vez como o melhor processo de análise do relevo. Os perfis longitudinais das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras (vid. mapa) não têm patamares definidos. Os perfis longitudinais e transversais dos pequenos afluentes permitiram esclarecer localmente certas relações.

A análise incidiu sobre o território das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras, desde o Guadiana até às nascentes, numa faixa com cerca de 10 km de largura e 45 km de comprimento.

Perto do Guadiana, aparecem os níveis quaternários. O Sici-

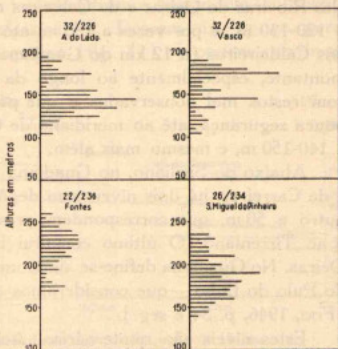


Fig. 10 — Gráficos de frequência de áreas das minutas do Cadastro no território das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras. Os dois gráficos de cima mostram claramente as aplanções que se lêem nas minutas: níveis a 175-80 m e 145 m; parecem notar-se ainda restos de um nível a 125 m. Em baixo, apresentam-se exemplos de gráficos onde as aplanções que se lêem nas minutas não se reconhecem ou se identificam com dificuldade. Na minuta 22/236 há um nível a cerca de 240 m; na 26/234 há um bom nível a 190-210 m, outro a 162 m (que na ribeira principal está a cerca de 150 m) e restos de outro a cerca de 140 m (que deve corresponder ao Siciliano).

⁽¹⁾ Usou-se como limite a inclinação de 5‰ (curvas de nível afastadas de 2 cm).

liano identifica-se por um resto de terraço situado a cerca de 5 km a montante de Mértola. A altura dele em frente desta vila, determinada na restituição dos terraços do Guadiana, deve ser de 120 m [FÉIO, 1946, p. 33 e perfil longitudinal no fim da obra]. Nas Ribeiras de Oeiras e de Carreiras aparece bem desenvolvido a 120-130 m, e por vezes a 135 m, até ao meridiano de S. João dos Caldeireiros (a 12 km do Guadiana). Parece continuar para montante, especialmente ao longo da primeira destas ribeiras, com restos mal conservados e que por isso se identificam com pouca segurança, até ao meridiano de Castanhos, onde estariam a 140-150 m, e mesmo mais além.

Abaixo do Siciliano, no Guadiana e nas ribeiras de Oeiras e de Carreiras, há dois níveis sem depósitos, um a 90-100 m e o outro a 50 m, que correspondem, provavelmente, ao Millaziano e ao Tirreniano. O último constitui bela rechã na Ribeira de Oeiras. No Guadiana define-se ainda um nível de rocha — a rechã do Pulo do Lobo — que consideramos correspondente ao Würm [FÉIO, 1946, p. 34 e seg.].

Estes níveis são quaternários. Acima deles reconhecem-se mais quatro níveis de erosão (fig. 11), como vamos ver.

Cerca de 4 km a oeste do Guadiana começa a aparecer um nível, por vezes bem desenvolvido (por exemplo próximo de A do Lédo, fig. 10), com 140-150 m de altitude ⁽¹⁾. Mantém-se por distância considerável à volta dos 150 m, tem 160 m na Quintã (a 18 km do Guadiana) e termina pouco depois. Por vezes parece subdividir-se, por exemplo na minuta 34/228 (Brites Gomes) onde se poderiam distinguir um nível a 145 m e outro a 155 m, mas o desnível entre eles é muito pequeno e não se observa em muitos locais.

Nesta minuta de Brites Gomes (a cerca de 7 km do Guadiana) aparece outro nível, a 175-185 m de altitude. 4 km mais a W constitui extensa aplanção, em especial na margem direita da Ribeira de Carreiras (190-200 m), mas ainda se continua para montante, embora comecem a aparecer relevos mais altos do que ele, até se perder na Ribeira de Carreiras, aproximadamente no meridiano

⁽¹⁾ As altitudes destes níveis de erosão referem-se aos dois cursos de água principais (Ribeiras de Oeiras e de Carreiras). Os níveis, porque correspondem a ciclos de erosão relativamente pouco desenvolvidos, sobem bastante ao longo dos pequenos afluentes laterais. (vid. nota seg.).

da Espragosa (a 22 km do Guadiana), e na Ribeira de Oeiras nas minutas 16/232 e 18/232 (a 24 km daquele rio).

Encontram-se assim, numa faixa com cerca de 20 km de comprimento, três níveis de erosão. A natureza cíclica deles não oferece dúvidas porque se interpenetram e progridem ao longo dos vales, de maneira clássica ⁽¹⁾. Descem um pouco para jusante, como mostra o esquema (fig. 11), e podem referir-se

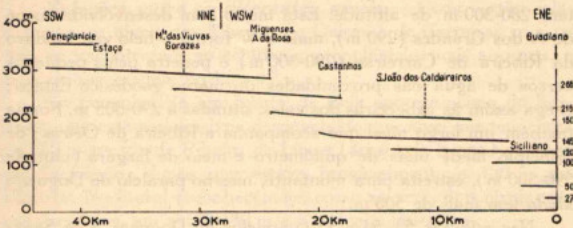


Fig. 11 — Esquema dos níveis de erosão das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras. Em ordenadas as altitudes; em abscissas as distâncias ao Guadiana. À direita, presumíveis altitudes dos níveis no Guadiana.

pelas alturas a que deviam chegar ao Guadiana: cerca de 120 m (Siciliano), 145 m e 180 m.

A oeste da pirâmide de Castanhos (238 m) começa a aparecer, nos cimos interfluviais, uma aplanacão a 240 m (minuta 22/232) que para montante se encontra gradualmente melhor conservada e mais vasta. No lado da Ribeira de Carreiras está bem desenvolvida, especialmente na área dos Montes de A da Rosa e de Miguenses (minutas 20/236 e 18/236). No lado da Ribeira de Oeiras está mal representada, mas reconhece-se na área do Monte da Caiada e segue-se, embora com muitas lacu-

⁽¹⁾ A melhor demonstração local do embutimento dos três níveis faz-se talvez na área das minutas 30/232 e 30/234 (a leste de S. Sebastião dos Carros). Na segunda minuta há um bom nível a 200 m, que um degrau nítido separa, já na minuta 30/232, de uma área mais baixa na qual se distinguem dois níveis, um que começou a 159-162 m e desce ao longo de um pequeno afluente da Ribeira de Carreiras até 151 m, na foz dele, e outro que tem pouco mais de 130 m onde o anterior tinha 159-162 m e baixa para 126 m junto da ribeira principal.

nas, até ao paralelo do Monte dos Gorazes. As altitudes concordam com as do lado da Ribeira de Carreiras.

Um ciclo de erosão mais alto começa a aparecer no interflúvio principal em frente do Monte dos Miguenses. A aplanção correspondente alarga rapidamente na direcção da Semblana (285 m) e do Monte da Vinha, é muito perfeita e tem grande extensão ao sul da pirâmide Gorazes (290-295 m), e ocupa toda a área da minuta 39 ⁽¹⁾ (ao sul do Monte das Viúvas), onde tem 280-300 m de altitude. Está muito bem desenvolvida ao pé de A dos Grandes (290 m), mais a W forma o belo vale maduro da Ribeira de Carreiras (290-300 m) e penetra pelos pequenos cursos de água das proximidades do marco geodésico Estaço; chega assim às cabeceiras dos vales, situadas a 290-305 m. Forma também um largo nível que acompanha a Ribeira de Oeiras; de princípio mede mais de quilómetro e meio de largura (altitude 290-300 m), estreita para montante, mas no paralelo do Dogueno ainda tem mais de 500 m.

Nas minutas 53, 54 e 55 (paralelos do Dogueno e de Santa Cruz, desde a Ribeira de Oeiras até ao Vascão) aparece finalmente a peneplanície do Baixo Alentejo, aqui levantada na subida para a Serra do Caldeirão, mas em continuidade morfológica com a área de Beja onde está tipicamente representada. Encontra-se na estrada para o Algarve (340-360 m) e estende-se cerca de 1,5 km para W. A pirâmide de Estaço (352 m) e outros pontos altos também a representam. Esta parte da peneplanície está situada no interflúvio Oeiras-Carreiras, exactamente portanto entre os vales maduros que acabámos de referir: o embutimento dos dois ciclos de erosão é por isso perfeitamente nítido.

O Rio Vascão oferece condições menos favoráveis para o estudo dos níveis de erosão, porque a erosão quaternária progrediu mais ao longo dele, do que resulta muito maior encaixe do rio e dissecação das áreas altas. Tentou-se seguir para jusante o belo vale maduro que se observa da estrada para o Algarve, mas sem êxito, já pelas dificuldades atrás referidas, já porque só há levantamento cadastral na margem esquerda do rio e porque ainda não foram desenhadas curvas de nível nas minutas da região, o que torna a sua leitura quase impossível.

⁽¹⁾ Esta numeração refere-se a minutas levantadas a taqueómetro, com as dimensões de $3 \times 4,5$ km. A numeração do outro tipo, por exemplo 22/232, indica minutas levantadas à prancheta, com 2×2 km.

Encontraram-se assim quatro níveis de erosão entre o Siciliano, a 120-130 m, e a peneplanície do Baixo Alentejo levantada na subida para o Caldeirão (350 m). Os dois níveis mais baixos têm, no Guadiana, cotas de 145 e 180 m. Se prolongarmos os perfis dos dois mais altos até ao rio, teremos junto dele cotas de cerca de 215 m e de 265 m, que, aliás, devem ter pouco significado absoluto porque os níveis estão provavelmente deformados.

Relações entre os diferentes níveis. — Como estão relacionados os níveis das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras com os que se encontraram ao estudar a peneplanície, mais ao norte, e com os que existem no litoral?

Na peneplanície em frente de Beja aparece acima do Siciliano, que está sempre bem desenvolvido, um nível que tem cerca de 160 m na foz da Ribeira de Limas (ao sul de Serpa) e 170 m em Pedrógão. Vimos que estava provavelmente a 180 m em Mourão. No litoral reconhecem-se, como se verá, dois níveis pré-quaternários, um a 120-130 m e o outro a 160-170 m.

A ligação dos níveis que se encontram nos vários locais imediatamente por cima do Siciliano (125 m no litoral, 145 m em Mértola, 160 m ao sul de Serpa, 170 m em Pedrógão e 180 m em Mourão) parece impor-se, não só pela posição em relação àquele, mas também porque representam sempre pausas pouco importantes e definem declive aproximadamente uniforme ⁽¹⁾. Este declive é menor do que o do Siciliano, do que resulta os níveis serem concorrentes para montante e confundirem-se na área de Mourão ⁽²⁾.

Os níveis que vêm por cima (nível marinho de 160-170 m no litoral, nível de erosão de 180 m em Mértola e peneplanície do Baixo Alentejo aproximadamente à mesma altura no Guadiana) devem também ligar-se: falam neste sentido a posição deles em relação aos níveis mais baixos, as altitudes nos vários locais e o facto de o declive que assim se restitui estar de

⁽¹⁾ O que mostra que não se deram posteriormente deformações consideráveis na região.

⁽²⁾ O facto de o nível siciliano ter maior declive explica-se sem recorrer a um menor desenvolvimento do respectivo ciclo de erosão: o rio estava mais encaixado, a carga fornecida pelas vertentes era portanto maior e de calibre mais grosseiro, e o rio, se tinha o mesmo caudal, necessitava de maior declive para a evacuar.

acordo com o grande desenvolvimento que o ciclo deve ter atingido.

Os dois níveis de erosão mais altos da área de Mértola devem corresponder a pausas na elevação da Serra do Caldeirão, porque não se conhecem testemunhos de posições tão altas do nível do mar ⁽¹⁾ e porque estes níveis, apesar de corresponderem, principalmente o superior, a ciclos de erosão muito mais desenvolvidos do que os dos níveis baixos da mesma região, têm maior declive do que eles. Esta inclinação demonstra que os níveis estão deslocados; teria havido assim o movimento de elevação necessário para os individualizar, que teria sido um movimento de balança concordante com o empolamento do Caldeirão.

A parte setentrional da peneplanície do Baixo Alentejo manteve-se estável enquanto o Caldeirão se elevou e se desenvolveram os níveis embutidos da área de Mértola; durante todo este tempo, a erosão apenas aperfeiçoou a peneplanície, sem individualizar nela outras formas.

Remate. — Ao estudar os depósitos superficiais da peneplanície, vimos que a região tinha sido ocupada por extensas aplanações, provavelmente desde o Paleogénico. Formações diferentes, grés e conglomerados do Paleogénico, areias e argilas do Miocénico, impregnações calcárias do Pliocénico inferior e rañas do fim do Pliocénico, indicam outras tantas fases de aplanação; em todas elas a peneplanície estava aproximadamente na posição actual. Houve, é certo, elevações tectónicas locais, como testemunham os relevos residuais que hoje existem (Serras de Alca-

(1) Se o nível de 265 m em Mértola correspondesse a uma posição eustática do mar, as águas teriam coberto a peneplanície (que já existia pois o flanco da Serra do Caldeirão no qual o nível está embutido é formado por ela), com mais de meia centena de metros de profundidade, e teriam depositado nela sedimentos marinhos. A base deles, assente na peneplanície, só começou a ser atacada pela erosão posteriormente ao nível de 180 m (níveis sempre referidos a Mértola), pois só então começou o encaixe da rede hidrográfica na peneplanície. Não parece de aceitar que tivessem sido destruídos, a ponto de não ficar um único resto, no lapso de tempo relativamente curto que mediou até à deposição das rañas (que devem ser aproximadamente contemporâneas do nível de 145 m em Mértola), isto é, pela erosão que na área das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras talhou o nível de 145 m. A erosão posterior às rañas não se pode ter em conta, porque estes depósitos ainda existem em grande quantidade e, se os sedimentos marinhos não estivessem já destruídos quando as rañas se depositaram, deviam encontrar-se debaixo delas.

ria Ruiva e de Ficalho), mas estes levantamentos não afectaram a feição plana da região, como mostra a generalidade dos depósitos.

Em tempos mais recentes, continuaram a dar-se deslocações de partes da peneplanície (Serras de Portel, de Barrancos e do Caldeirão). No flanco NE da última, cuja elevação, como veremos adiante, data provavelmente do Pliocénico inferior, identificaram-se vários níveis de erosão, correspondentes às pulsações da elevação da serra (níveis superiores das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras). Enquanto a serra se elevou e se desenvolveram os níveis atrás referidos, o território situado mais ao N, bem como o nível de base, mantinham-se estáveis, de modo que a diferença do relevo de um lado correspondeu do outro a continuidade da aplanação.

Como veremos ao estudar o litoral, o nível do mar deve ter estado a 160-170 m no princípio do Calabriano; esta altitude corresponde ainda à peneplanície. Só depois o nível de base começou a baixar. No Guadiana reconhece-se um nível, pouco abaixo da peneplanície, que está a 145 m em Mértola e a 170 m em Pedrógão, e constitui o primeiro marco da regressão. Aproximadamente na mesma época, numa fase de clima árido, depositaram-se rañas (¹), e deu-se a última deformação importante da peneplanície, uma ondulação muito larga mas de que raras partes ficaram imunes. Esta deformação parece ter-se prolongado, pelo menos nalgumas secções (lado da Bacia do Sado), até depois de se terem depositado as rañas.

O nível de base geral continuou entretanto a descer. O Siciliano — que marca o começo do Quaternário — está embutido na

(¹) As rañas são com certeza posteriores ao nível de 160-170 m, como veremos ao estudar o litoral (raña do Roncão), e anteriores ao Siciliano (vid.: Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila, p. 81). Teria o maior interesse relacioná-las com o nível de 160 m na foz da Ribeira de Limas e 170 m ao sueste de Pedrógão; não foi possível, todavia, chegar a resultados, porque não se encontraram estes dois elementos próximos e em bom estado de conservação.

A cota das rañas no corte da fig. 15, mais baixa do que a do nível ao sueste de Pedrógão, indicaria idade mais recente para estas; não se esqueça porém, que a superfície das rañas bem conservadas só se encontra a certa distância (Mesas 185 m). Por outro lado, as rañas estão ligadas a uma fase de deslocações e o nível não parece estar deformado, o que indicaria que é posterior.

peneplanície de 30-50 m mas constitui ainda um nível extenso e bem desenvolvido. O abaixamento do nível de base acelerou-se durante o Quaternário; os rios encaixaram-se ritmicamente, deixando pequenos terraços e níveis de erosão a atestar as pausas interglaciárias. A erosão trabalha hoje em função dum nível de base cerca de 200 m abaixo da antiga peneplanície. A dissecação nas proximidades do Guadiana e dos seus afluentes principais é muito intensa e progride com rapidez. Se não se modificarem em breve as condições actuais, as formas antigas estão condenadas à destruição e a peneplanície, que durou tantos milhões de anos, transformar-se-á num relevo de colinas, movimentado mas monótono, a que faltará a grandeza dos desníveis imponentes.

III — Relevos residuais.

A Serra de Alcaria Ruiva.—Ao oeste e noroeste de Mértola, elevam-se da planície três alinhamentos de relevos residuais de quartzite orientados de WNW-ESE, e que se podem designar pelos seus elementos principais, as Serras de Alcaria Ruiva, de S. Barão e de Alvares.

O alinhamento setentrional, o mais importante, segue-se, embora com interrupções, por perto de 30 quilómetros, desde a Senhora de Arceles até ao Guizo Pequeno. Culmina na Alcaria Ruiva (371 m), relevo que se prolonga para E pelas cristas da Cela e de Murteiras (271 m); mais além, a crista está interrompida, mas ainda forma pequenos relevos: Vale de Évora (209 m), junto do Guadiana, e, para lá do rio, Perninhos (260 m) e Guizo Pequeno (242 m). O Guizo Grande (265 m), também uma pequena crista com a orientação das anteriores, está claramente ao norte da faixa quartzítica a que nos temos referido. Para o ocidente da Serra de Alcaria Ruiva, o alinhamento só aparece no Cabeço de Porco (231 m) e na Senhora de Arceles (274 m), cabeço quartzítico que, apesar da pequena altura, domina a amplidão da planície.

A Serra de Alcaria Ruiva eleva-se cerca de 170 m acima da peneplanície, bem conservada ao norte dela, e cerca de 200 m acima dos níveis de erosão do seu sopé meridional. O relevo deve-se a uma bancada de quartzite com 50-60 m de espessura, que sobe de N para S com cerca de 25° de inclinação. Como consequência da posição do estrato, a serra é dissimétrica: flanco

setentrional relativamente pouco inclinado, cornija virada ao S e flanco meridional abrupto. A saliência do relevo depende directamente da espessura das quartzites, como mostra a transição do cimo da serra (371 m) para as proximidades do lugar Alcária: no primeiro as quartzites têm, como dissemos, 50-60 m de espessura e no segundo apenas 15-20 m com muitas intercalações de xisto.

A Serra de S. Barão, o elemento principal do alinhamento intermédio, é um lomba grossa, alongada e de relevo relativamente pouco vigoroso. Eleva-se 100-150 m acima dos xistos adjacentes. O alinhamento prolonga-se para E pelo Milhouro (196 m) e, além do Guadiana, pelas pequenas cristas da Lagoa (216 m) e Penilhas (213 m). Um pouco ao norte deste alinhamento encontra-se a crista da Senhora do Amparo (263 m), em posição semelhante à do Guizo Grande relativamente ao primeiro alinhamento. Para o ocidente da Serra de S. Barão os estratos de quartzite estão arrasados ao nível da peneplanície; só nas proximidades do Rio Cobre, numa área onde se faz sentir forte rejuvenescimento erosivo, as camadas de quartzite, embora aplanadas ao nível geral, voltam a individualizar-se, formando duas lombas alongadas, o Serro de S. Pedro (208 m) e a Chanquinha (205 m.).

O alinhamento meridional é constituído pelas Serras de Alvares (309 m) e Pero da Vinha (237 m). Estes dois relevos não estão bem alinhados, porque são originados por estratos diferentes: as quartzites do cimo do Pero da Vinha diminuem de espessura para W e acabam pouco além deste relevo; pelo contrário, uma pequena crista que nasce a meio da vertente N do Pero da Vinha, ganha gradualmente importância e é ela que vai formar a Serra dos Alvares. Mais a E, aparece o cabeço de Penilhos (cerca de 280 m), deslocado um pouco para S, provavelmente por acidente tectónico. Não se conhecem prolongamentos das cristas mais para E nem mais para W.

As quartzites correspondem a manchas de terreno devónico do Mapa Geológico de 1899. Na área de Mértola este mapa mostra duas grandes digitações de Devónico, separadas entre si e da mancha principal por faixas de Carbónico. As quartzites encontram-se no bordo S da mancha principal e nas duas digitações.

O Devónico (xistos de S. Domingos) ⁽¹⁾ é constituído por um complexo de xistos finos, de cores claras, em geral sublucentes, e pelas bancadas de quartzite atrás referidas. O Carbónico é composto por grauvaques cinzentas, separadas por delgados leitos de xistos argilosos de cor escura.

As camadas têm direcção média W 30° N e estão em regra levantadas quase até à vertical. Também se encontram, porém, camadas muito menos inclinadas, como ao norte de Cela, onde chegam a estar quase horizontais.

As cristas de quartzite a que nos temos referido levantam-se acima da peneplanície do Baixo Alentejo, aqui representada por troços situados ao norte de Alcaria Ruiva (180-200 m) e entre o Guizo Grande e a Senhora do Amparo (cerca de 200 m).

Entre os alinhamentos e para o sul de Alvares aparecem os níveis de erosão mais baixos da série que estudámos nas Ribeiras de Oeiras e Carreiras.

Uma raña com abundante material quartzítico, um resto de manto que outrora devia cobrir toda a área das cristas e a sua periferia, encontra-se no nordeste de Alcaria Ruiva (Cova da Mulher, 180 m).

O relevo é portanto anterior às rañas. A comparação do estado de dissecação das cristas de quartzite com a Serra do Caldeirão (Pliocénico inferior ou médio), incomparavelmente mais adiantado nas primeiras, coloca-as no Miocénico ou em época mais recuada, impossível de precisar.

(¹) A idade dos xistos de S. Domingos não se conhece com segurança. Delgado classificou-os em 1876 como Silúrico inferior, no Mapa Geológico de 1899 colocou-os no Devónico e em 1908 (Sistema Silúrico, p. 223) considera-os como contemporâneos dos engastes de fósseis devónicos do Silúrico superior.

Os mapas geológicos espanhóis consideram a continuação desta formação como silúrica.

A idade devónica é todavia provável, já pela disposição, em faixas interestratificadas e concordantes com os grauvaques com fauna carbónica (Viséano superior), já pela fauna, tipicamente do Devónico superior, que foi encontrada na pequena mancha do Pomarão, separada é certo dos restantes xistos de S. Domingos mas de facies idêntico e situado no prolongamento da digitação meridional. Podia também pensar-se em Carbónico inferior (Tournaisiano).

A Serra de Ficalho. — O conjunto de relevos que designamos por Serra de Ficalho ⁽¹⁾ fica situado na grande mancha de terrenos metamórficos que se estende de Ficalho até Montemor o Novo. A variedade de rochas que se encontram nela é muito grande. Só na parte sueste, que de momento nos interessa, aparecem xistos cinzentos macios, xistos luzentes, filites, xistos siliciosos, xistos cloríticos, xistos anfibólicos, quartzites e calcários; a repetição de camadas é frequente [DELGADO, 1905, p. 89-90]. A direcção geral delas é NNW-SSE — a dos enrugamentos hercínicos na região. É provável que estes sedimentos não sejam arcaicos, como indica o Mapa Geológico de 1899, mas antes rochas de idade paleozóica que sofreram forte metamorfismo durante os enrugamentos hercínicos.

Os relevos constituem três alinhamentos principais: a W, o cômodo Malpique (376 m) — Savos (352 m) — Calvos (316 m) ⁽²⁾, largo e relativamente pouco elevado, ao centro o alinhamento principal Álamo (420) — Adiça (472 m) — Ficalho (518 m), a E a crista da Preguiça (395 m, 389 m e 371 m). O alinhamento médio desenha duas grandes virgações (nos pontos Adiça e Ficalho), que correspondem a mudanças de direcção dos estratos. A pequena crista do Espinhaço do Asno, situada entre estes relevos, é dirigida por um filão de quartzo.

A Serra da Preguiça é formada por três segmentos rectilíneos deslocados lateralmente por pequenos desligamentos ou flexuras. O flanco ocidental da serra corresponde ao pendor de uma bancada de mármore que forma bela cornija no visado da serra ⁽³⁾.

Os relevos correspondem às rochas duras (fig. 12). Todas as elevações importantes são constituídas por calcários cristalinos, muitas vezes atravessados por inúmeros veios de quartzo

⁽¹⁾ Não há nome popular para o conjunto. Compreende-se que assim seja porque é formado por elementos separados, que se dispõem grosseiramente em três alinhamentos. O povo distingue as principais elevações: Serra da Preguiça, Serra do Álamo, Serra da Adiça, Serra de Ficalho, etc.. Na bibliografia geográfica e geológica, o conjunto tem sido designado de preferência pelo nome de Serra de Ficalho, talvez por ficar situado nela o ponto culminante do conjunto; por isso o mantemos.

⁽²⁾ No mesmo alinhamento há ainda as pequenas elevações da Mesquita (292 m) e, mais ao NW e isolada, da Atalaia Gorda (272 m).

⁽³⁾ O mapa 1:25.000 (folha 513) mostra muito bem os três segmentos deslocados, mas não representa a cornija.

(por exemplo na cornija da Preguiça), em regra concordantes com a estratificação, que formam verdadeiro entrançado e tornam o conjunto ainda mais resistente. Existem também quartzites, mas em quantidade inferior aos mármore. Aparecem intercalações de rochas brandas, mesmo nas encostas mais abruptas ⁽¹⁾.

Na parte SW, os calcários estão muito misturados com xisto, razão porque não formam elevações importantes, mas apenas um relevo movido.

Os factos que acabamos de referir mostram claramente que se trata de relevos de erosão diferencial.

Os depósitos de vertente abundam nas encostas da serra. São depósitos grosseiros, constituídos por calhaus de quartzo e de calcário, mas que também contêm fragmentos de xisto. São mais espessos e frequentes nas depressões entre as cristas, de aí a forma regular delas (est. XVII). Nas vertentes da Serra da Preguiça sobem a 300-320 m (visão da serra a 370-390 m). Faltam no sopé do Ficalho, por causa da erosão do Chança que corre perto e dos seus afluentes.

Os relevos levantam-se bruscamente da peneplanície que chega à base perfeitamente conservada e penetra entre eles. A serra deriva certamente de uma elevação tectónica antiga, que a erosão teve tempo para descarnar inteiramente. O estado de evolução mostra que se trata de um relevo muito antigo. Os depósitos superficiais da região conhecem-se muito imperfeitamente; alguns têm facies pouco características. Os classificados como miocénicos, de facies fino, não parecem influenciados pela proximidade dos relevos.

CAPÍTULO III

RELEVOS TECTÓNICOS DO INTERIOR

I — A Serra de Portel.

A Serra de Portel (421 m) é um grande *horst* de orientação geral E-W, que mede 20 km de largura máxima e cerca de 50 km de comprimento (fig. 13). Levanta-se bruscamente da peneplanície, separando as superfícies do Alto e do Baixo Alentejo.

⁽¹⁾ Por exemplo a meia subida da povoação de Ficalho para a serra do mesmo nome.



Fig. 12 — A Serra de Ficalho. Em grisé: calcários cristalinos com algumas quartzites (em especial na área Serra Alta — Preguiça — Álamo). O território restante é ocupado por xistos e alguns depósitos terciários. Nos flancos da crista da Preguiça, os calcários estão por vezes encobertos por depósitos de vertente. Esboço geológico do Serviço de Fomento Mineiro, com pequenas adições do autor. Topografia do mapa 1:50.000 (curvas de nível afastadas de 25 m).

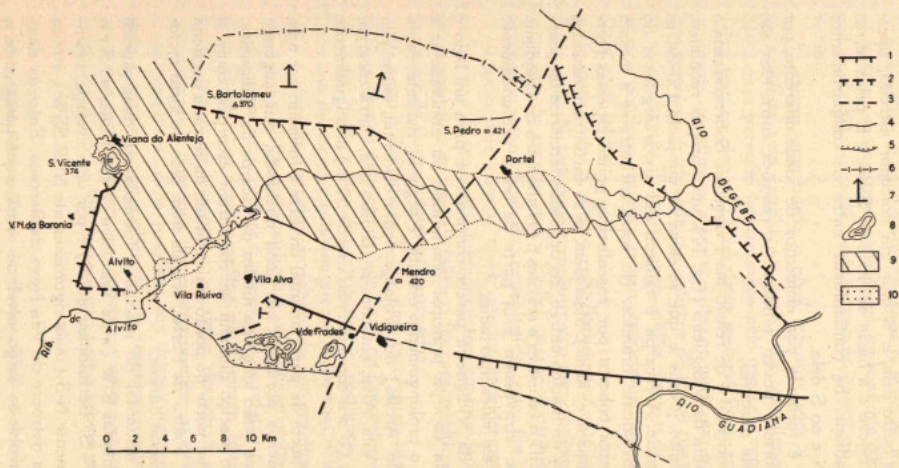


Fig. 13 — Mapa morfológico da Serra de Portel.

1 — escarpa de falha; 2 — escarpa de falha provável; 3 — linha de fractura; 4 — abrupto; 5 — bordo de rocha dura; 6 — começo de flexura; 7 — superfície balançada (as setas indicam o sentido da descida); 8 — relevo de rocha dura; 9 — «nível interior»; 10 — nível de 170 m, que prolonga a planície de sopé.

Mas a serra não interrompe completamente a peneplanície; de um lado e do outro dela, a W por um corredor estreito, apertado entre o relevo e a bacia detritica do Sado, a E pelas terras de além Guadiana, há continuidade entre os compartimentos situados ao N e ao S dela.

A serra é formada por elementos de idade diferente, por vezes com formas pouco nítidas. As relações entre eles são frequentemente obscuras.

A parte oriental é de relevo mais vigoroso. Sobressai nela a escarpa de falha da Vidigueira (fig. 14), um abrupto rectilíneo, de formas muito jovens e que se eleva de um jacto 150-200 m acima da planície. A escarpa é talhada em xistos argilosos do Arcaico, relativamente brandos. No sopé, encontra-se a mesma rocha, por vezes coberta por cascalheiras pouco espessas (terraços do Guadiana e rañas). Mais além, já se encontram, assentes nas formações do maciço antigo, os depósitos terciários da peneplanície (calcários lacustres e arkoses). Os afluentes do Guadiana e do Degebe atravessam esta parte da serra profundamente encaixados e em vales apertados.

A falha da Vidigueira parece continuar-se para um lado e para outro da escarpa principal diminuindo ou anulando-se a sua rejeição: o prolongamento oriental é seguido, durante cerca de 10 km pelo Ardila; no prolongamento ocidental, entre Vila de Frades e Vila Alva, encontra-se, já na serra, outra escarpa, mais pequena (o seu comando não excede 50 m) mas igualmente rectilínea.

O limite norte da parte oriental da serra é formado por uma série de pequenos abruptos, em linha quebrada, que sugerem falhas mas que estão longe da nitidez da escarpa da Vidigueira. No interior do maciço também se encontram escarpas, como a situada 1 km ao norte do ponto mais elevado da serra, a pequena ermida de S. Pedro de Portel, erigida num pico de xisto metamórfico de grande dureza.

A parte ocidental do maciço é formada por duas cadeias estreitas, orientadas E-W (a de Vila Alva — Vila Ruiva ao S e a de S. Pedro — S. Bartolomeu ao N) e por uma escarpa, orientada sensivelmente N-S (mais rigorosamente NNE-SSW), virada a W e situada defronte de Vila Nova da Baronía. Entre as duas cadeias desenvolve-se largo nível de erosão, que passaremos a designar por « nível interior ». Este nível liga-se a WNW (entre

Viana e S. Bartolomeu) com a peneplanície de Évora, aqui a cerca de 220 m. Está deformado: para E sobe, ao mesmo tempo que se torna mais estreito, até Portel, onde atinge 300 m (declive de 4 p. 1000); para lá desta povoação, desce em direcção ao Degebe.

A cadeia que borda o nível interior pelo S está muito desmantelada pela erosão; os contornos meridionais dela são nítidos, mas parecem influenciados pelo contacto rectilíneo entre as diorites (na planície) e os xistos metamórficos, aqui bastante duros, que constituem a serra. Esta, na parte em contacto com a peneplanície, é formada por cabeços de rocha dura, separados por vales largos. Torna-se mais unida para o N e forma já barreira contínua, embora pouco importante, quando contacta com o nível interior.

A cadeia de S. Pedro — S. Bartolomeu, que limita o nível interior pelo N, tem configuração pouco característica. Todavia, observada da ermida de S. Pedro, parece constituída por uma deformação monoclinal da peneplanície que lhe fica ao N. O contacto dela com o nível interior está desmantelado pela erosão, mas o seu traço horizontal tem continuidade notável, o que sugere uma escarpa de falha, cujas características originárias tivessem sido quase totalmente apagadas.

A serra é limitada ao E por uma escarpa de direcção NNE-SSW — situada defronte de Vila Nova da Baronia — que, embora não seja muito alta, é perfeitamente rectilínea e contínua. O traçado da escarpa coincide *grosso modo* com o limite geológico: a planície é constituída sobretudo por granitos e diorites, o relevo por xistos metamórficos e calcários cristalinos.

Em pormenor, porém, o relevo não se adapta à petrografia, como mostram os levantamentos do Fomento Mineiro ⁽¹⁾; as diorites sobem na escarpa e os xistos descem à planície. Por outro lado, se a diferença de resistência entre os mármore e as rochas eruptivas podia justificar um degrau topográfico importante, é duvidoso que a diferença de resistência entre as últimas e os xistos metamórficos, que constituem toda a escarpa ao longo da estrada Alvito — Vila Nova e não parecem aqui especialmente

⁽¹⁾ *Ferro. Alguns jazigos do Alentejo.* (Publ. do Serviço de Fomento Mineiro, 2, 1943, mapa a p. 8-9.

duros, justifique um tal degrau. O facto de a escarpa ser coroada como veremos adiante, por uma aplanção, também não está de acordo com uma origem por erosão diferencial: mesmo que as rochas dela fossem mais resistentes do que as da planície, enquanto se desenvolvia o degrau e a aplanção da base, o relevo devia ser fortemente dissecado e, numa região de grande variedade petrográfica, as diferenças de dureza entre as rochas deviam evidenciar-se.

A forma e a continuidade do relevo indicam antes que se trata de uma escarpa de falha. O comando cresce do N (80 m) para o S (110 m). Cerca de 30 m acima da planície, existe uma rechã que corresponde provavelmente a uma fase de paragem na elevação tectónica.

Ao norte desta escarpa encontra-se um grande relevo residual, de formas arredondadas (S. Vicente 374 m), constituído inteiramente por calcário cristalino. Trata-se certamente de um relevo mais antigo do que a escarpa vizinha e que deve a forma actual à erosão diferencial.

A transição da escarpa da Vidigueira para o relevo mais baixo e menos vigoroso que lhe fica a W faz-se de maneira gradual. A extremidade oriental da escarpa da Vidigueira também é do mesmo tipo.

Vejamos, por fim, as relações do nível interior com os vários relevos que o cercam. Excepto no ocidente, o nível parece estar embutido nos relevos vizinhos: no S, o desnível é devido à erosão, no N à escarpa de falha, muito desmantelada, que limita a cadeia de S. Pedro—S. Bartolomeu. As relações são mais interessantes no ocidente. Entre Viana e S. Bartolomeu, o nível liga-se, a cerca de 220 m de altura, à superfície de Évora. Na direcção da escarpa ocidental está deformado, eleva-se rapidamente e vai trincar, com excepção de alguns relevos residuais pequenos, o cimo desta (estrada Alvito—Viana). O nível é, portanto, anterior à elevação da escarpa ocidental e, quando se formou, tinha também saída nesta direcção.

Ao longo da Ribeira de Alvito, há também larga abertura por onde passa o nível a que nos estamos referindo. Rechãs, como a que existe por baixo de Alvito (200-210 m), permitem seguir o nível até ao bordo do relevo e verificar que ele está, também deste lado, suspenso acima da planície (representada aqui por um nível de 170 m, na base do morro em que assenta a vila).

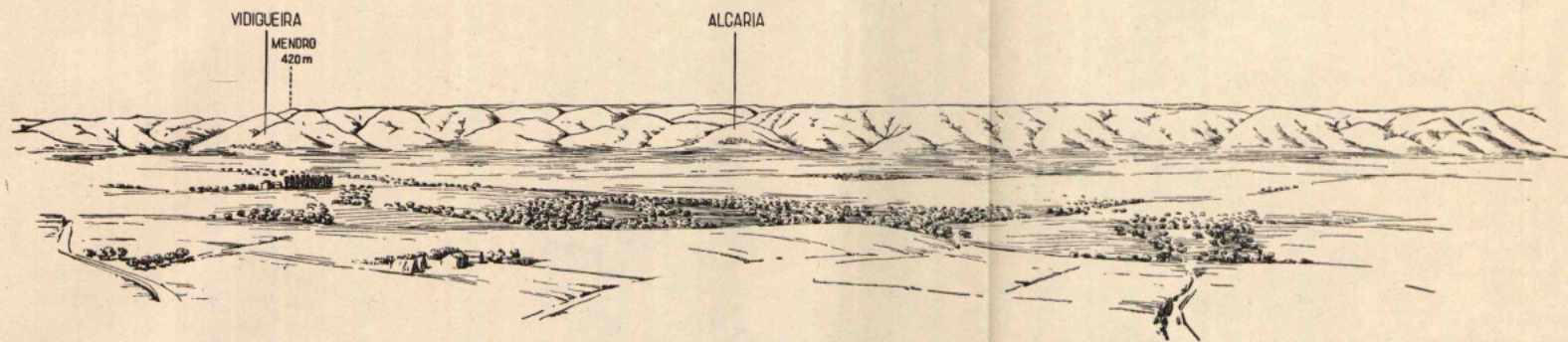


Fig. 14 — A planície ao norte de Beja e a escarpa de falha da Vidigueira. Desenho de F. Galhano.

O nível de 170 m penetra na serra ao longo da Ribeira de Alvito.
O curso de água está hoje encaixado nele cerca de 30 m.

O grande acidente S. Teotónio — Messejana — Portel, que

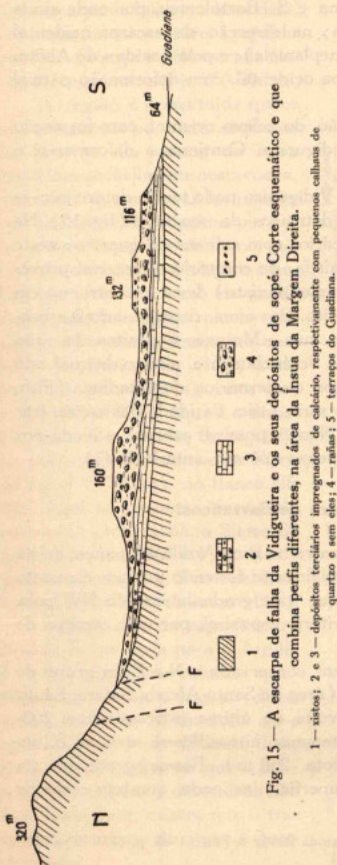


Fig. 15 — A escarpa de falha da Vidigueira e os seus depósitos de sopé. Corte esquemático e que combina perfis diferentes, na área da Insua da Margem Direita.

1 — xistos; 2 e 3 — depósitos terciários impregnados de calcário, respectivamente com pequenos calhaus de quartzo e sem eles; 4 — rañas; 5 — terraços do Guadiana.

descrevemos atrás, atravessa a serra. Dentro dela, é seguido por um filão dolerítico e orienta um alinhamento de vales de fratura. Ao contrário do que acontece noutras áreas situadas mais ao S, aqui está completamente arrasado pela erosão (o nível interior atravessa-o sem perturbação) e funciona apenas como direcção estrutural.

Como vemos, na Serra de Portel há elementos morfológicos vários, provavelmente de idades diferentes; o conjunto é complicado e muitas formas carecem de nitidez. Pode, contudo, propor-se a seguinte reconstituição da evolução do relevo:

1) Numa primeira fase ter-se-iam elevado a Serra de S. Vicente e os relevos de rocha dura da parte meridional da cadeia de Vila Alva. Todos são hoje *Härtlinge*. Já deviam estar bastante dissecados quando veio a fase que se segue.

2) Elevação do alinhamento norte (S. Pedro-S. Bartolomeu). Seria

essencialmente um levantamento do tipo monoclinal, com a escarpa, hoje quase indistinta, olhando ao S. O nível interior continuaria a desenvolver-se durante esta fase. Teria então amplas saídas para W: entre Viana e S. Bartolomeu, por onde ainda hoje se liga à peneplanície; na direcção da escarpa ocidental (então ainda ao nível da peneplanície); e pela «saída» de Alvito.

3) Elevação da escarpa ocidental, com deformação parcial do nível interior.

4) Finalmente, elevação do relevo oriental, com formação da escarpa de falha da Vidigueira. Continua a deformar-se o nível interior.

A idade da escarpa da Vidigueira pode tentar determinar-se pelo estudo dos depósitos detríticos do seu sopé (fig. 15). Na base, encontram-se grés calcários com calhaus de quartzo: neste momento a escarpa não existia, de contrário o material proveniente dela (quase exclusivamente xisto) devia encontrar-se em grande quantidade no depósito. Por cima, ocorrem arkoses bastante grosseiras; finalmente, nas «Mesas», depósitos de raña culminam por uma superfície de enchimento, abaixo da qual está embutida a série de terraços quaternários do Guadiana [FEIO, 1946, p. 79-81]. A escarpa seria assim da idade das rañas, isto é, do Pliocénico superior. Não é possível precisar a idade dos outros elementos. Sabe-se apenas que são anteriores (1).

II — A Serra de Barrancos.

Na área de Barrancos, entre os Rios Ardila e Chança, existe um relevo importante, essencialmente formado por um elemento de peneplanície inclinado, que sobe gradualmente do NW para o SE e termina, já em território espanhol, por uma escarpa de falha E-W.

A peneplanície está bem conservada a N e E do grupo de relevos residuais de Ficalho (área de Santo Aleixo, Safara, Santo Amador e Amareleja); à volta da última povoação tem 200-210 m de altitude. O levantamento intensifica-se mais ao S, um pouco além do Ardila (cota 230 m). Faz-se gradualmente (fig. 16) por um troço de superfície inclinado, que tem cerca de

(1) Sobre este assunto ver ainda BIROT & FEIO [1948, p. 117-119] e FEIO [1949 a, p. 44-48].

13 km no sentido do maior declive (N-S). Este regime termina bruscamente, a 500-600 m de altitude, por uma escarpa de falha; na base dela, o compartimento estável (seguido pelo Rio Chança e pela estrada nacional) encontra-se a 250-300 m.

A região é constituída quase exclusivamente por xistos argilosos do Silúrico. Os cursos de água encaixam-se facilmente nesta rocha, de modo que as áreas levantadas estão dissecadas, reduzidas por vezes a uma superfície de cimos, que todavia se reconhece sempre bem. Em território espanhol elevam-se desta superfície alguns relevos residuais importantes. Assim, ao nordeste de Barrancos, a Sierra de los Rabadanes (429 m), crista com a direcção NW-SE (que é a direcção geral dos estratos da região); ao sueste de Barrancos, os Picos de Aroche (712 m), no flanco NE dos quais se encontra, formando como que uma rechã, a Sierra de las Contindas (564 m); ao sul da mesma povoação a Sierra del Umbrizo (Lomo 631 m, Umbrizo 543m).

A drenagem da superfície inclinada faz-se toda para o Ardila. A divisória de águas coincide aproximadamente com a escarpa; dista, assim, cerca de 30 km deste rio e apenas 4 ou 5 do Chança. Este facto, numa região em que a diferença de resistência das rochas não é de considerar, mostra que o traçado dos cursos de água é post-tectónico.

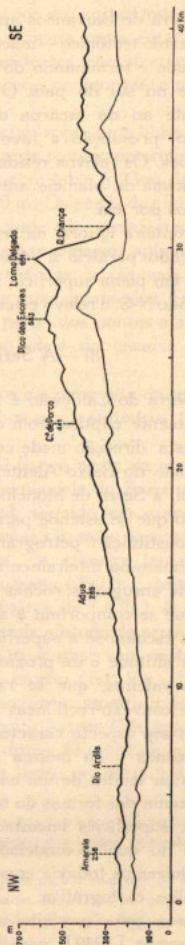


Fig. 16 — Perfil sintético através da Serra de Barrancos. Tomou-se uma faixa com seis quilómetros de largura e projectaram-se os pontos mais altos e mais baixos dela, tomados de 500 m em 500 m, sobre a linha média. A linha superior é como que uma envolvente do relevo; a inferior dá ideia do estado de dissecção dele. Vid. os perfis da Serra do Caldeirão.

A Serra de Barrancos apresenta, com simplicidade esquemática, um estilo tectónico — maciços de xisto elevando-se lentamente de um lado e terminando do outro por uma escarpa de falha — frequente no sul do país. O estado de dissecação das formas é semelhante ao da escarpa da Vidigueira, ou um pouco mais adiantado, presunção a favor da mesma idade para ambas as deslocamentos. Os relevos residuais atrás referidos elevavam-se com certeza acima da planície antes de se dar a deformação e foram deslocados por ela.

A fronteira ignora, na região, os acidentes naturais: a parte com traçado paralelo à escarpa, passa 2 a 4 km ao norte desta, portanto em plena superfície inclinada; pelo que respeita à parte com traçado N-S, o relevo estende-se muito além dela, por Espanha.

III — A Serra do Caldeirão.

A Serra do Caldeirão é um grande empolamento, de forma grosseiramente elíptica, com o eixo maior orientado de WNW a ESE. Nesta direcção mede cerca de 70 km. Fica situada entre a peneplanície do Baixo Alentejo ao norte, relevos da Orla Algarvia ao sul, a Serra de Monchique a oeste, o Guadiana e a extensa aplanagem que se estende para além dele a leste.

A constituição petrográfica da serra tem notável uniformidade: formam-na inteiramente xistos e grauvaques do Carbónico fortemente enrugados, rochas brandas, completamente impermeáveis e que se comportam à acção da erosão como homogéneas. As águas escoam-se à superfície e, como a erosão é intensa por causa da altitude e da proximidade do nível de base, formam-se inúmeros valeiros, que se ramificam e se encaixam, talhando vertentes convexo-rectilíneas muito abruptas. Este modelado dá à serra o seu aspecto característico: cones de cimos arredondados, próximos e da mesma altura, que lembram montículos de toupeiras ou tendas de um campo de nómadas.

O exame das formas do terreno sugere imediatamente empolamentos, superfícies levantadas e escarpas de falha: um relevo tectónico no qual o modelado cíclico não teria papel de importância. Quizemos todavia comprovar o resultado das observações pela análise cartográfica.

Usou-se para o efeito o método dos perfis sintéticos de M. A. LEFÈVRE [1949], para o qual a cartografia de que se dis-

punha era suficiente e, sobretudo, por ser um método concreto que, sem subordinação a hipóteses, procura representar o relevo fielmente, eliminando apenas os acidentes que afectam sempre os perfis lineares; permite reconhecer, por isso, tanto as formas cíclicas como as tectónicas (1).

Este método consiste em projectar, sobre uma linha mediana as cotas mais elevadas de uma faixa de terreno determinada. No presente trabalho usaram-se faixas com 6 km e 2 km de largura e tomaram-se pontos de 500 em 500 m. Os perfis das faixas mais largas dão ideia geral do terreno; quase não são afectados pelos entalhes de erosão mas podem deixar escapar aplanações de ciclos pouco desenvolvidos. Os perfis das faixas mais estreitas permitirão distinguir mais facilmente estas aplanações. Traçaram-se também, pelo mesmo processo, perfis dos pontos mais baixos (faixas de 6 km); estes perfis dão ideia do encaixe da rede hidrográfica.

Descrevem-se a seguir os flancos e a parte alta da serra, com base em observações de campo e nos perfis sintéticos (fig. 17).

Os flancos norte e leste. — O flanco norte da serra é formado por um empolamento da peneplanície do Baixo Alentejo. É ao longo do interflúvio principal, seguido em grande parte pela estrada do Algarve, que as formas são mais demonstrativas. A peneplanície sobe gradualmente, de maneira imperceptível entre Castro Verde (240 m) e Almodôvar (310 m), desta povoação para o S com mais rapidez (cerca de 1,6 ‰). A subida é contínua até ao Mu (578 m), a segunda altitude da serra: está-se aqui ainda na mesma superfície. Não se observam nesta subida degraus marcados, tectónicos ou de erosão (est. V).

O perfil 2 da fig. 17, que a representa, mostra irregularidades pequenas. A protuberância do Santo Amaro (346 m) é devida a um afloramento de xistos mais duros. O perfil da faixa mais estreita tem uma série de quebras entre os 350 m e os 400 m.

(1) O método dos perfis longitudinais e transversais dos cursos de água não se pode pôr em prática porque a altimetria dos mapas existentes (curvas de 25 em 25 m) é insuficiente.

As condições também não são favoráveis para o emprego do método de frequência de cotas: o relevo está muitíssimo dissecado, os cursos de água são pequenos (e portanto os presumíveis ciclos de erosão deviam estar pouco desenvolvidos) e o número de cotas é baixo.

A subida da área de Ourique para o Mu (perfil 1) é ainda mais regular. Os pequenos patamares a 300 m e 350 m que se observam no perfil de faixa mais estreita correspondem à passagem de vales transversais. Há também um pequeno patamar no perfil de faixa mais larga, a 350 m.

O perfil 3 representa a subida para a serra mais a E; apesar de ter pequenas irregularidades, devidas ao facto de cruzar uma rede de drenagem mais individualizada, mostra imagem semelhante. A elevação da Quintã é provavelmente um pequeno empolamento secundário, pois é constituída pelas mesmas rochas (xistos e sobretudo grauvaques) que se encontram nas regiões vizinhas. O perfil de faixa mais estreita indica, sem os individualizar, os níveis embutidos que estudámos na área das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras. Parece distinguir-se o nível de 200 m. Note-se também o vale maduro do Vascão.

Mais para E, os cursos de água são mais fortes e o sopé da serra está por isso mais dissecado. O perfil 4 mostra a crescente destruição da superfície alta. A feição de subida gradual ainda se reconhece no perfil de faixa mais larga, mas o de faixa mais estreita tem muitos entalhes; alguns repercutem-se no perfil superior. Este perfil atravessa ainda a parte de jusante dos níveis das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras (níveis de 180-200 m, 140-150 m e 120-130 m). Notam-se também patamares a 300 m e 350 m na passagem do Rio Vascão e na Ribeira da Foupanilha.

Na direcção Pomarão — Figueira Brava, o relevo está ainda mais dissecado, como mostra o perfil 5. Os fundos entalhes dele devem-se ao facto de os cursos de água serem cortados mais a jusante e à disposição transversal ao perfil dos mais importantes.

A parte oriental da serra, virada ao Guadiana, está também muito atacada pela erosão. Grandes ribeiras (Foupana, Leite, Beliche) correm para este lado. O relevo desce com regularidade neste sentido (perfil 6, lado direito). Notam-se no perfil de faixa larga patamares a 150 m e 350 m. Tratar-se-á também aqui de um empolamento da antiga superfície, embora afeiçoado pela erosão, como a semelhança com o flanco norte parece indicar? É certo que a dissecação de um maciço de xisto por sistema fluvial de elementos paralelos daria, com o desenvolvimento da intersecção das vertentes, resultado semelhante. Mas o estudo dos outros flancos da serra mostra que a

erosão não teve tempo de apagar a forma tectónica; parece por isso que também deste lado as formas existentes se não devem afastar muito das primitivas.

Os flancos sul e oeste. — Na direcção Tavira — Figueira Brava (perfil 7), a acção da erosão é também muito intensa; aplica-se a esta área o que se disse acerca da descida para o Guadiana. Notam-se pequenos patamares, um a 350-380 m que parece deformado, outros a 200 m e a 140-150 m. As formas do primeiro — cabeços grosseiramente nivelados que são limitados do lado da serra por um abrupto sinuoso que conduz directamente à divisória de água — são pouco claras, mas sugerem uma origem por erosão, embora também se possa tratar de formas tectónicas muito desmanteladas. O facto de existirem, sensivelmente à mesma altura, um patamar no flanco oriental da serra e quebras nos perfis 2 e 4, parece confirmar esta interpretação. Os níveis de 200 m e 140-150 m, apesar de o degrau entre eles ser bastante rectilíneo (Palheiros 190 m), devem ligar-se a níveis de erosão, que, como veremos, existem na orla algarvia a altitudes um pouco inferiores.

Mais a W, a descida da serra faz-se por uma escarpa de falha orientada E-W, com cerca de 12 km de comprimento e 150 m de desnível, que se pode designar por escarpa de Alportel (perfil sintético 4 e fig. 18). A escarpa é paralela ao contacto do maciço antigo com a orla e está localizada por completo no primeiro. A S dela reconhecem-se alinhamentos tectónicos paralelos, como veremos ao estudar a orla algarvia.

A superfície do compartimento abatido está quase completamente destruída pela erosão; rechãs na base da escarpa a cerca de 350 m e numerosas cotas um pouco mais baixas que se encontram nos relevos da orla algarvia, em frente deste acidente tectónico, indicam que a superfície deve ter existido a esta altitude.

A oeste do Barranco do Velho (perfil 3), a descida da serra faz-se também por uma escarpa de falha, a escarpa da Eira de Agosto, rectilínea, orientada NW-SE com cerca de 7 km de comprimento e 150-200 m de rejeição (fig. 19). A aplanção do cimo, que constitui divisória de águas importante, está ainda perfeitamente conservada. Paralelamente à escarpa, mas em parte já na orla, encontram-se dois grandes alinhamentos de vales de fractura de direcção E-W (Salir — Barranco do Velho), bem defi-

nido, próximo desta povoação, por dois barrancos que correm em sentido contrário.

O compartimento abatido forma uma superfície ampla a cerca de 350 m, possivelmente um pouco rebaixada porque na base da escarpa e ao longo da estrada para Querença se encontram rechãs no xisto a 375-400 m. Esta superfície estende-se para S e dela deriva o relevo desta parte do Algarve.

Entre a escarpa da Eira de Agosto e a de Alportel, na região por onde passa a estrada do Alentejo (perfil 8), a serra avança em saliência; as formas são incaracterísticas, mas o perfil sintético mostra claramente um degrau, correspondente aos das escarpas de falha que se encontram dos dois lados dele, que faz a passagem entre os mesmos dois compartimentos e deve ter, por isso, a mesma origem.

Mais ao W, na direcção da Rocha da Pena (perfil 2), há continuidade entre a superfície alta da serra e os relevos da orla (fig. 22), o cimo Negros (475 m) representando a primeira e a Rocha da Pena (480 m) os segundos. É este o local onde melhor se faz a demonstração de que a superfície que se restitui pelos cimos dos relevos do Algarve é a mesma que se encontra no alto da serra e portanto a mesma do Baixo Alentejo.

Ainda mais a W, o maciço antigo baixa gradualmente, não só nesta direcção (depressão de S. Marcos) mas também para o S, invertendo as relações normais de altitude entre a serra e a orla algarvia: aqui são os relevos desta (Rocha de Messines 349 m, Penedó Grande 246 m) que dominam de 100-150 m o nível de cimos da serra. Este movimento de conjunto foi possível pelo jogo de dois elementos: o pequeno degrau E-W de que estamos a tratar e o acidente de S. Marcos; a origem e a idade deles devem, por isso, ser as mesmas.

A depressão de S. Marcos ⁽¹⁾, cujo carácter tectónico já foi reconhecido por P. CHOFFAT e H. LAUTENSACH, é um longo acidente dissimétrico, constituído por uma escarpa de falha NW-SE, contra a base da qual vem bater o nível de cimos inclinado do flanco ocidental da Serra do Caldeirão (est. IV).

A escarpa tem cerca de 38 km de comprimento; três desli-

⁽¹⁾ Trata-se desta depressão com mais pormenor ao estudar a Serra de Monchique. No presente capítulo dá-se apenas um apanhado, necessário para a compreensão das formas do terreno.

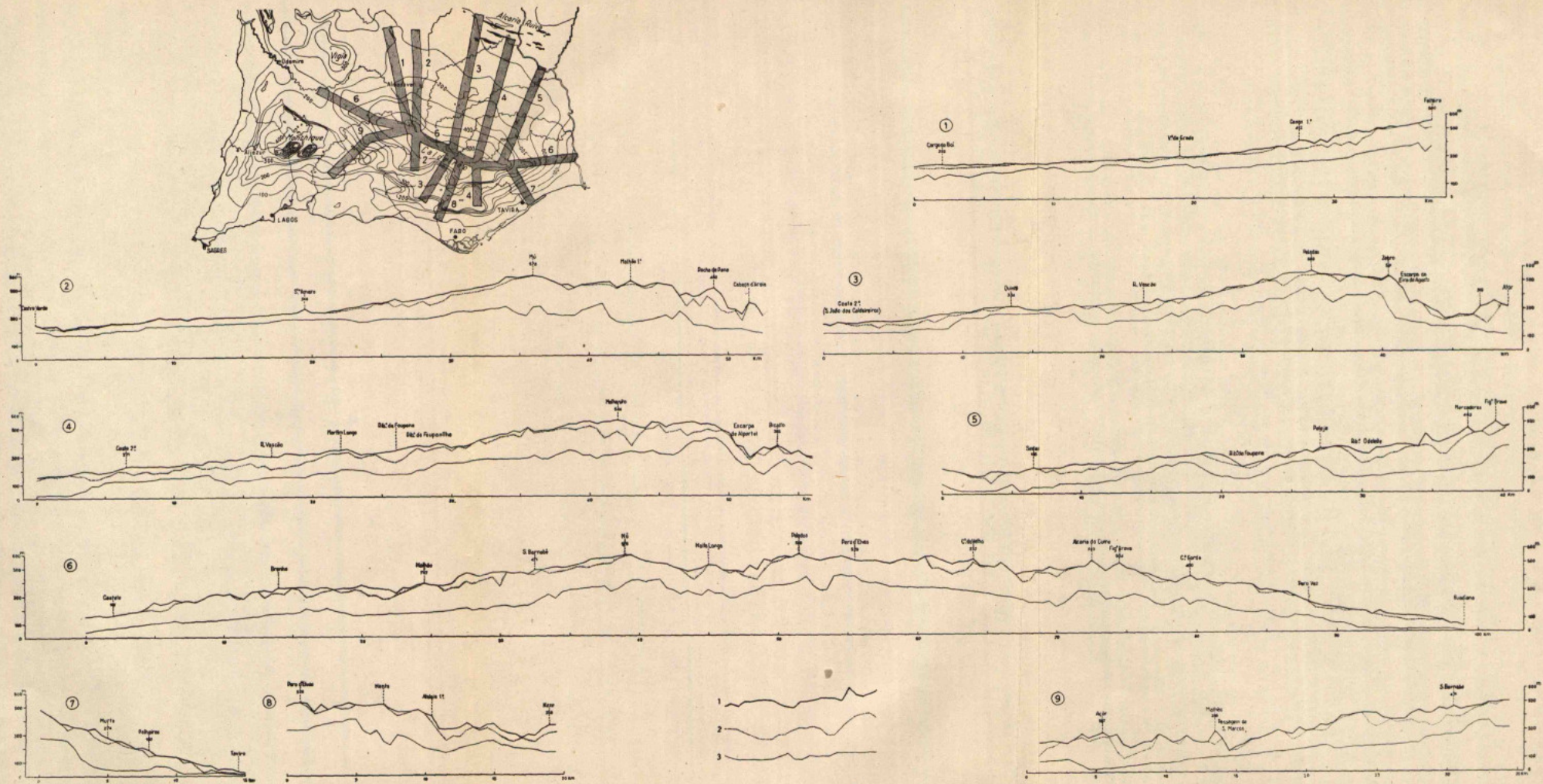


Fig. 17 — Perfis sintéticos na Serra do Caldeirão. 1 — linha dos pontos mais altos (faixa de 6 km); 2 — idem (faixa de 2 km); 3 — linha dos pontos mais baixos (faixa de 6 km).
No canto superior esquerdo, esquema da localização dos perfis.

gamentos transversais dividem-na em tramos desiguais. A parte N dela (Serra da Mesquita) é constituída por quartzites, que faltam na parte meridional (depressão de S. Marcos). Perto desta povoação, o degrau reconhece-se principalmente pelo desnivelamento das duas superfícies de cimos: a do compartimento alto tem cotas de 296 m (Malhão 1.º), 349 m (Sela), 308 m (Cova do Lobo 1.º), 347 m (Serra Alto 2.º), etc.; as altitudes do compartimento baixo, próximo da escarpa, são de 180-235 m.

Como veremos adiante, a escarpa é anterior às areias do Pliocénico superior da plataforma litoral, que se encontram em rechãs na base dela e passam atrás do seu alinhamento.

Vários alinhamentos de vales sublinham o carácter tectónico da depressão: um alinhamento (formado por um troço do Odelouca, por um afluente deste rio e por um afluente do Mira) prolonga para o N o tramo S. Bartolomeu — S. Marcos, do acidente; mais além, o próprio vale do Mira segue esta direcção. Ao sudoeste do mesmo tramo do acidente, dois alinhamentos de vales seguem a direcção dele.

O acidente de S. Marcos tem dispositivo semelhante aos gräben do litoral ocidental: a superfície foi balançada, baixando junto da falha e elevando-se do lado E. Deve ter sido este movimento, portanto, que ergueu a Serra do Caldeirão.

Aplanação do cimo da serra. Interpretação de conjunto.

— Na parte alta da serra encontram-se ainda extensas áreas aplanadas, restos da antiga penepalanície. O nome *Serra Chã* porque esta área é conhecida, mostra que o contraste entre ela e o relevo mais movimentado das vertentes é suficientemente nítido para que a gente do povo tenha consciência dele. As áreas aplanadas são frequentes; citem-se, como exemplo, as que se encontram na estrada Beja — Faro, (próximo do Miradouro do Caldeirão e antes do Barranco do Velho), na Feiteira (estrada para Cachopo) e ao norte de Alcaria do Cume.

Os pontos com mais de 500 m dispersam-se por extensa área com cerca de 40 km de comprimento (direcção WNW-ESE) e 11 km de largura máxima.

Os perfis sintéticos mostram pequenos patamares e quebras devidos a entalhes de erosão. Notam-se em especial patamares a cerca de 350 m nos perfis 6 e 7 e quebras à mesma altura nos perfis 1, 2 e 4. Observámos também, no terreno, rechãs aproxi-



Fig. 18 — A escarpa de Alportel (vista da Pousada de S. Brás). Os relevos do primeiro e do segundo plano são de rochas da orla secundária; ao fundo, os xistos do maciço antigo. Desenho de F. Galhano.

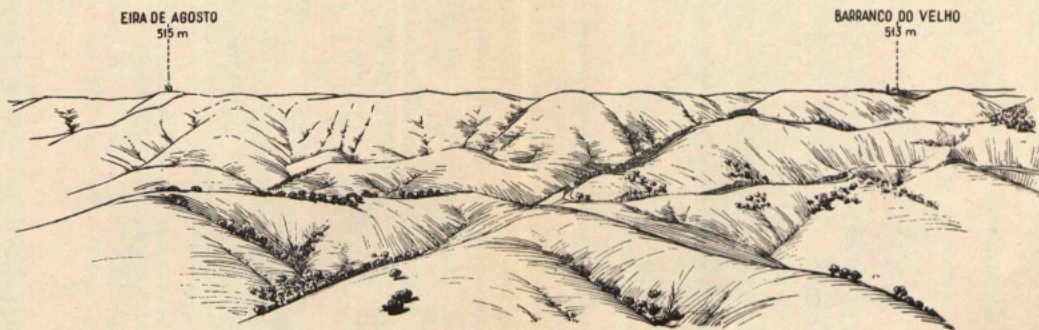


Fig. 19 — A parte oriental da escarpa da Eira de Agosto. Desenho de F. Galhano.

forma de ferradura, rodeada de elevações da ordem dos 500 m ⁽¹⁾. Este curso pode explicar-se por antecedência ou por um dispositivo tectónico original em que a superfície formaria uma depressão aberta em goteira que favoreceria o estabelecimento desta drenagem. A antecedência só se compreende com rios poderosos, capazes de manterem o curso por um encaixe que equilibre a

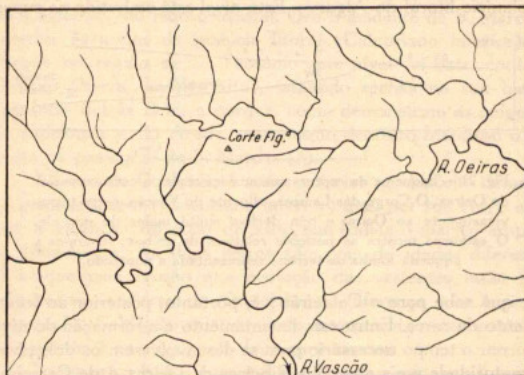


Fig. 20 — Os cursos superiores dos Rios Vascão e Oeiras.

elevação. Não é o caso presente, pois estamos na secção superior dos cursos de água. Pensamos por isso que, quando se deu a deformação, a superfície alta tenha ficado com uma depressão-goteira no sítio do actual curso superior do Leite e seus afluentes, embora pouco marcada como mostram as cotas que se encontram nela.

A Ribeira do Beliche e os cursos de água ocidentais (Odelouca e Arade) correm de maneira aproximadamente concor-

⁽¹⁾ Tomando para extremos da ferradura os pontos Figueira Brava (504 m) e Botareu (471 m), este perto de Cachopo, que estão afastados de 12 km, a ferradura estende-se para montante, sempre rodeada por elevações de 500 m, por 18-20 km. Entre a Ribeira do Leite e o seu afluente Leitejo, também há grandes elevações (Cabeça do Velho 532 m, Qualrelas 521 m).

dante com a superfície deformada, tal como ela hoje se pode restituir ⁽¹⁾.

Relações com os elementos morfológicos adjacentes.

Datagem. — Como vimos, na região de Mértola há um nível de erosão a 180 m que parece corresponder ao nível de 160-170 m da planície litoral do Algarve. Este nível está embutido na super-

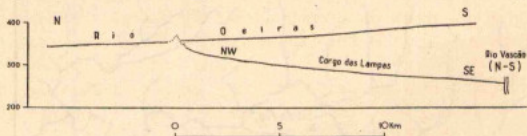


Fig. 21 — Esquema da captura que ameaça cortar o curso superior do Oeiras. O Corgo das Lampas, afluente do Vascão, corre transversalmente ao Oeiras e tem declive muito maior do que ele. O esquema mostra as posições relativas de ambos; separa-os a pequena lombagem de terreno representada a ponteado.

fície que sobe para o Caldeirão; é, portanto, posterior ao levantamento da serra. Entre este levantamento e a formação do nível decorreu o tempo necessário para se desenvolverem os dois níveis de maturidade mais altos das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras. Como o nível de 160-170 m deve ser, como veremos ao estudar o litoral ocidental, do princípio do Pliocénico superior (Cala-briano inferior), a elevação da serra cairia no Pliocénico médio ou inferior.

(¹) A luta pela drenagem entre os Rios Oeiras e Vascão não chegou ainda a fase de equilíbrio. Todo o curso do Vascão está muito mais encaixado do que o do Oeiras. O curso superior do segundo (a montante da Corte Figueira) não tem afluentes do lado do Vascão (margem direita); um pouco mais abaixo observam-se pequenos cursos de água alinhados com afluentes do Oeiras mas que hoje correm para o Vascão (fig. 20). A parte do Oeiras a montante da Corte Figueira está mesmo ameaçada de captura breve: um pequeno afluente do Vascão, mais encaixado e com maior declive longitudinal do que o Oeiras está já muito próximo dele (fig. 21). (A uma centena de metros do Oeiras já o afluente do Vascão está mais baixo do que aquele. Separa-os uma lombagem com cerca de 15 m de altura).

Ambos os rios correm para o Guadiana na série muito homogênea dos xistos e grauwagues do Carbónico. A explicação da vantagem do Vascão parecer de procurar-se num caminho um pouco mais curto para o Guadiana e em ter sido favorecido inicialmente por uma bacia hidrográfica maior.

Outros factos confirmam estas relações. A superfície da serra prolonga-se pela orla algarvia e restitui-se até à planície litoral pelo cimo dos relevos calcários. Veremos que o nível de 160-170 m vai bater contra a base destes relevos: há embutimento entre as duas superfícies, sendo, portanto, a elevação da mais alta anterior ao desenvolvimento da mais baixa. Também vimos que foi o jogo do acidente de S. Marcos que permitiu a elevação da Serra do Caldeirão, do lado ocidental. Ora o acidente de S. Marcos é anterior às areias da planície litoral (Calabriano inferior) ⁽¹⁾ porque na região de S. Teotónio este nível vai bater contra o abrupto (Serra da Mesquita), talhando rechãs na sua base e passando detrás dele, e porque, como demonstram as epigenias do Odelouca e do Arade, este mesmo depósito fossilizou o acidente na passagem de S. Marcos ⁽²⁾.

A Serra do Caldeirão é assim anterior ao depósito de areias da planície litoral (Calabriano inferior) que, por sua vez, é anterior à elevação do soco de xisto que rodeia o maciço eruptivo de Monchique. As duas serras são, pois, de idades diferentes. O ataque pela erosão e a evolução das vertentes estão mais adiantados na Serra do Caldeirão; a diferença não é porém grande. No Caldeirão existem ainda escarpas vigorosas e retalhos de superfícies relativamente bem conservadas.

Todos estes factos concordam e levam a colocar a formação da serra no Pliocénico médio ou inferior.

CAPÍTULO IV

A ORLA ALGARVIA.

As características do relevo da orla algarvia vêm-lhe da composição litológica e da sua posição entre o mar e as Serras do Caldeirão e de Monchique. As elevações da orla constituem como que uma dependência da primeira daquelas serras, cuja superfície

(1) Para seguir as relações de que estamos a tratar é necessário conhecer os capítulos onde se estuda o litoral ocidental e a Serra de Monchique; que o leitor nos desculpe se a estreita ligação dos fenómenos naturais em regiões diferentes nos obriga a remetê-lo agora para aqueles capítulos.

(2) O depósito correlativo da parte ocidental do abrupto (Serra da Mesquita), constituído por calhaus grosseiros mal rolados, permite, como veremos, colocar a formação do abrupto com muita probabilidade no Pliocénico inferior.

alta continua por vezes nela. A proximidade do mar nota-se na dissecação do relevo e nos extensos níveis litorais. A orla é constituída pelas rochas secundárias e terciárias (calcários, calcários dolomíticos, grés, margas, argilas, etc.), entre as quais sobressaem os calcários pela importância que têm no relevo. Pela primeira vez no território em estudo aparece uma série sedimentar extensa e de composição variada; embora as camadas tenham fortes pendores, as dobras são largas e o estilo tectónico é completamente diferente do do soco hercínico.

Níveis de erosão e vales de fractura. — A superfície alta da Serra do Caldeirão só se continua pelas rochas da orla na parte central do Algarve; no lado oriental (área de Tavira) e no ocidental (oeste de S. Bartolomeu), níveis baixos de erosão chegam até ao xisto da serra.

Em frente da Rocha da Pena, a superfície do Caldeirão continua pela orla: os cumos dos relevos calcários alinham-se no horizonte com os cumos de xisto da serra, reconstituindo uma superfície única (fig. 22). Do lado da serra encontram-se as cotas: Malhão 538 m, Juncal 523 m, Negros 474 m, Algandura 452 m e Serrão 447 m; do lado da orla aparecem a Rocha da Pena 480 m, Rocha dos Soidos 467 m, mais ao S o Cabeço da Areia 377 m, depois o Espragal 351 m, a Picavessa 317 m e o Passarinho 339 m; ainda mais ao S a Picota 324 m e o Alfeição 324 m.

Para oeste da Rocha da Pena, entre a Rocha dos Soidos e a de Messines, não há continuidade entre a parte da superfície talhada no maciço antigo e a da orla, porque aquela desce nesta direcção, de acordo com o regime do acidente de S. Marcos.

A leste da Rocha da Pena, a superfície do Caldeirão aparece no compartimento abatido da falha da Eira de Agosto, a 340-360 m, bem desenvolvida nos xistos que se estendem desde o pé da escarpa até à orla; continua para o S sensivelmente à mesma altitude, como mostram as cotas dos relevos principais desta área: Altura 359 m, Cabeça Gorda 363 m, cota 352 m, Rocha 377 m, mais ao S Morgado 368 m, Botelho 382 m, e depois Nexe 358 m, Guilhim 314 m e Malhão 345 m.

Na base da falha de Alportel, a superfície que forma o compartimento abatido reconhece-se com dificuldade por causa dos entalhes de erosão da Ribeira de Alportel e dos seus afluentes.

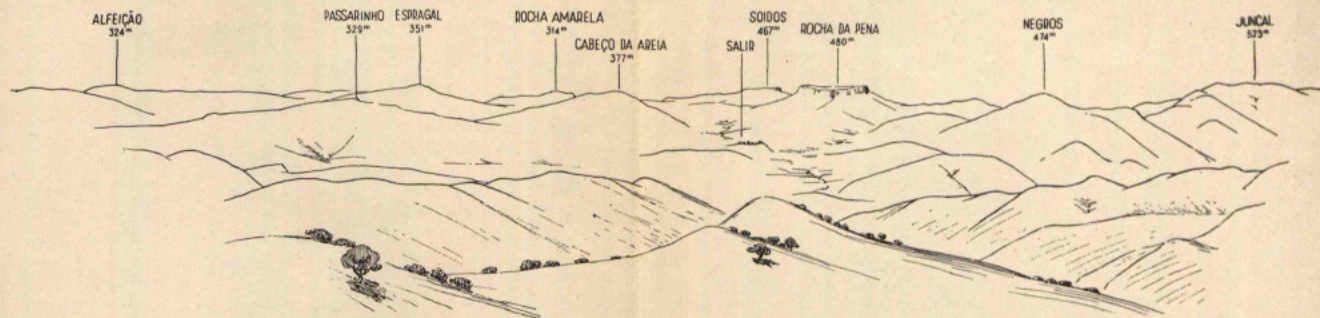


Fig. 22 — Vista da cota 481 (ao sudoeste do Barranco do Velho) para oeste.

A Rocha da Pena já pertence à orla secundária. À direita dela (Negros, Juncal) e no primeiro plano, o relevo de xisto da serra. À esquerda, o relevo calcário da orla (Soidos, Cabeço da Areia, Rocha Amarela, etc.). Notar a aplanção que nivela os cimos do maciço antigo e da orla. Salir está situado na depressão periférica (margas hettangianas). Na orla, adivinha-se, pela feição do relevo, a inclinação das camadas para o sul. Desenho de F. Galhano.

com rochas do Dogger, do Malm e do Cretácico (ao S) e continua para E pela área da Ribeira de Alportel. Nesta área distinguem-se quatro fracturas, todas com a mesma direcção: a escarpa de Alportel, duas definidas por alinhamentos da Ribeira de Alportel e dos seus afluentes, e o contacto anormal entre o Triásico e o Malm.

Ao norte da Ribeira do Algibre encontra-se o alinhamento do vale cego da Nave do Barão; ainda mais ao norte, um dos vales entre o Cabeço da Areia e a Rocha da Pena corresponde às rochas brandas do Infra-liásico, outro segue uma fractura cujo alinhamento se prolonga nos xistos até ao Barranco do Velho.

Os vales de fractura orientados de NE ao SW são menos importantes; citam-se o da Ribeira de Almádena e dois alinhamentos próximos da Alcaria Alta (já no maciço antigo).

O relevo actual resulta da acção da erosão posterior ao levantamento da superfície a que atrás nos referimos (superfície do Caldeirão). A erosão dissecou profundamente o relevo; na parte setentrional do Algarve foi orientada pelos vales de fractura que referimos; mais ao S, a drenagem tem traçado mais irregular, ao sabor de diversas fracturas e de áreas de rochas brandas (principalmente do Dogger). Mas tanto os vales de fractura do sistema principal que referimos atrás, como as depressões de rocha branda mais vastas (por exemplo as de Loulé e de S. Brás) e o limite da planície litoral do Algarve central, têm orientação E-W. Graças à conjugação de todos estes factores, o relevo compõe-se de uma série de alinhamentos E-W, que são, a partir do maciço antigo: 1) Rocha de Messines (349 m), Rocha dos Soidos (467 m), Rocha da Pena (480 m); 2) Cerca do Serro (301 m), Cabeço da Areia (377 m), Portela (355 m); 3) Rocha Amarela (314 m), Espragal (351 m), Passarinho (339 m); 4) Picota (324 m), Altura (359 m), Rocha (377 m), Arrotea (389 m), Bengado (318 m); 5) Nexa (358 m), Guilhim (314 m), Malhão (345 m), S. Miguel (411 m), Cabeça (246 m).

Abaixo das superfícies altas, que referimos atrás, a erosão talhou níveis a diferentes altitudes. Os mapas existentes não permitem estudá-los com rigor; faz-se, por isso, apenas um apanhado, que haveria interesse em retomar quando existir base topográfica conveniente.

Veremos adiante que existe uma área de rechãs no bordo da planície litoral que definem o nível mais alto desta (160-

170 m). A este nível ligam-se formas de maturidade. A oeste de Loulé há uma aplanção a cerca de 170 m de altitude, que a leste desta povoação está próximo de 200 m. Um vale maduro, que corre ao norte do cerro do Nexé, desce de 230-250 m para 170 m. Devem ligar-se ao mesmo nível as aplanções de 200 m ao norte de Boliqueime e de Palheirinhos (estrada Tavira — Cachopo) e a aplanção que desce de S. Brás (240 m) para o ESE e está, ao norte do S. Miguel, a altitude que os mapas existentes apenas permitem localizar entre 180 e 210 m.

Nitidamente embutida nesta, encontra-se a aplanção muito perfeita da Lagoa dos Cavalos (120 m), onde correm afluentes da Ribeira de Asseca; o nível penetra também por esta ribeira. Abaixo das formas de maturidade correspondentes ao nível de base de 160-170 m encontram-se outras rechãs e vales de aspecto maduro, cujo nível de base não foi possível identificar, mas que correspondem provavelmente ao nível de 120 m da planície litoral e aos níveis quaternários.

Acima das formas do ciclo de 160-170 m aparecem aplanções, como a de 250 m na margem esquerda da Ribeira das Pontes (entre Salir e Querença), a de 270-300 m ao norte do Guilhim e a de 300 m na estrada de S. Brás para Santa Catarina. O primeiro poderá ligar-se ao nível de 160-170 m pela Ribeira do Algibre. Os outros dois pertencem claramente a um ciclo anterior. Corresponderão a uma fase de estabilidade independente, ou à superfície que vem da serra, identificada a cerca de 350 m, e que estaria aqui mais baixa?

Depósitos e níveis litorais. — As aplanções litorais têm grande extensão em frente de Faro e terminam na base do último alinhamento de relevos calcários (Cabeça — S. Miguel — Azinheiro — Malhão — Guilhim — Nexé — Cabeço da Câmara). A região está bastante dissecada, mas os depósitos superficiais arenosos cobrem ainda a maior parte dela (rubrica P do mapa geológico).

Na base do alinhamento de relevos citado, encontram-se restos da plataforma marinha mais alta: cota 162 m no flanco ocidental do cerro Cabeça, Moinho da Costa 164 m, no flanco sudoeste do Azinheiro, cota 160 m Poço do Mouro (a oeste do Guilhim) e aplanção a leste de Santa Bárbara de Nexé. Afastadas dos relevos aparecem cotas e pequenas aplanções um pouco mais baixas, mas que, dada a natural inclinação das pla-

taformas marinhas, se devem ligar àquelas; estão neste caso as alturas 152 m e 153 m, ao sul do Azinheiro, e 157 m, ao sul de Loulé. O depósito falta em regra, o que não admira por se tratar de pequenas rechãs. Por todos estes pontos restitui-se assim uma aplanação que devia vir bater no alinhamento de relevos a 160-170 m.

Abaixo dela, aparece um nível a cerca de 125 m, representado, por exemplo, no sopé do S. Miguel (Bita 117 m, cotas 121 e 122), na direcção do Azinheiro (Lobo 120 m, cota 123) e por vários pontos mais a W. Este nível tem também grande desenvolvimento ao sul e sudoeste de S. Bartolomeu de Messines (Areeiro 1.º 117 m, Areeiro 2.º 124 m, etc.). Referimos atrás as aplanações da Ribeira de Asseca e dos seus afluentes que se ligam a este nível.

Os depósitos altos do litoral algarvio correspondem assim exactamente aos níveis pliocénicos que CARLOS TEIXEIRA encontrou na região ao norte de Leiria e no litoral entre o Vouga e o Douro, respectivamente a 160-170 m e a 120-130 m [TEIXEIRA, 1948]; trata-se, portanto, de níveis eustáticos.

Como veremos ao estudar o litoral ocidental e a Serra de Monchique, o nível marinho mais alto (160-170 m) teve grande desenvolvimento na área desta serra, atingindo provavelmente o maciço eruptivo pelo S e pelo W. O nível está deslocado e encontra-se hoje a 300-400 m. Deve ter havido portanto um movimento diferencial entre a parte oriental do Algarve, onde o nível parece não estar deslocado, e a parte ocidental, onde está à cota atrás referida. A transição entre os dois regimes deve dar-se em frente da passagem de S. Marcos. Precisamente aqui, os níveis mais baixos estendem-se muito para o norte — o que parece indicar que se desenvolveram numa área deprimida — e destruíram completamente o superior, tornando impossível a reconstituição das formas na área de transição.

O movimento diferencial não se deve ter dado pela fractura de S. Marcos, porque as deslocações dela, como veremos adiante, parecem ser anteriores ao nível marinho mais alto e não se terem estendido à orla.

Mais abaixo aparecem níveis quaternários que têm grande extensão em todo o litoral do Algarve. Não existe por enquanto um estudo de conjunto deles (que deverá ter por base o mapa

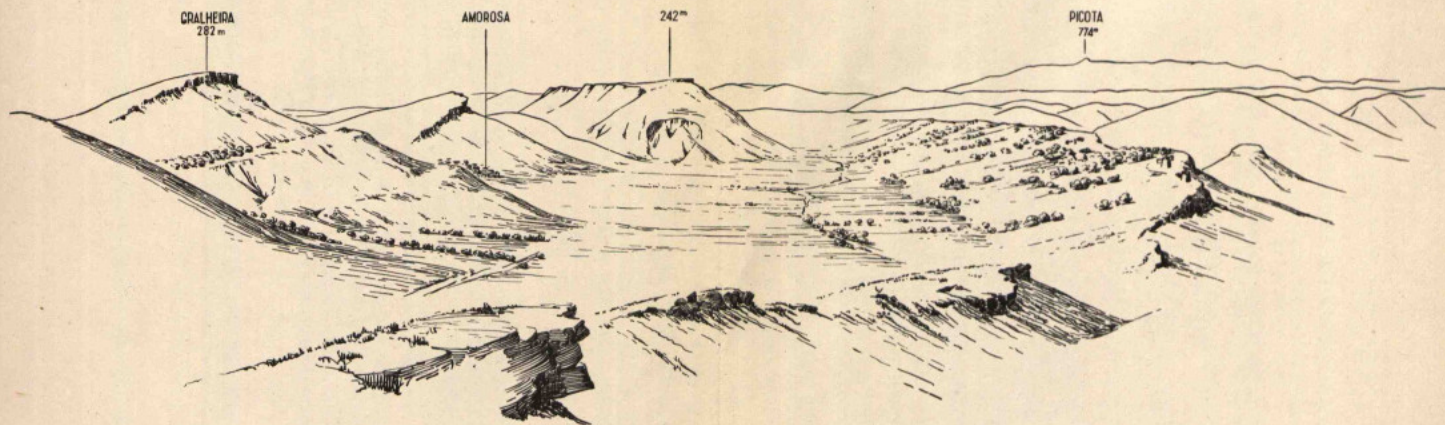


Fig. 24 — Relevo de costeiras a oeste de S. Bartolomeu de Messines.

Vista do Penedo Grande (246 m). A Gralheira e a cota 242 são constituídas por dolomias liásicas que assentam em margas. No primeiro plano, cornija de grés triásico vermelho que desenha vasta costeira em arco de círculo. Diante da parte mais avançada dela um cerro testemunho. A grande depressão que separa esta costeira dos relevos dolomíticos foi escavada nas margas do Hettangiano. Ao norte, o nível de cimos do maciço antigo, muito bem marcado no pé da Picota. A massa que se eleva acima do nível de cimos, coroada pela Picota, é constituída por rocha eruptiva (Maciço de Monchique). Desenho de F. Galhano.

a 1:25.000), mas as referências bibliográficas são relativamente numerosas.

Na área de Vila Real de Santo António existem três níveis às altitudes de 8-12 m, 28-35 m e 49 m, a que atribuímos respectivamente idades grimaldiana, tirreniana e millaziana [FEIO, 1946, p. 50-53]. Na colina de Santo António de Faro e ao sul dela encontra-se o Tirreniano a 35-40 m e o Grimaldiano a 6-12 m. O primeiro destes níveis tem grande extensão entre Olhão e Faro (cota 31, Joinal 33 m, cota 34) e ao noroeste desta cidade (Marchil 33 m e cascalheiras mais para o norte e oeste) [FEIO, 1949 a, p. 153].

ABEL VIANA e G. ZBYSZEWSKI [1949] fizeram extenso reconhecimento das praias do litoral oriental do Algarve, com vista sobretudo às indústrias pré-históricas. Além de alguns níveis atrás referidos, estes autores encontraram praias tirrenianas a leste de Cacela, entre Tavira e Fuzeta (27 m), e do Marchil até Quarteira (Arábia, Gondra, Relva, Garrão, etc.); uma extensa praia grimaldiana a 8-10 m entre Tavira e Fuzeta e restos de praias millazianas a cerca de 60 m nas colinas de Conceição e Pechão.

Próximo de Quarteira existe um depósito tirreniano com 37 m de altitude (Porto Novo); e na praia do Telheiro (ao norte do Cabo de S. Vicente) encontra-se um nível millaziano, situado a cerca de 60 m de altitude. Ambos foram referidos por J. FORMOSINHO, M. VAULTIER e G. ZBYSZEWSKI [1945].

Conhecem-se também depósitos quaternários na área de Lagos (Meia Praia) e superfícies de abrasão na Ponta de Sagres; as últimas estão nuas, mas restos do depósito removido encontram-se ainda a encher os barrancos.

Assinale-se também a extensa aplanção da estação de Loulé, sem depósito mas muito perfeita, que vai morrer na base do Cabeço da Câmara, a 85 m de altitude.

Na direcção Boliqueime — Paderne, a planície litoral avança muito para o norte; o nível de 125 m chega a alguns quilómetros de S. Bartolomeu de Messines e de Alte; é limitada deste lado por um abrupto. Para oeste de Silves, as aplanções litorais entram pelo maciço antigo e confundem-se com o abaixamento do seu nível de cimos.

A parte ocidental da costa algarvia, desde Sagres até Quarteira, é uma costa de arriba, que a abrasão marinha faz recuar. A leste desta povoação começa uma importante forma de acu-

mulação, a laguna de Faro [FEIO, 1949a, mapa VII]. O cordão litoral que a limita rumo primeiro ao SW, atinge o ponto mais meridional no Cabo de Santa Maria, descreve depois larga curva e inflecte para NE, vindo ligar-se à costa próximo de Cacela. O comprimento total dele é de cerca de 55 km e o afastamento máximo de terra de 6 km. O interior da laguna está quase cheio pelas aluviões dos pequenos cursos de água que desembocam nela e pelas areias transportadas pelo vento.

O mar abre «barras» no cordão litoral, actualmente em número de cinco. Outras, pelo contrário, fecharam-se, como a da Barreta, a oeste do Cabo de Santa Maria. O movimento das areias faz-se de W para E, de maneira que as barras têm tendência a deslocar-se neste sentido; assim, a extremidade da Ilha da Culatra progrediu dois quilómetros para E, entre 1870 e 1916.

A formação do cordão litoral deve-se à deposição das areias que resultam da abrasão da costa entre Sines e Quarteira. Os produtos da abrasão deslocam-se, de acordo com o movimento ao longo da costa portuguesa, para o S na costa ocidental e para E na costa meridional; começam a depositar-se além de Quarteira, dando origem ao cordão ⁽¹⁾.

Relevos estruturais. — A orla algarvia só tem formas estruturais vigorosas nas proximidades do maciço antigo, onde os grés, calcários e dolomias do Triásico e Liásico contrastam fortemente com as margas pouco resistentes do primeiro sistema e da base do segundo. Mesmo na área onde as formas estruturais são mais vigorosas, falta-lhes continuidade, porque as dobras são irregulares e cortadas com frequência por falhas.

Nos relevos mais afastados do maciço antigo, as relações com a estrutura nunca são bem marcadas por faltarem camadas de rocha branda; distinguem-se, porém, muitas vezes, esboços

⁽¹⁾ Segundo D. ABECASIS [1926, p. 98], a formação lagunar seria devida à mudança de orientação da costa a partir da Ponta da Medronheira (Quarteira). Esta mudança levaria os ventos dominantes e as vagas, do sector S-WNW, a passar de uma incidência muito fraca a outra quase perpendicular à costa, de onde resultaria a deposição das areias. Mas pode perguntar-se se a nova orientação da costa não é antes consequência da sedimentação das areias do que sua causa.

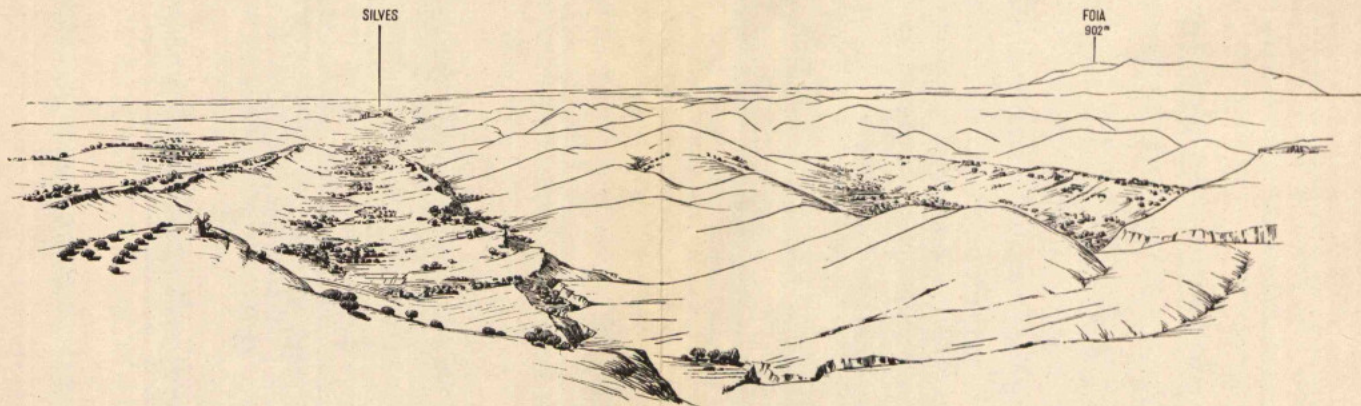


Fig. 25 — Panorama para oeste da Gralheira.

Da esquerda para a direita observa-se: 1) costeira de calcário liásico (em frente do moinho); 2) costeira de grés vermelho triásico que se dirige para Silves (reverso arborizado); 3) maciço de xisto, formado por lombas irregulares; 4) troço de costeira de grés triásico, também com muitas árvores (é o prolongamento ocidental da costeira em arco de círculo da fig. 24); 5) mais além, nível de cimos de xisto que forma a base do maciço eruptivo de Monchique. Desenho de F. Galhano.

de uma disposição a reflectir a inclinação dominante das camadas, para o S.

Na parte ocidental do Algarve os grés triásicos são pouco espessos, de maneira que a primeira formação da orla que aparece bem marcada no relevo é a das dolomias liásicas. Acontece assim na área de Bensafrim, onde forte cornija desta rocha (est. VII) domina a vertente menos abrupta e a depressão, constituídas por margas hettangianas. A cornija forma o bordo de um planalto que desce muito lentamente para o mar e trunca sucessivamente, de N para S, estratos do Liásico, do Dogger e do Malm. Trata-se, portanto, de um nível de erosão. Este nível tem 80-90 m de altitude perto do maciço antigo (Siciliano?); ao sudoeste de Barão de S. João é limitado por um degrau pequeno mas bem marcado que segue exactamente o contacto: para lá dele os grauvaques do Moscoviano estão cerca de duas dezenas de metros mais acima.

As camadas do Triásico e do Infrialiásico só têm grande desenvolvimento entre Silves e S. Bartolomeu de Messines. A sucessão completa delas, referida por CHOFFAT [1887, p. 229] é a seguinte, de baixo para cima:

1) Margas vermelhas, por vezes com espessura considerável;

2) Grés em geral vermelhos, mas também brancos, que contêm, por vezes, calhaus rolados ou angulosos, provenientes do maciço antigo (grés de Silves);

3) Na parte superior, estes grés alternam com margas análogas às da base e com bancos dolomíticos; seguem-se ainda dolomias com algumas camadas muito fossilíferas (Camadas de Pereiros);

4) Margas semelhantes às da base, mas geralmente com manchas brancas e verdes.

CHOFFAT calcula a espessura total do complexo nos arredores de Silves em cerca de 400 m.

Segundo este autor e PEREIRA DE SOUSA ⁽¹⁾, os dois complexos mais elevados são de idade hettangiana e os dois mais baixos pertencem ao Triásico (incluindo o Retiano).

(1) Minutas do levantamento geológico do Algarve ocidental.

No Hettangiano, aparece espessa bancada de rochas eruptivas, classificadas no mapa geológico como ofites. Estas rochas estão sempre muito alteradas, dando uma terra argilosa; morfológicamente, comportam-se como as rochas em que estão incluídas.

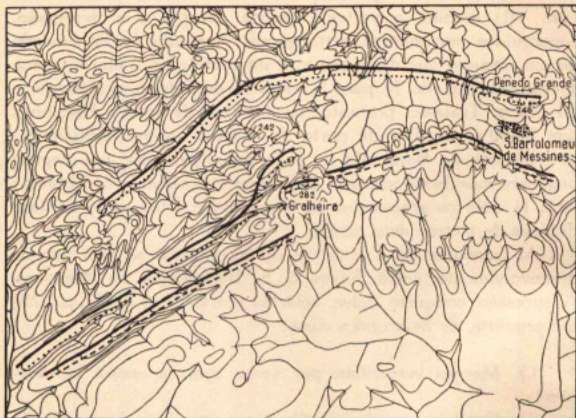


Fig. 26 — Esquema do relevo de costeiras a ocidente de S. Bartolomeu de Messines. Escala 1:85.000; equidistância de 25 m.

1 — costeira de grés triásico; 2 — costeira de dolomias liásicas.

Por cima das margas hettangianas encontram-se as camadas mais duras de toda a orla, as únicas que dão relevos verdadeiramente vigorosos: as dolomias do Liásico, a que se seguem imediatamente os calcários, também muito duros, da parte inferior do Dogger. Estas duas séries formam um conjunto muito espesso.

Os relevos estruturais mais ordenados encontram-se na área entre Silves e S. Bartolomeu de Messines (figs. 24 e 25). Distin-

guem-se aí três costeiras (fig. 26): a mais setentrional é constituída por grés vermelho do Triásico que forma bela cornija com 8-10 m de altura (est. VIII); o relevo tabular da cota 242 é composto por uma camada pouco espessa de dolomias liásicas que assentam em ofites e margas hettangianas. Um acidente tectónico faz repetir as camadas (fig. 27), aparecendo novamente o xisto, as margas triásicas, os grés formando costeira que se prolonga na direcção de Silves, as camadas brandas do Hettangiano e as dolomias liásicas que formam a Gralheira (282 m),

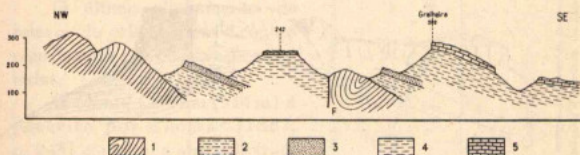


Fig. 27 — Corte pela Gralheira e cota 242.

1 — xistos; 2 — margas triásicas; 3 — grés triásicos; 4 — margas hettangianas e ofites; 5 — dolomites liásicas.

relevo vigoroso e com cornija virada ao N, e a pequena costeira da Cumeada.

As dolomias do Liásico formam, a leste de S. Bartolomeu de Messines, possante carapaça, cujas ondulações definem uma série importante de relevos. O primeiro é a Rocha de Messines 349 m, relevo tabular que se prolonga para ESE e vai passar ao sul de Alte; nas vertentes dele afloram ofites e margas do Hettangiano com leitos dolomíticos.

Ao norte desta faixa encontra-se outra semelhante e paralela (Pico Alto 1.º 276 m, Pico Alto 2.º 326 m, Atalaia 316 m); separa-as pequena depressão, correspondente a um anticlinal esviscerado, onde afloram Hettangiano, ofites e Triásico. Esta segunda faixa passa ao norte de Alte e vai formar a Rocha dos Soidos (467 m), potente carapaça monoclinai que termina por bela cornija virada ao maciço antigo (est. VIII).

A leste da Rocha dos Soidos, o entalhe de erosão da Ribeira de Alte interrompe a camada de rocha dura; em ambas as vertentes dele afloram, como sempre, as margas hettangianas e as

ofites. A bancada de rocha dura aparece novamente perto da Peninha, a cerca de 275 m de altitude; sobe rapidamente e vai formar a Rocha da Pena, o único relevo verdadeiramente vigoroso de toda a orla algarvia: uma grande superfície estrutural, com disposição em sinclinal muito aberto, limitada por imponente cornija (fig. 28). Por baixo dela encontra-se a sucessão habitual de camadas (fig. 29); o contacto com o maciço antigo, que está muito próximo, faz-se por falha.



Fig. 28 — A cornija da Rocha da Pena (dolomias liásicas sobre margas hettangianas).

Desenho de F. Galhano

As margas do Hettangiano, em parte cobertas por aluviões, têm cerca de 1 km de largura na área de Salir, um dos raros sítios onde a depressão marginal está bem desenvolvida.

As dolomias do Liásico formam ainda o extenso planalto situado entre Salir e Querença, a cerca de 250 m de altitude; entalham-no vales pouco fundos mas de paredes abruptas, como é próprio dos terrenos calcários.

Entre a Rocha da Pena e a Ribeira do Algibre, as camadas repetem-se devido a acidentes tectónicos, formando dois alinhamentos de relevos paralelos (Cabeça da Areia 377 m — Cerca do Cerro e Passarinho 339 m — Espragal 351 m), e têm disposição monoclinal que se lê nas vertentes meridionais de alguns relevos (fig. 22). Às dolomias liásicas junta-se aqui a série espessa dos calcários compactos e duros do Bajociano.

Ao sul do acidente da Ribeira do Algibre faltam as camadas que temos referido e aparece o Malm. O alinhamento de relevos situado entre esta ribeira e a depressão de Loulé corresponde a um anticlinal, como se observa na estrada Loulé — Salir. O vértice dele está um pouco ao norte da Cruz do Assomado (290 m);

aflorem aí calcários hidráulicos da base do Malm. Descendo o flanco setentrional do anticlinal, como o declive das camadas é um pouco maior que o do terreno, encontram-se estratos de idade sucessivamente mais recente (margas, calcários com fósseis siliciosos, dolomias e calcários com polípeiros) (1). A sucessão das camadas no flanco meridional é semelhante.

O último alinhamento de relevos da orla algarvia é conhecido apenas por observações isoladas.

O Monte Guilhim (314 m) é descrito por CHOFFAT [1887, p. 243] como uma abóbada fracturada, com o eixo orientado na direcção WNW-ESE. O núcleo é composto por calcários batonianos, a que se seguem margas calovianas e calcários duros do Malm, que formam os pontos mais altos (fig. 30).

A disposição das camadas no Monte de S. Miguel (411 m) é comparável (fig. 30). Um filão eruptivo atravessa-o perto da charneira anticlinal [MEDEIROS-GOUVÊA, 1938, p. 134].

O Cabeço da Câmara (228 m) é constituído por rochas do Malm levantadas quase à vertical (fig. 30).

O Cerro da Cabeça (246 m), situado a leste do S. Miguel, foi estudado por CHOFFAT [1887, p. 262 e cortes inéditos]. É for-

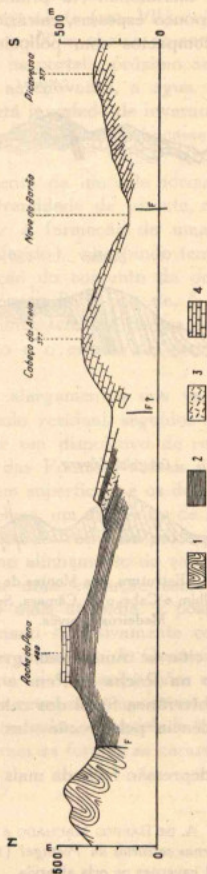


Fig. 29 — Corte nos relevos do Algarve Central.

1 — xistos do maciço antigo; 2 — Trásico e Hettangiano, constituído sobretudo por margas (incluem-se também nesta convenção algumas offites que não foi possível individualizar); 3 — offites; 4 — dolomias e calcários do Liasico.

(1) Cortes inéditos de P. CHOFFAT.

mado também de rochas do Malm que mergulham para S, com cerca de 10° de inclinação na vertente setentrional e de 30° na vertente meridional. Na primeira aparecem, a partir da base, margas pouco espessas, calcários com crinoides e rudistas e calcários compactos com polípeiros. No cimo do cerro afloram

dolomias espessas (tectó do Malm inferior). A vertente meridional é constituída por calcários, dolomias e um conglomerado vermelho (conjunto do Malm superior).

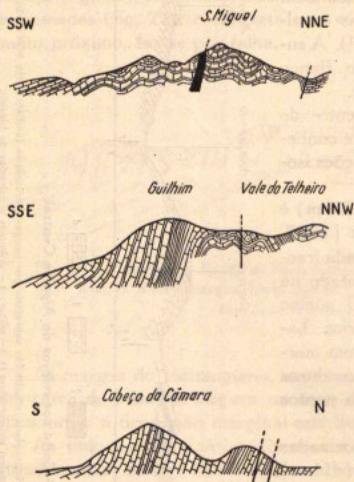


Fig. 30 — Estrutura dos Montes de S. Miguel, Guilhim e Cabeço da Câmara. Segundo Medeiros-Gouvêa.

Formas kársticas.

— Apesar da grande extensão de rochas calcárias da orla algarvia, as formas kársticas não são típicas nem muito desenvolvidas. Mesmo nos maciços calcários, existe quase sempre drenagem superficial organizada. Além dos lapíes, em geral bastante imperfeitos, que se encontram um pouco por toda a parte,

podem citar-se numerosas grutas ⁽¹⁾, pequenas dolinas (por exemplo na Rocha da Pena e na Ponta da Piedade) e a drenagem subterrânea fóssil dos calcários miocénicos do litoral, posta em evidência pelo recuo das arribas [MEDEIROS-GOUVÊA, 1938, p. 137].

A depressão fechada mais importante é a da Nave do Barão.

⁽¹⁾ A. DE BARROS MACHADO e B. DE BARROS MACHADO no *Inventário das Cavernas calcárias de Portugal* (O Instituto, vol. 105, Coimbra 1945) enumeram 71 cavernas na orla algarvia.

A forma dela lembra uma banheira : um vale rectilíneo (orientado por uma fractura E-W), com cerca de 4 km de comprimento, paredes abruptas e largo fundo plano atapetado por terra rossa. A depressão termina por um alargamento (est. VII), cujo fundo, rigorosamente plano, está perto de 100 m abaixo da antiga saída do vale (que ainda se reconhece na portela, próximo da estrada de Loulé para Salir). Durante as chuvadas, a água corre na direcção do alargamento, que está inundado de inverno (Lagoa da Nave). Na outra extremidade da depressão esboça-se também um pequeno alargamento.

A depressão deriva certamente de um vale normal que se transformou, por perdas na extremidade de jusante, num vale cego. Estas perdas deram lugar à formação de uma grande dolina (o alargamento atrás referido), cujo fundo tem servido de nível de base para a evolução do conjunto da depressão. É natural que haja perdas também na linha do vale. A designação de *poljé*, empregada por LAUTENSACH, não parece imprópria, dadas as dimensões do conjunto e o estado de evolução da dolina principal.

Encontram-se ainda vários alargamentos dos vales, com fundo plano e atapetado por solo residual, seguidos a jusante por estrangulamentos, a esboçar um dispositivo de rosário: o troço de montante da Ribeira das Pontes (Várzea da Arca), captado a jusante pela drenagem superficial, e os dois grandes alargamentos da Ribeira das Melgas, um em frente de Benafim, outro de Alte, ambos de fundo plano e fechados por estrangulamentos. Esta ribeira, que fica no alinhamento do vale cego da Nave do Barão, parece esboçar uma evolução semelhante à daquela, mas que estaria muito mais atrasada. É possível que estas depressões tenham funcionado exclusivamente como formas cársticas durante as fases de clima seco do Quaternário (as interglaciárias), enquanto, durante as de precipitações abundantes, a drenagem superficial teria retomado importância; predominariam assim, em períodos alternados, o modelado cárstico e o modelado normal, e de aí terem as formas as características de ambos.

CAPÍTULO V

O LITORAL DO ALENTEJO

I — Generalidades.

As formas e os depósitos. — Ao longo da costa ocidental portuguesa, de Sagres até ao Sado, estende-se uma planície litoral com 5 a 15 km de largura e mais de 150 km de comprimento, cujas maiores altitudes não exceedem em regra 150 m e que desce suavemente para o mar (declives de 0,5 a 1,5 por cento) ⁽¹⁾.

A planície forma uma faixa unida, que só a dissecação dos principais cursos de água interrompe. Pode ser observada facilmente das estradas de Aljezur para a praia do Monte Clérigo, de S. Teotónio para a Zambujeira e do Cercal para Vila Nova de Milfontes, que a atravessam a toda a largura.

Por vezes, como na Serra do Cercal e em frente de S. Teotónio, a superfície termina contra um abrupto; noutros locais, como em Odemira, em frente da Bordeira e da Vila do Bispo, passa-se insensivelmente da planície litoral para uma superfície, sem depósitos e dissecada pela erosão, que se estende para o interior.

A planície litoral está talhada nas rochas do maciço antigo (principalmente xistos e grauvaques); cobre-a uma película de areias que alcança raramente 20 m de espessura.

O aspecto deste depósito é bastante homogêneo: areias, geralmente finas, muitas vezes com pequenos seixos bem rolados, brancos ou amarelos. Encontram-se com frequência facies características dos depósitos da plataforma de abrasão (por exemplo na trincheira da estrada junto do «Monte» Fonte dos Monteiros, entre Vila do Bispo e a Carrapateira, e na estrada de Aljezur

⁽¹⁾ Dá-se aqui o nome de planície litoral à parte da superfície compreendida entre o mar e o primeiro alinhamento de acidentes (orientado de N a S). Os depósitos relacionados com ele continuam para o interior, mas estão deslocados e o relevo movimenta-se um pouco.

As manchas do Pliocénico do Mapa Geológico de Portugal de 1899 dão ideia da extensão da planície litoral, embora por vezes não estejam completas (por exemplo a oeste de Aljezur e ao norte da Raposeira) e compreendam depósitos situados além do primeiro alinhamento de acidentes e outros de natureza diferente (rañas e depósitos quaternários).

para a praia do Monte Clérigo): areia grossa (1 a 5 mm) e leitos de areia fina, num esboço de estratificação; a areia é lavada e os grãos perfeitamente rolados; muitas vezes o depósito contém seixos pequenos (até 2 cm), com a forma de amêndoas ou de pastilhas, também perfeitamente rolados. Encontram-se ainda, muitas vezes, seixos grosseiros e bem rolados, na base das areias, assentes no *bed-rock* de xisto. Correspondem ao avanço da transgressão e devem-se ter formado quando a arriba ainda estava próxima.

Nos arredores de Odemira (corte da estrada próximo do Moinho do Bonèzinho e captações de água para a vila) observa-se uma facies algo diferente: em baixo, camadas de areia fina ou de argila arenosa, muscovíticas e caolínicas; por cima, abrindo sulcos na formação anterior, areias mais grosseiras com leitos delgados e equidistantes de seixos de tamanho médio (à volta de 5 cm), uns bem rolados, outros mal. O depósito é de interpretação difícil. Difere muito dos terraços do Rio Mira que ficam próximos, mas a cotas mais baixas. Parece ter-se formado na desembocadura de um curso de água relativamente importante, em área de relevo fraco, com variações locais das condições de sedimentação. De qualquer modo, detritos marinhos e fluviais que se depositaram em estreita dependência do nível do mar, como é próprio das planícies litorais. Conhecem-se concreções e leitos delgados de calcário na Pederneira (ao sul de S. Teotónio) e nas proximidades do Moinho da Fataca. No primeiro local encontrou-se uma pequena fauna a que nos referiremos adiante.

Nem sempre, porém, os depósitos se apresentam como atrás se referiu. Por vezes estão remexidos, misturados com terra e arrastes dos cursos de água posteriores à regressão, outras vezes cobertos por depósitos continentais, de elementos grosseiros e mal rolados. É natural que assim suceda, pois a seguir à regressão e antes que a rede fluvial se encaixasse, correram pela planície todos os cursos de água que vinham do interior e transportavam para o mar os detritos do continente ⁽¹⁾.

Apesar de nunca terem sido encontrados fósseis marinhos, várias características mostram que se trata de uma plataforma de

(1) Note-se o depósito deste tipo situado nas proximidades do marco geodésico Montinho da Ribeira e do Monte da Algoeira (a oeste de Odemira). O depósito lembra as rañas, mas falta-lhe o barro vermelho que distingue estas.

abrasão e que o depósito é correlativo da formação dela: 1) a natureza deste (1); 2) a situação da plataforma, numa faixa adjacente ao mar; 3) a perfeição e rigidez da aplanção, que se diria talhada à faca, perfeição que as superfícies de origem sub-aérea nunca alcançam.

Idade da plataforma. — O Mapa Geológico de 1899 atribui, com razão, idade pliocénica ao depósito que cobre a plataforma (2).

Até hoje apenas se encontrou uma pequena fauna de gastrópodes continentais, no sítio da Pederneira (ao sul de S. Teotónio), em concreções de calcário silicioso, muito vacuolar e de cor clara. As concreções formam um nível, interestratificado nas areias, que foi atingido na surribo para uma vinha; encontram-se também dispersas à superfície, nas vertentes situadas um pouco mais abaixo. Estas areias pertencem a um compartimento alto, que está separado da planície adjacente ao mar por dois degraus correspondentes a escarpas de falha (mapa IV); como se verá adiante, consideramos as areias dos vários compartimentos como pertencentes à mesma formação.

Os fósseis das concreções são moldes mal conservados. F. ROMAN, que os estudou [1907, p. 39], reconheceu as formas seguintes: *Planorbis Matheroni* Fischer e Tournouër, *Planorbis praecorneus* ? F. e T., *Limnaea* do grupo de *L. heriacensis* Fontan-

(1) Durante a publicação deste trabalho foram-nos enviados os resultados do estudo de várias amostras de areias da região, efectuado por L. BERTHOIS, do Centre d'Études Océanographiques de Rennes. As amostras foram colhidas perto da aldeia de S. Teotónio (cerca de 135 m), na «Mesa» do Pinheiro (165 m), no Monte de Vale de Água da Serra (240 m), perto do Moinho da Relva Grande (313 m), e na Fonte Santa (247 m) 16 km ao sul de S. Teotónio. Como se verá adiante, a interpretação morfológica da região indica que todos estes pontos ficam situados na mesma plataforma, embora em compartimentos que sofreram deslocamentos tectónicos diferentes (vid. as localizações relativas aos quatro primeiros na fig. 34). O estudo granulométrico, morfoscópico e mineralógico das amostras, que será publicado em breve, demonstra que a sedimentação se fez em todos os locais em condições praticamente idênticas. Esta uniformidade, em área tão vasta, e sobretudo a presença de glauconite (observada em cristais muito frágeis que se opõem à ideia de redeposição) confirmam o resultado a que se tinha chegado por outros métodos: a sedimentação em meio marinho.

(2) É necessário abrir excepção, evidentemente, para as praias levantadas e as dunas quaternárias.

nes e grãos de *Chara*, que segundo o A. devem «referir-se verosimilmente» ao andar pontiano ⁽¹⁾.

É sabida a dificuldade de distinguir e classificar com rigor as inúmeras formas de gastrópodes continentais, que se agrava quando os fósseis estão mal conservados. Conhece-se também a grande permanência destas formas, de que resulta encontrar-se a mesma espécie em terrenos de idades geológicas muito diferentes ⁽²⁾.

Por estas razões, as faunas de gastrópodes continentais têm pouco valor para a determinação da idade dos depósitos ⁽³⁾. No caso presente, a fauna é pobre e está mal conservada: só foi possível fazer a classificação de duas espécies, uma delas em dúvida. Pomos por isso de remissa, como já o fez G. ZBYSZEWSKI [1949, p. 13], a atribuição de idade de ROMAN.

Vejamos a idade que se pode inferir da posição estratigráfica e morfológica da plataforma e dos seus depósitos.

Como veremos na segunda e terceira parte deste capítulo, posteriormente ao Helvetiano com fauna marinha de Odesseixe e Aljezur, o mar retrocedeu, depositou-se uma formação de calhaus mal rolados, sobreveio nova fase tectónica e só depois se deu a transgressão marinha correspondente à planície litoral: houve assim um intervalo de tempo muito considerável entre a sedimen-

(1) H. QUIRING [1936] citando Roman, dá como encontradas, no Alandroal e em S. Teotónio, 37 espécies de moluscos de água doce. Trata-se de um lapso, porquanto Roman apenas refere quatro espécies para o Alandroal e três para S. Teotónio. A lista de Quiring parece ter sido copiada do índice alfabético das espécies daquele autor [ROMAN & TORRES, 1907, p. 87].

(2) Como exemplo cite-se a fauna de gastrópodes continentais das margens do lago Vitória Nyanza referida por A. C. VEATCH [1935, p. 24]. Esta pequena fauna é constituída por quatro espécies de água doce e cinco terrestres: foi encontrada juntamente com restos de mamíferos, entre eles *Dinotherium*. A idade é Miocénico inferior (Burdigaliano). Pois bem: todas as formas de gastrópodes vivem na actualidade em África. A bibliografia especial do assunto é a seguinte: F. OSWALD: Miocene beds of Victoria Nyanza (*Geol. Soc. of London, Quart. Jour.*, vol. 70, 1914, p. 130); C. W. ANDREWS: On the lower Miocene vertebrates from British East Africa collected by Dr. FELIX OSWALD (*Geol. Soc. of London, Quart. Jour.*, vol. 70, 1914, p. 163-186) R. B. NEWTON: On some non-marine molluscan remains from the Victoria Nyanza region (*Geol. Soc. of London, Quart. Jour.*, vol. 70, 1914, p. 187-198).

(3) Vimos (p. 329) que a fauna de Figueira dos Cavaleiros, atribuída por Roman ao Quaternário é, com certeza, anterior ao Pliocénico superior, como mostra a posição estratigráfica.

tação do Helvetiano superior e a das areias da plataforma litoral, intervalo que deve corresponder ao Pontiano e provavelmente a parte do Pliocénico.

Por outro lado, ela é, com certeza, anterior ao Quaternário, pois os terraços desta idade estão embutidos nela. Na região de Odemira, a plataforma está a 130-150 m e o Rio Mira tem três níveis de terraços às alturas clássicas: um nível com grande generalidade, o Siciliano, a 80-85 m de altura, outro com cotas muito variáveis e bastante mal representado, o Millaziano (45-60 m), e outro com notável uniformidade de alturas e amplamente representado, o Tirreniano (25-28 m).

A idade da plataforma está assim localizada: é posterior ao Miocénico (mesmo provavelmente mais recente, como vimos) e anterior ao Quaternário.

As rañas também dão elementos para a fixação da idade da plataforma. Estes depósitos formaram-se provavelmente no Pliocénico superior — como mostra a série estratigráfica da Bacia do Sado e investigações noutras regiões [RIBEIRO, 1942, p. 144]. Vêm ligar-se à planície litoral, mas cobrem os seus depósitos, como se observa na raña do Roncão (vid. esboço geológico de S. Teotónio — Odemira); são-lhe portanto, posteriores.

Entre a sedimentação das areias e das rañas houve movimentos tectónicos: o «filão» da Roca (p. 416) demonstra que, posteriormente às areias, se produziram acidentes que a seguir foram mineralizados; os depósitos do Roncão (areias mineralizadas cobertas pelas rañas) mostram que estas são posteriores à mineralização e, portanto, à fase de deslocações.

Fala também no mesmo sentido o facto de não se encontrarem areias debaixo da raña da Garraza (8 km a leste de Odemira). Por comparação com a extensão que os depósitos litorais tiveram noutros pontos ⁽¹⁾ é provável que as areias tenham coberto a área da Garraza. A falta delas debaixo dos calhaus da raña (é certo que as condições de observação são más por causa do material escorregado) indica que a seguir à regressão houve uma fase de erosão, que parece natural relacionar com movimentos tectónicos.

(¹) Estes depósitos existem nos Algarves e Goias, na extremidade ocidental da Serra da Mesquita (esboço geológico de S. Teotónio-Odemira). Estenderam-se também provavelmente até ao sopé W da Foia, como mostra a formação da Fonte Santa.

As rañas aparecem assim como correlativas de certo relevo e seguindo-se, como noutras regiões do país, a fases importantes de deslocação.

Vejamos os possíveis enquadramentos dos depósitos da plataforma de abrasão no conjunto do Pliocénico português. A imagem deste sistema ⁽¹⁾ é a de um ciclo de sedimentação — correspondente a uma transgressão — a que se seguiu um começo de regressão.

GEORGES ZBYSZEWSKI, numa publicação recente [1949, p. 23], resumiu da seguinte forma a evolução deste período:

1.º — A la fin du Pontien la mer se retire partout, ne subsistant que dans la zone de l'estuaire du Tage et peut être de celui du Sado. Des mouvements déformants se font sentir à cette époque.

2.º — Au Pliocène inférieur une transgression marine se produit. Elle est nette, dans la péninsule de Setubal où les gisements fossilifères marins s'étendent jusqu'à Pinhal Novo, et en de nombreux points du littoral entre Lisbonne et Leiria, où divers gisements fossilifères sont connus. Cette transgression a envahi une topographie préexistente avec des vallées bien individualisées.

3.º — Progressivement la mer se retire du littoral qu'elle avait envahi. Elle y fait place à un régime de lagunes et de lacs dans lesquels se forment des dépôts de lignites, de tripoli et d'argiles à végétaux, le climat de l'époque étant chaud et humide (Pliocène moyen).

4.º — Une transgression s'amorce au Calabrien, envahissant la zone littorale. Le sommet du remblaiement consécutif à cette avancée de la mer se place à 160 m environ. Le climat pendant ce temps devient plus aride. De mouvements déformants se font sentir en différents points du pays.

5.º — Une régression s'annonce, qui se continuera dans le Quaternaire. En même temps se forment de nombreux dépôts détritiques à la surface des plaines littorales et dans l'intérieur.

O Pliocénico inferior encontra-se em áreas deprimidas — bacias de sedimentação, fossos, etc.; a sua altitude absoluta não vai além de 100 m. Pelo contrário, o Pliocénico superior encon-

⁽¹⁾ Aceitando a cronologia que faz principiar o Quaternário com o nível siciliano (80-90 m).

tra-se acima desta altitude ⁽¹⁾, assenta nos depósitos do Pliocénico inferior e é transgressivo sobre áreas não deprimidas (plataformas de abrasão).

O Pliocénico do litoral do Alentejo só pode corresponder à série referida por ZBYSZEWSKI no n.º 4, pela sua altitude, por não ser coberto por outros depósitos pliocénicos marinhos e por truncar uma massa continental. A seguir à deposição dele, mas ainda dentro do Pliocénico, o mar desceu até ao nível siciliano (80-90 m) que marca o começo do Quaternário. Durante esta regressão deram-se movimentos tectónicos que, como veremos, deslocaram a plataforma, e depositaram-se as rañas. Nestas condições, e até se encontrarem novos elementos de datagem, pode atribuir-se a transgressão da planície litoral ao Calabriano inferior e a formação das rañas ao equivalente continental do Calabriano superior (fim do Villafranquiano).

Deformações da plataforma. — É duvidoso se a inclinação da plataforma é original ou proveniente de deformações tectónicas. O pendor para o mar é sensivelmente uniforme, o que sugere um declive original; o valor dele, embora possa parecer exagerado, não exclui esta possibilidade. Com efeito, o pendor de uma plataforma de abrasão varia muito com as condições locais: calibre dos seixos e quantidade de material fornecido pelo continente (dependentes da qualidade da rocha, da intensidade do ataque do mar e da altura da costa), agitação do mar (frequência, tamanho e incidência das vagas) e facilidade de evacuação do material (existência de correntes litorais, proximidade dos grandes fundos e arrastes de material das regiões vizinhas).

No caso presente, a comparação com a plataforma submarina fronteira mostra que a inclinação da planície litoral não é exagerada: é sensivelmente igual em ambas ⁽²⁾.

Note-se que a plataforma submarina não é uma plataforma

⁽¹⁾ Estas altitudes devem considerar-se apenas como referências, pois no nosso país a formação está com frequência deslocada.

⁽²⁾ A inclinação da planície litoral varia entre 4 e 14 p. 1000; como média podem-se tomar 10 p. 1000, valor à volta do qual se agrupa cerca de metade das determinações (valores baseados em 15 determinações no mapa 1:100.000, entre Vila Nova de Milfontes e a costa ao este de Vila do Bispo).

A plataforma submarina é constituída por duas faixas com inclinações diferentes. Junto da costa, até à isóbata — 100 m, o declive varia entre 10 e 16,6 p. 1000. Entre a isóbata — 100 m e a — 150 m há uma espécie de rechã

de abrasão simples, mas o resultado de longa evolução, em que as oscilações do nível do mar, no Quaternário, devem ter tido influência importante.

Embora a inclinação geral da planície litoral seja possivelmente original, a existência de deformações é certa.

A plataforma foi afectada por acidentes tectónicos: movimentos de balança e falhas. Estudam-se adiante os fossos das Arrifoias, de Aljezur e da Sinceira e as deslocações da área de S. Teotónio, razão porque não se trata agora o assunto.

Na área da Torre de Aspa parece haver também uma deformação: a superfície forma uma espécie de empolamento (cúpula muito rebaixada) que atinge 159 m no marco geodésico (a 1,5 km do mar), enquanto que, mais para o interior, não sobe além de 135 m (Pena Furada).

É impossível precisar a altitude a que a plataforma se formou. Os seus depósitos encontram-se hoje a cotas muito dispares, desde cerca de 50 m, próximo do mar, até 320 m no Moinho da Relya Grande (extremidade NW da Serra da Mesquita) e 347 m na Fonte Santa (10 km ao ENE de Aljezur). De maneira geral, as maiores altitudes da planície litoral, a ocidente da primeira linha de acidentes tectónicos andam entre 120 m e 160 m. Como se verá, parece existir um nível a 120-140 m, embutido na plataforma que alcança cotas muito mais altas.

A região está profundamente dissecada por grande número de cursos de água, que se formam facilmente nos xistos e grauvaques, rochas impermeáveis, e a que a proximidade do mar dá grande vigor. As vertentes destes vales, sempre muito declivosas, chegam a alcançar pendores à volta dos 45°.

A película de depósito, embora delgada e de areia não consolidada, tem grande importância para a preservação da plataforma: como é muito permeável, a água da chuva infiltra-se

(declive entre 5,1 e 7,8 p. 1000). Para lá, começa o declive continental; na parte superior dele, as inclinações são de 15,5-29,9 p. 1000. (Determinações feitas nas Cartas Hidrográficas do Ministério da Marinha, desde 5 km ao norte de Vila Nova de Milfontes até à Ponta da Arrifana, em locais com fundo de rocha; mais para S a plataforma é perturbada pelo vale submarino do Cabo de S. Vicente).

A diferenciação das duas faixas parece estar relacionada com os movimentos do nível do mar durante o Quaternário. A faixa entre —100 m e —150 m deve corresponder à plataforma de abrasão do Würm.

rapidamente nela e a circulação superficial, única capaz de exercer forte acção erosiva, é substituída pela subterrânea. As águas circulam na base das areias e, onde o depósito é suficientemente espesso, formam uma linha de nascentes no alto da arriba (Zambujeira, Vila Nova de Milfontes). Uma vez desaparecida a camada de areia, forma-se, nos xistos impermeáveis do Carbónico, uma densa circulação superficial que os disseca rapidamente.

Formas litorais recentes. — A planície litoral é uma superfície unida, como mostram as vistas dos cortes das Ribeiras de Aljezur (est. IX) e de Seixe; em geral não se distinguem nela os degraus correspondentes à descida rítmica do nível do mar durante o Quaternário (¹).

Existem praias levantadas quaternárias, mas a distinção dos seus níveis oferece grandes dificuldades, dada a escassez de degraus topográficos e a semelhança dos sedimentos pliocénicos e quaternários: só nos locais onde há bons cortes, principalmente ao longo da arriba, este estudo oferece boas perspectivas.

Na região de Vila Nova de Milfontes foram descritas várias praias levantadas, desde o nível actual até ao Tirreniano [BREUIL, RIBEIRO & ZBYSZEWSKI, 1943, p. 78-94]. Nas proximidades da Carrapateira, foi possível distinguir quatro níveis [FEIO, 1949 c, p. 90]: a) o Tirreniano, a 30-43 m de altitude, b) Grimaldiano II, a 7-8 m de altura, c) nível consolidado e coberto pela duna fóssil à altura das preamares actuais, d) praia de base da arriba fossilizada pela duna consolidada, que parece estar a um nível inferior ao das baixamare actuais. O último deve corresponder a um nível, pouco mais baixo que o actual, que existe no litoral inglês (²); é todavia possível que os níveis citados nas duas alíneas correspondam à mesma posição do mar.

Em todo o litoral, de Sines ao Cabo de S. Vicente, são frequentes as aplicações de dunas consolidadas. Estas dunas, com fauna de gastrópodes continentais, descem abaixo do nível do mar e formam mesmo ilhéus próximo da costa (Ilha do Pece-

(¹) Há, todavia, excepções, por exemplo o degrau à cota 100 m, por baixo do marco geodésico Fonte da Telha (ao norte da estrada para a praia da Zambujeira).

(²) Informação verbal de A. Guilcher.

gueiro, em Sines; Pedra do Cavaleiro, na Carrapateira). Entre o último e a costa reconstitui-se perfeitamente o perfil da duna, que sobe a 60 m na arriba e se liga ao ilhéu, situado a 400 m de distância, em pleno mar. As dunas não se podiam formar, evidentemente, com o mar na posição actual. Devem atribuir-se à regressão do Würm ⁽¹⁾, quando o mar, baixando cerca de 100 m, deixou a descoberto largas praias de areia varridas pelo vento, numa faixa com perto de 8 km de largura ⁽²⁾.

A evolução da costa. — A plataforma de abrasão pliocénica termina por uma arriba alta (80-100 m na região de Aljezur, 70-100 m na Fuselha, 106 m no Miroiço, 125 m na Barriga, 130 m na Torre de Aspa). A base da arriba é atacada furiosamente pelas vagas. A praia tem perfil de juventude: arribas verticais, com desmoronamentos, plataforma de abrasão muitas vezes nua, agulhas e ilhéus de rocha, separados de terra pelo rápido avanço do mar, e formas de erosão diferencial (filões exumados e furnas abertas ao longo de falhas e de filões). As cornijas de sapa estão mal desenvolvidas no calcário e faltam no xisto, provavelmente por a rocha ser branda e a sua coesão ter sido muito diminuída pelas acções tectónicas, especialmente pelas inúmeras falhas que a retalham.

O traçado da costa, em pormenor, também mostra muitas irregularidades, como saliências, prolongando os promontórios e desintegrando-os em ilhéus pela acção das vagas, e agulhas (como na Ponta da Arrifana e na Pedra da Manteiga, 5 km ao SW da Carrapateira). Só há praias na foz dos cursos de água; algumas reentrâncias estão fechadas por cordões litorais e entulhadas (praia da Bordeira). Estas formas indicam o fim da juventude; devem-se, evidentemente, às mesmas acções que são responsáveis pelo modelado do perfil da praia.

(1) A duna da Carrapateira é de uma fase adiantada do Würm porque fossiliza uma arriba cuja praia de base não se conhece mas está abaixo do nível actual. Se esta praia de base corresponder ao Grimaldiano III (entre o Würm II e o Würm III da classificação de Milancovitch), a duna será do fim do Würm.

(2) Não se encontra, na área estudada, qualquer apoio para as ideias de J. Bourcart acerca da evolução do litoral português. Este autor baseia-se nomeadamente em observações muito incompletas e não toma na devida conta o facto de determinada duna poder assentar sobre elementos morfológicos e geológicos diferentes. Veja-se a este respeito BOURCART [1936] e ZBYSZEWSKI & MEDEIROS-GOUVÊA [1937a e 1937b].

O traçado em conjunto da linha de costa está, pelo contrário, regularizado, adaptado à estrutura e às condições locais, mostrando «curvas simples mas distintas, relacionadas com a natureza da rocha [JOHNSON, 1938, p. 344], como é característico do estado de maturidade. Com efeito, numa costa sensivelmente rectilínea, de orientação provavelmente tectónica, as saliências correspondem a rochas eruptivas (Sines) e secundárias (Carra-pateira, Cabo de S. Vicente) ou a sítios onde a plataforma de abrasão está a maior altura (Aljezur, Torre de Aspa).

A aparente contradição entre esta regularização do traçado da costa e o perfil da praia explica-se, contudo. Desde o Pliocénico, esta parte da costa tem uma posição e um traçado próximos dos actuais. Durante o Quaternário, o nível do mar sofreu as oscilações eustáticas glaciárias e foi descendo de maneira rítmica, como mostram os níveis de terraços e de praias que há na região (especialmente no Rio Mira).

Em cada nova fase desta descida, a linha de costa recuava e ia tomar posição na sua antiga plataforma de abrasão, portanto numa superfície já regularizada. A evolução do litoral, de acordo com as leis da erosão marinha, tendia também a regularizar cada vez melhor o traçado da costa. Embora nas fases interglaciárias o nível do mar subisse, a linha de costa ia sempre ficar numa área já regularizada, visto aquele nunca mais ter atingido, muito menos excedido, a altura da plataforma pliocénica. Assim se explica a actual regularização do traçado da costa nas grandes linhas.

Pelo contrário, o perfil da praia depende principalmente do tempo que decorreu depois de o nível do mar ter tomado a posição correspondente a essa praia. Como a posição actual do nível do mar é recente, a praia e a arriba têm perfil de juventude.

Pode-se fazer ideia do tempo que decorreu desde que o nível do mar alcançou a posição actual e da velocidade de recuo da arriba.

A posição actual do nível do mar (final da transgressão flandriana) parece poder fazer-se corresponder ao máximo da transgressão do mar de Litorina no norte da Europa ⁽¹⁾, que,

(¹) Trata-se da última transgressão assinalada no norte da Europa. A subida do mar para o nível actual não pode ser anterior à transgressão do mar com Litorina, porque, pouco antes do começo dela, ainda os gelos cobriam a maior parte da Escandinávia. O nível do mar tinha de estar portanto, relativamente baixo.

por sua vez, parece um pouco posterior ao *optimum* climático pós-glaciário.

O máximo da transgressão do mar de Litorina foi datado de 2.000-3.000 anos a. C. na Dinamarca, valor que parece aceitável apesar de nos outros países escandinavos lhe terem sido atribuídas datas mais recuadas. Esta antecipação explica-se pelo rápido levantamento isostático do norte da Escandinávia, que, a partir de certa altura, veio compensar e até exceder a subida geral do nível do mar ⁽¹⁾.

Por outro lado, entre as Dornas e a Pedra do Cavaleiro (Carrapateira), ainda se reconstitui o perfil da duna consolidada würmense ⁽²⁾ até mergulhar no mar (est. X). Quando o mar atingiu o nível actual alcançou a duna na Pedra do Cavaleiro, que se encontra hoje a 400-500 m da arriba. O recuo da arriba foi portanto no local de 400-500 m em 4.000-5.000 anos, isto é, de cerca de um metro por cada dez anos.

Este valor deve-se tomar apenas como estimativa local. Aplica-se a uma costa muita exposta e a uma arriba talhada em duna consolidada. Nesta parte da costa há todavia locais onde a arriba não recuou, como mostra a mesma duna consolidada, conservada até ao nível do mar (est. X).

* * *

Entre Odemira e o litoral meridional, uma série de acidentes tectónicos, alinhados aproximadamente de N a S, deslocam a plataforma de abrasão pliocénica. Formam um primeiro conjunto na região Odemira — S. Teotónio, reconhecem-se próximo de Odesseixe, e originaram, mais ao S, os gräben de Aljezur e da Ribeira da Sincera. Estudá-los-emos pela ordem por que se mencionam.

II — Tectónica e morfologia da região de S. Teotónio — Odemira.

Três elementos dominam o relevo da região (vid. esboço geológico): a planície litoral, uma faixa complexa de acidentes e uma extensa plataforma deslocada — como uma prancha inclinada

(1) Acerca desta cronologia, vejam-se: ZEUNER [1950, esp. p. 67, 84 e 105-109]; e TROELS-SMITH [1937].

(2) Formada provavelmente, como vimos atrás, na parte final do Würm (Würm III).

segundo a diagonal — que sobe de W para E, a partir da linha de acidentes ⁽¹⁾ e do N para o S, isto é, na direcção da montanha ⁽²⁾. Em toda a região se encontram os mesmos depósitos detríticos: rañas, areias pliocénicas e uma formação de calhaus mal rolados que descreveremos adiante. Por haver tantos elementos comuns, estuda-se a região em conjunto. Mas os mesmos elementos tomam aspectos diferentes segundo os locais: nas Arrifoias, a plataforma deslocada está abatida em relação aos terrenos vizinhos, a zona de deslocação dá um pequeno horst e a erosão levou as areias, de maneira que o depósito de calhaus mal rolados aflora em grandes extensões; ao sul de S. Teotónio, a zona de acidentes forma como que uma pequena escadaria, a plataforma deslocada está mais alta do que ela, e as areias cobrem muito maior extensão do que os calhaus mal rolados.

A região é heterogênea, mas as diferentes partes estão intimamente relacionadas; nem sempre é possível, por isso, ordenar convenientemente as descrições e a discussão dos problemas, evitando repetições.

No que se segue, faz-se primeiro uma descrição das condições morfológicas, estratigráficas e tectónicas, caminhando do N para o S, discutem-se a seguir alguns problemas cujo esclarecimento depende do estudo de toda a região (como a natureza e significado do depósito de calhaus mal rolados) e, por fim, faz-se um apanhado tectónico do conjunto.

O fosso das Arrifoias ⁽³⁾. Na parte N da área estudada distinguem-se (fig. 31), de W para E, os seguintes cinco elementos: a planície litoral (120-130 m), um pequeno horst (140-160 m), uma depressão detrítica coroada por um nível de areias pliocénicas (a cerca de 120 m), a «mesa» da Galinha, nível vasto e perfeito a cerca de 100 m de altitude e cascalheiras extensas e inclinadas que alcançam a cota 199 m. Os últimos três elementos resultam

⁽¹⁾ O desnível pode ser dado pelas cotas seguintes: Cascalho 199 m, cota correspondente ao mesmo nível estratigráfico nas Arrifoias 100 m. Mais ao S, as areias pliocénicas estão, no Moinho da Relva Grande, a 310 m, no Casoto a 205 m.

⁽²⁾ Areias pliocénicas no Moinho da Relva Grande a 310 m, nas Arrifoias a 119 m.

⁽³⁾ No presente trabalho, usa-se, à falta de melhor, o termo «fosso» para designar uma depressão tectónica (Arrifoias fig. 31, Aljezur fig. 35) formada pela parte abaixada e limitada por falha de um flanco monoclinal.

da acção da erosão sobre a plataforma deslocada que se referiu atrás.

A planície litoral não está bem conservada. À custa dela desenvolveram-se valeiros largos e pouco profundos, mas a superfície pode restituir-se pelos interflúvios de maneira aproximada. A estrada de Odemira para S. Teotónio, que nesta parte corre entre 110 m e 128 m, dá ideia da maior altitude dela: 120-130 m.

A planície litoral é limitada a E por uma linha de pequenas elevações (140-160 m) coroadas por areias semelhantes às da planície, mas consolidadas por cimento ferro-manganesiano que forma crosta. Esta linha de elevações corresponde a um pequeno horst. A falha que a separa da planície litoral não foi observada aqui, mas alguns quilómetros mais a S (estrada da Zambujeira), no prolongamento do mesmo alinhamento (1).

(1) Outros argumentos confirmam que o degrau entre a planície e a linha de alturas é de natureza tectónica.

A parte superior da série

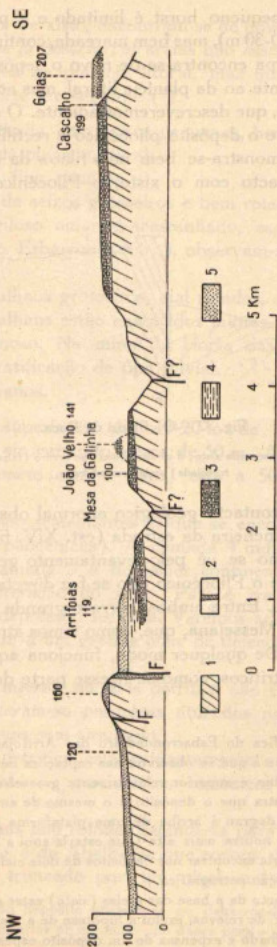


Fig. 31 — O fosso das Arrifolhos.

1 — xistos; 2 — filão de dolerite; 3 — calhaus mal rolados (Pliocénico inferior?); 4 — formação argilosa (Pliocénico inferior?); 5 — arcias marinhas (Pliocénico superior).

O pequeno horst é limitado a E por uma escarpa de xisto, baixa (20-30 m), mas bem marcada, contínua e rectilínea. Para além da escarpa encontra-se de novo o depósito pliocénico, com facies semelhante ao da planície litoral, mas aqui assente num complexo detritico, que descreveremos adiante. O contacto entre o xisto da escarpa e o depósito pliocénico é rectilíneo; a natureza tectónica dele demonstra-se bem no «filão» da Roca (fig. 32 e est. XII): no contacto com o xisto, o Pliocénico, constituído por areias

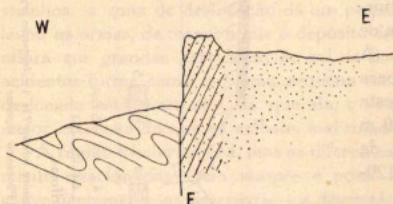


Fig. 32 — O «filão» da Roca.

À esquerda xisto; à direita areias; ao centro (faixa tracejada) areias consolidadas.

com pequenos seixos, está fortemente consolidado por cimento ferro-manganesiano; nestas condições, a erosão rebaixou mais o xisto que o Pliocénico e exumou o plano de contacto que, como se observa, é vertical.

O contacto geológico anormal observa-se um pouco mais a S, na trincheira da estrada (est. XIV, fig. 1).

Como se vê pelo levantamento geológico, o contacto entre o xisto e o Pliocénico não se faz directamente, na maior parte da extensão. Entre ambos, corre o grande filão dolerítico de S. Teotónio — Messejana, que, como vimos atrás é provavelmente muito antigo. De qualquer modo, funciona aqui, em relação aos depósitos detriticos, como se fizesse parte do maciço antigo.

estratigráfica do Esbarrondadoiro das Arrifoias, situado a leste do degrau, é semelhante à que se observou nas captações de água para Odemira (complexo inferior fino e superior relativamente grosseiro), situadas a oeste dele. Este facto mostra que o depósito é o mesmo de ambos os lados e exclui a assimilação do degrau à arriba de uma plataforma de abrasão de cota 120-130 m, embutida noutra mais alta (que estaria aqui a 140-160 m), pois só por grande acaso se iria encontrar nos depósitos de dois ciclos marinhos distintos, a mesma diferenciação petrográfica.

O facto de a base das areias (xisto) estar a alturas diferentes na planície e na linha de relevos, exclui a hipótese de a planície ser apenas um degrau de erosão talhado a expensas de um depósito espesso.

Na base da escarpa de xisto, encontram-se de novo as areias pliocénicas, com a facies já descrita; as areias não assentam aqui no xisto, como acontece na planície litoral, mas num espesso depósito detrítico. O corte é o seguinte ⁽¹⁾:

- 6 — Areia avermelhada com seixos pequenos, bem rolados, semelhante à da planície litoral.
- 5 — Areia amarela, fina, micácea.
- 4 — Leito delgado de seixos grosseiros e bem rolados.
- 3 — Complexo argiloso amarelo-acastanhado, espesso; na base (corte do Esbarrondadoiro), observam-se concreções calcárias.
- 2 — Camadas de calhaus grosseiros, mal rolados, com areia cinzenta. Os calhaus estão envolvidos muitas vezes num induto ferruginoso. Na mina da Horta das Arrifoiás observa-se estratificação de tipo fluvial.
- 1 — Xistos moscovianos.

As três camadas superiores têm 17-20 m de espessura. As camadas 2 e 3 têm, em conjunto, cerca de 50 m. A base do depósito detrítico (contacto com o xisto) está a 50-75 m de altitude.

As camadas 5 e 6 são semelhantes às que se encontram na planície litoral (areias pliocénicas). A camada 4 indica a base da série marinha. A camada 3 é de facies continental; o seu material provém da alteração do xisto. Parece tratar-se do preenchimento de uma depressão fechada. Veremos adiante que a camada 2 corresponde a um grande cone de dejectão fluvio-torrencial.

A idade da parte inferior da série detrítica não é determinável com precisão. Fizeram-se pesquisas aturadas nas argilas para encontrar fósseis, mas sem resultado.

Todo o complexo detrítico está evidentemente numa área abatida. Veremos adiante os movimentos tectónicos que lhe deram origem.

O depósito de calhaus mal rolados estende-se para E. Entre as Ribeiras do Marmelo e da Abelheira, que correm profundamente encaixadas, está truncado por um nível muito amplo,

⁽¹⁾ A parte superior do depósito observa-se no Esbarrondadoiro das Arrifoiás (est. XIII); a parte inferior no caminho que desce para a ribeira e na mina da Horta das Arrifoiás.

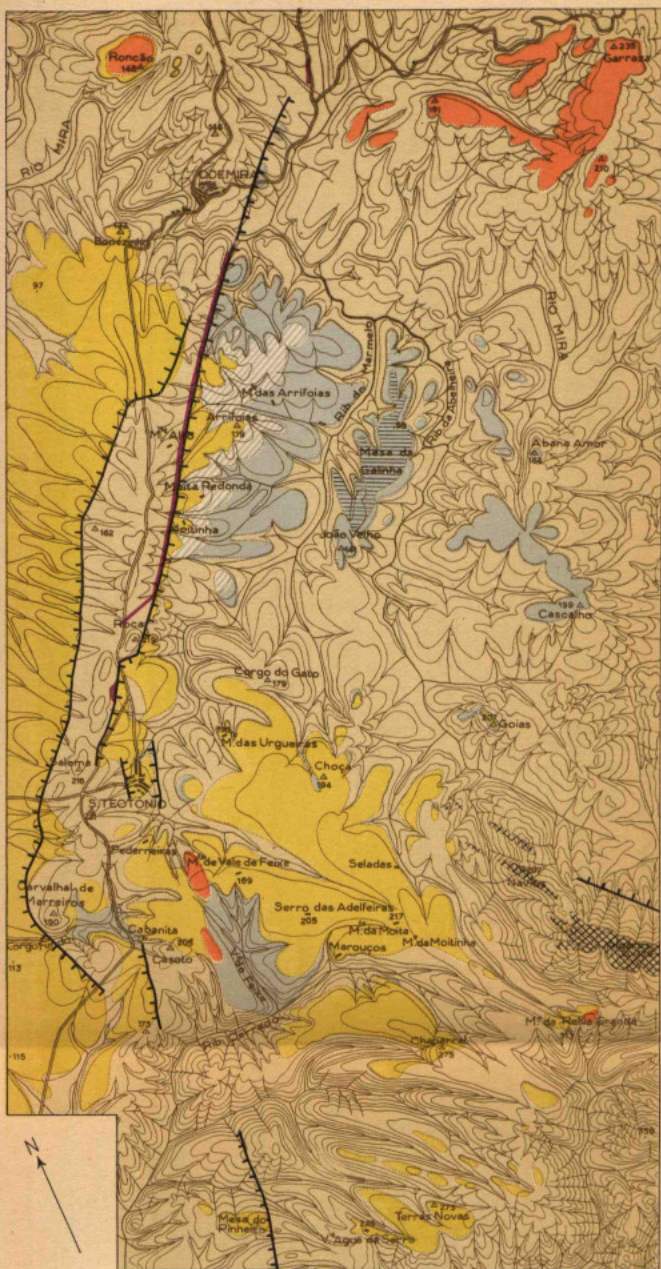
perfeitamente plano e com pequena inclinação para jusante — a «mesa» da Galinha. O nível tem cotas de 108 e 110 m na parte de montante e de 96 e 99 m na parte de jusante (declive de cerca de 0,5 ‰). Vai ligar-se, a pequena distância (2-2,5 km), ao terraço siciliano do Rio Mira, que está a 90 m. Trata-se de um nível de erosão, talhado na formação de calhaus mal rolados (C. 2); na extremidade de montante dele ainda existe um resto da formação não aplanada: o pequeno relevo João Velho que se eleva a 141 m.

A grande extensão e perfeição do nível quaternário compreendem-se: foi talhado numa região tectonicamente deprimida, em depósitos detríticos não consolidados e por cursos de água constantemente saturados (pois dispunham de material detrítico em excesso).

O facto de dois cursos de água (as Ribeiras do Marmelo e da Abelheira), aproximadamente paralelos, se terem desenvolvido a partir de um mesmo nível siciliano é difícil de explicar e sugere influências tectónicas, ou directas, ou pelo menos que facilitassem a acção da erosão.

A formação de calhaus mal rolados constitui, a leste da Ribeira da Abelheira, extensa plataforma, a «mesa» do Cascalho. A maior altitude dela é de 199 m (pirâmide Cascalho). A plataforma desce suavemente para W e com declive bem marcado para NNW. Os calhaus formam manto pouco espesso, estão envolvidos em areia cinzenta-acastanhada e têm por vezes um induto ferruginoso. Mais ao N, nas proximidades do Monte do Abana Amor, encontram-se retalhos da mesma formação, menos extensos e pior conservados. Esta plataforma — alta, plana, um pouco inclinada e constituída por calhaus mal rolados — lembra muito as rañas e foi por nós assim considerada [FEIO, 1949 a, p. 196-198].

A identidade de facies com as manchas de calhaus mal rolados (C. 2) da série detrítica das Arrifoiás, mostra que se trata da mesma formação. As condições topográficas e estratigráficas no Cerro de Goiás (207 m) confirmam esta maneira de ver. Este cerro, de perfil trapezoidal imperfeito, fica situado 2,6 km ao sudoeste da extremidade da plataforma do Cascalho; é constituído por xisto, mas, no cimo, encontram-se calhaus mal rolados análogos aos daquela plataforma, cobertos por restos, escassos mas perfeitamente caracterizados, de Pliocénico marinho. Este



ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE S. TEOTÓNIO-ODEMIRA

1—Xistos do Carbónico; 2—Quartzites do Carbónico; 3—Filão de dolerite; 4—Formação de calhaus mal rolados (Pliocénico inferior 1); 5—Formação de argilas continentais (Pliocénico inferior 2); 6—Arcas da planície litoral (Pliocénico superior); 7—Casalheiras de raia (Pliocénico superior); 8—Nível quaternário (Siciliano), talhado em 4; 9—Escarpa de falha.

Escala: 1:100.000. Equidistância das curvas de nível: 25 m.

Por falta de rigor da base topográfica não se marcaram alguns pequenos afloramentos, em especial os terraços quaternários do Rio Mira.

facto mostra que o depósito da plataforma do Cascalho é anterior ao Pliocénico marinho, embora aí não se encontrassem restos desta formação ⁽¹⁾.

O depósito de calhaus mal rolados, eventualmente com a sua cobertura de argilas (C. 3), foi assim truncado pelo mar do Pliocénico e coberto pelo respectivo depósito. Nas partes altas (« mesa » do Cascalho), a erosão destruiu a cobertura de rochas facilmente arrastáveis pela escorrência e exumou a superfície de calhaus mal rolados. Assim, uma formação anterior ao Pliocénico marinho ⁽²⁾, com características petrográficas comparáveis às das rañas, forma como elas uma plataforma alta e plana.

A disposição das camadas e o facto de a série detrítica das Arrifoias terminar a W contra uma falha (fig. 31), mostram que toda a área a leste dela está balanceada. Vimos que os movimentos posteriores às areias alcançaram 20-30 m (desnível entre as areias pliocénicas no cimo do horst e no sopé W dele). Ora a base da série detrítica está a 50-75 m e o xisto no horst sobe até 150 m, o que torna necessário um abatimento total de 100 m, pelo menos. Como a rejeição posterior às areias pliocénicas foi só de 20-30 m, anteriormente a elas deu-se um abaixamento pelo menos de 70-80 m.

O depósito de calhaus mal rolados deve ter tido certa generalidade, mas foi destruído pela erosão, nomeadamente pela abrasão da plataforma pliocénica, e só se encontra hoje nas áreas em que movimentos tectónicos anteriores a esta abrasão o colocaram abaixo do nível da transgressão pliocénica, preservando-o assim da destruição.

A região de S. Teotónio. — Os elementos morfológicos que estudámos na área das Arrifoias prolongam-se para o S e vão encontrar-se na região de S. Teotónio. A planície litoral tem feição idêntica à referida anteriormente. A parte mais alta da aplanação tem cotas de 125-140 m, mas as areias sobem um

(1) O alto de Goias (207 m), visto da extremidade da plataforma do Cascalho (199 m), projecta-se exactamente, a ponto de ser difícil distingui-lo, no rebordo fronteiro da plataforma de S. Teotónio, situado poucos quilómetros mais além (Seladas, cerca de 230 m). Este facto mostra que os três pontos referidos pertencem à mesma superfície plana, a superfície do Pliocénico marinho, cujo depósito ainda se encontra em dois deles (Goias e Seladas).

(2) Como se disse, as rañas vêm por cima desta formação.

pouco mais, aplicadas à escarpa de xisto. É sempre limitada do lado de terra por um abrupto de falha.

O horst alarga-se e torna-se um elemento morfológico importante. As duas falhas que o limitam observam-se nesta área, uma na estrada Odemira — S. Teotónio, a sudoeste da pirâmide Roca, 219 m, a outra no ramal para a Zambujeira (est. XIV).

Para leste desta faixa de acidentes, encontra-se uma extensa plataforma, plana, coberta pelo depósito habitual de areias pliocénicas e situada a cerca de 200 m de altitude (o « Mar Alto », na feliz expressão do povo). Esta plataforma, que designaremos pelo nome de S. Teotónio, é a plataforma inclinada que já referimos e que se estende desde as Arrifoias até ao Moinho da Relva Grande. Vejamos as altitudes dela, a partir da extremidade setentrional. Na área das Arrifoias tem 119-127 m (cotas das rechãs cobertas de areias pliocénicas na base da pequena escarpa de xisto); no Monte da Roca (cota do « filão ») já está a 157 m. Na pequena superfície situada ao sul da pirâmide Roca, as areias atingem 172 m (falha da trincheira da estrada); alcançam 178 m na superfície entre o Corgo do Gato e o Monte das Urgueiras; 186 m ao pé deste Monte, 189 m no Monte de Vale de Feixe e 205 m no Cerro das Adelfeiras. Mais para S, o declive acentua-se, mas a superfície continua unida até para além da cota 300 m (Monte da Moita 217 m, Moinho da Moitinha 235 m, Chaparral 275 m, seixos marinhos que afloram por baixo da raña a leste do Moinho da Relva Grande 320 m) ⁽¹⁾.

A plataforma de S. Teotónio é extensa ⁽²⁾, plana e muito perfeita; constituem-na areias pliocénicas com a facies habitual. As únicas protuberâncias são formadas por pequenos morros de areia consolidada por cimento ferro-manganesiano, que naturalmente emergem quando as areias são um pouco rebaixadas pela erosão. Estas pequenas protuberâncias são frequentes e, dada a sua posição, fáceis de anotar.

⁽¹⁾ A superfície em frente de S. Teotónio é quase horizontal (o declive no troço Monte das Urgueiras — Monte de Vale de Feixe é apenas de 0,26 %). O troço desde a superfície ao sueste do Corgo do Gato (178 m) até ao Monte da Moita (217 m), que compreende o anterior, tem o declive médio de 0,61 %. Entre o Monte da Moita e o Moinho da Relva Grande, o declive é de 2,4 %.

⁽²⁾ O esboço geológico mostra a extensão dela — toda a área de areias pliocénicas desde o Corgo do Gato até ao Moinho da Moitinha.

A faixa de deslocções tem o carácter de um horst simples desde as proximidades de Odemira até perto de S. Teotónio; mais para S, as deslocções complicam-se e a faixa tem mais o carácter de uma escada que conduz da planície litoral para a plataforma de S. Teotónio.

Na área da pirâmide Roca (219 m), a zona deslocada forma um horst (fig. 33, corte 1). A plataforma interior, a 160-170 m, termina ao W por uma falha (172 m) que se observa na trincheira da estrada (est. XIV). A escarpa de xisto não é alta nem perfeita, mas segue-se bem. O xisto forma uma lomba estreita que se eleva cerca de 30 m acima da plataforma. O desnível para o lado do mar é um pouco maior. Deste lado o contacto faz-se também por falha.

Este dispositivo segue-se até perto de S. Teotónio. Na área desta povoação a complexidade é maior — ou as boas condições de observação dos cortes das estradas permitem reconhecê-la melhor.

O contacto entre a planície litoral e o horst de xisto (Salema) faz-se por uma falha que se observa na estrada para a Zambujeira (est. XIV). A leste deste horst, encontram-se dois pequenos compartimentos abatidos e só para além do barranco de S. Teotónio se entra no regime regular da plataforma interior (o «Mar Alto»). A falha a leste da Salema é a mesma do corte 1. A falha seguinte observa-se no ramal de S. Teotónio para a Zambujeira, à saída da primeira daquelas povoações (est. XVI). A falha do barranco de S. Teotónio determina-se pela diferente posição das formações nas vertentes daquele. Os limites dos dois pequenos compartimentos abatidos não se seguem com facilidade em planta: a camada superior (areias pliocénicas) foi por vezes arrastada pelas águas; aflora então, na superfície do compartimento, a formação subjacente (calhaus ou xisto) que se confunde com o pequeno degrau que separa os compartimentos. Por esta razão e pela deficiência da escala do mapa topográfico da região, não se fez no esboço geológico a separação completa dos compartimentos.

A área ao sul de S. Teotónio é muito complexa; só um levantamento geológico pormenorizado permitiria esclarecê-la completamente. Dá-se aqui a transição dos dispositivos que encontrámos ao N para os que existem mais a S. As escarpas são pequenas e, como estão cobertas por areias escorregadas, nem sempre é possível separar os degraus.

Na direcção do Casoto (fig. 33, corte 3), dois degraus desnivelam superfícies a cerca de 125 m, 173 m e 205 m. A mais alta (Casoto 206 m, Cerro das Adelfeiras 205 m) é a plataforma de S. Teotónio, representada por extensos níveis de areia e rasgada pelo fundo sulco do barranco de Vale de Feixe, inteiramente talhado na formação de calhaus mal rolados. No cimo da vertente ocidental do barranco, por cima das areias, nota-se uma pequena aplicação de depósito grosseiro de tipo raña.

O nível situado a oeste do Casoto está a cerca de 170 m; um degrau de xisto separa-o do nível alto ⁽¹⁾. Mais abaixo, encontra-se outro nível de areias, o da planície litoral, cuja aplanção alcança cotas de 125 m. Vimos nos cortes anteriores que o contacto entre a planície litoral e a escarpa de xisto se fazia por falha.

Não há cortes que permitam observar a natureza do degrau entre os compartimentos de 170 m e de 206 m. Consideramo-lo como um degrau de falha, por analogia com o que se observa nos outros desnivelamentos da região e porque parece ser a continuação do degrau que se encontra mais a S, entre a Mesa do Pinheiro e a de Vale de Água da Serra.

Para o sul da cota 173 m (Moinho do Salgadinho), a Ribeira do Cerrado e os seus afluentes dissecam profundamente a topografia. Apenas entre a Mesa do Pinheiro e a de Vale de Água da Serra (fig. 33, corte 4) se conseguem reconstituir as formas: a superfície pliocénica desce gradualmente desde a Relva Grande (313 m) até ao Monte de Vale de Água da Serra (249 m) (est. XVI); encontra-se depois um degrau com cerca de 100 m de altura pelo qual se desce para uma plataforma extensa e coberta de depósito — a Mesa do Pinheiro (165 m). Mais ao ocidente estão as areias da planície litoral, a um nível mais baixo.

O degrau entre a Mesa do Pinheiro e a de Vale de Água da Serra será devido a um abaixamento do nível de base ou a

⁽¹⁾ O nível de 170 m parece insinuar-se para montante, ao longo da Ribeira do Cerrado e depois pelo barranco de Vale de Feixe. Este facto significaria que a erosão trabalhou tempo considerável em função de um nível de base (local ou geral) com esta altitude. Observação mais cuidada permite todavia reconhecer que não se trata propriamente de um nível de erosão mas da exumação da superfície de base das areias do nível alto. Esta exumação podia dar-se com a erosão a trabalhar em função de qualquer nível de base mais baixo, e carece, por isso, de significado.

uma falha? Os barrancos fundíssimos que entalham o degrau permitem examinar o depósito até ao xisto, embora não dêem um corte fresco em que se observe a superfície de contacto. As areias pliocénicas têm espessura considerável (cerca de 20 m), mesmo até ao contacto com o xisto, facto que não está de acordo com a explicação por níveis embutidos: neste caso, o xisto seria a antiga arriba e o depósito de praia devia morrer em bisel na base dela. Consideramos, por isso, o degrau como uma escarpa de falha.

Mais para S, o Rio Seixe abre um entalhe fundíssimo, com cerca de 200 m, comparável ao do Douro. No interior só se encontram restos do depósito de areia onde ele está consolidado por cimento ferro-manganesiano; estudaremos estes depósitos quando tratarmos do fosso de Aljezur.

Resumindo: a passagem da planície litoral para a plataforma pliocénica deslocada faz-se por degraus tectónicos de disposição e grandeza variáveis. Na direcção das Arrifoias a plataforma está baixa e é separada da planície litoral por um pequeno horst; ao sul da Roca, o dispositivo é semelhante, mas o horst é mais largo e a plataforma está mais alta; mais a S (corte 2), a descida do horst para o nível interior é complicada por um fosso, onde se situa a povoação de S. Teotónio. Ainda mais ao S (cortes 3 e 4), desaparece o horst; entre a plataforma e a planície litoral há um degrau intermédio, a cerca de 170 m de altura. A planície litoral que, em regra, termina por uma aplanação com cotas entre 120 m e 140 m, parece relativamente estável na vizinhança destes elementos deformados.

Arredores de Odesseixe. — A tectónica dos arredores de Odesseixe é complicada; só um levantamento geológico que defina com rigor os limites das formações permitirá conhecer a extensão dos abatimentos e a direcção dos acidentes. Reconhecimentos feitos na região mostram a existência de duas manchas principais de depósitos anteriores às areias calabrianas, uma na margem direita do Rio Seixe, entre a estrada nova e a Ribeira do Cerrado (ao sul do Monte do Choeiro), e outra na margem esquerda, na área dos Montes da Carvalha e do Touril.

O melhor corte na série estratigráfica da mancha da margem direita observa-se ao norte do Monte do Telheiro (ou Foros de Vale da Telha). O fundo do vale, onde está uma vinha, e a parte

de baixo da vertente são formados por argilas e calcários arenosos do Miocénico, com *Ostrea crassissima*; na parte de cima da vertente aflora o depósito de calhaus mal rolados; na chã superior aparecem as areias calabrianas. O depósito está num fosso cujas falhas se observam facilmente nos fundos cortes abertos pelos cursos de água.

Na margem esquerda, os depósitos aparecem num graben muito estreito e alongado na direcção N-S, que começa para além da várzea do Rio Seixe e passa na vinha do Monte do Touril; mais para o S, ainda se encontram escassos restos de depósitos. O melhor corte observa-se na portela, entre os dois montes citados. Caminhando de E para W, encontram-se na base as areias, por cima o depósito de calhaus mal rolados, mais acima as areias e, a cota mais elevada, os xistos do maciço antigo. O contacto faz-se por falha, mas entre os depósitos do fosso e os xistos do maciço antigo aparece espesso filão de dolerite, num dispositivo inteiramente semelhante ao do contacto ocidental do graben das Arrifoiás.

O interesse morfológico dos depósitos e abatimentos na área de Odesseixe é local; são muito importantes, todavia, por mostrarem a relação de idade entre o depósito de calhaus mal rolados e o Miocénico marinho (Helvetiano superior).

Natureza e significação do depósito de calhaus mal rolados. — O depósito de calhaus mal rolados cobre grande extensão entre S. Teotónio e Odemira e atinge, por vezes, grande espessura.

Nos afloramentos meridionais é um depósito de sopé típico, formado por grande espessura de calhaus angulosos (Barranco de Vale de Feixe), ou com as arestas um pouco boleadas (afloramentos a oeste da Cabanita), com raros leitos de material mais fino, areia grossa ou argila com pequenos calhaus. A maioria dos calhaus é de quartzite, mas também os há de xisto e, em pequeno número, de quartzo. Nestes afloramentos, a maioria dos calhaus tem dimensões entre 10 cm e 20 cm, mas aparecem também com 30 e 40 cm.

Mais ao N, o material está um pouco melhor rolado. Na mina das Arrifoiás, há estratificação de tipo fluvial, com leitos arenosos, certa calibragem do material e orientação dos calhaus.

de baixo da vertente são formados por argilas e calcários arenosos do Miocénico, com *Ostrea crassissima*; na parte de cima da vertente aflora o depósito de calhaus mal rolados; na chã superior aparecem as areias calabrianas. O depósito está num fosso cujas falhas se observam facilmente nos fundos cortes abertos pelos cursos de água.

Na margem esquerda, os depósitos aparecem num graben muito estreito e alongado na direcção N-S, que começa para além da várzea do Rio Seixe e passa na vinha do Monte do Touril; mais para o S, ainda se encontram escassos restos de depósitos. O melhor corte observa-se na portela, entre os dois montes citados. Caminhando de E para W, encontram-se na base as areias, por cima o depósito de calhaus mal rolados, mais acima as areias e, a cota mais elevada, os xistos do maciço antigo. O contacto faz-se por falha, mas entre os depósitos do fosso e os xistos do maciço antigo aparece espesso filão de dolerite, num dispositivo inteiramente semelhante ao do contacto ocidental do graben das Arrifoiças.

O interesse morfológico dos depósitos e abatimentos na área de Odesseixe é local; são muito importantes, todavia, por mostrarem a relação de idade entre o depósito de calhaus mal rolados e o Miocénico marinho (Helvetiano superior).

Natureza e significação do depósito de calhaus mal rolados.—O depósito de calhaus mal rolados cobre grande extensão entre S. Teotónio e Odemira e atinge, por vezes, grande espessura.

Nos afloramentos meridionais é um depósito de sopé típico, formado por grande espessura de calhaus angulosos (Barranco de Vale de Feixe), ou com as arestas um pouco boleadas (afloramentos a oeste da Cabanita), com raros leitos de material mais fino, areia grossa ou argila com pequenos calhaus. A maioria dos calhaus é de quartzite, mas também os há de xisto e, em pequeno número, de quartzo. Nestes afloramentos, a maioria dos calhaus tem dimensões entre 10 cm e 20 cm, mas aparecem também com 30 e 40 cm.

Mais ao N, o material está um pouco melhor rolado. Na mina das Arrifoiças, há estratificação de tipo fluvial, com leitos arenosos, certa calibragem do material e orientação dos calhaus.

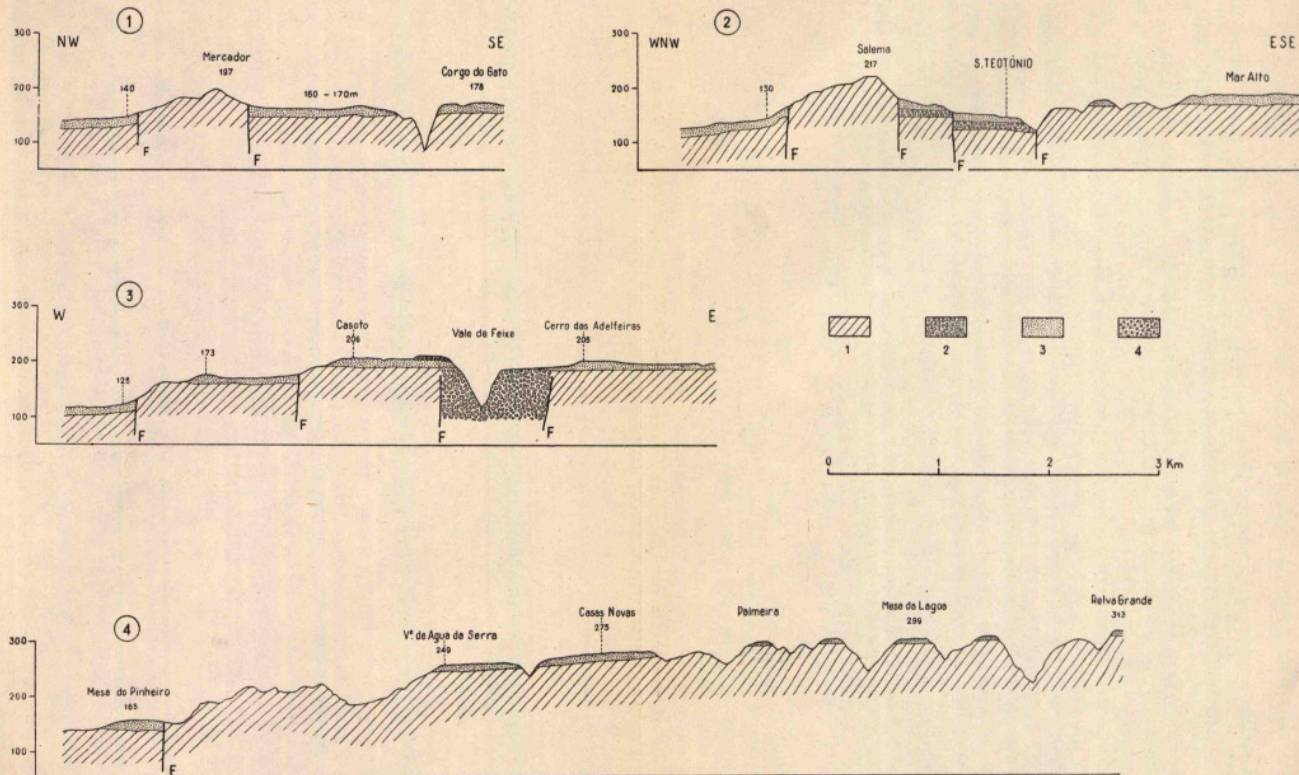


Fig. 33 — Cortes na área de S. Teotónio.

1 — xistos; 2 — calhaus mal rolados (Pliocénico inferior?); 3 — areias marinhas (Pliocénico superior); 4 — calhaus de tipo raia.

Faltam os grandes calhaus adventícios e a pasta argilosa que caracterizam as rañas.

O esboço geológico mostra a extensão da formação ⁽¹⁾. A espessura dela é muito variável. No barranco de Vale de Feixe, mediram-se 100 m, sem alcançar a base de xisto. No corte da estrada a oeste da Cabanita a espessura é de cerca de 60 m. Existem muitas aplicações com poucos metros de espessura, entre as areias da plataforma de S. Teotónio e a base de xisto; nem todas puderam ser marcadas no esboço geológico. Na área das Arrifoias, a espessura é de cerca de 25 m.

O contacto do depósito com o xisto, nos únicos dois cortes em que foi possível observá-lo ⁽²⁾, faz-se por falha.

Trata-se, nos afloramentos meridionais, de um depósito de sopé, retomado por um curso de água médio, talvez um pequeno rio (área das Arrifoias). O clima não tinha o rigor do clima das rañas, pois o escoamento parece ter sido regular.

O facto de o depósito ser constituído principalmente por quartzite, rocha que só existe na Serra da Mesquita, mostra que não se trata de enchimentos locais de pequenos fossos, mas do depósito correlativo de uma surreição da Serra da Mesquita ⁽³⁾.

A formação das Arrifoias traz novos argumentos no mesmo sentido. Efectivamente, as características e o modo de jazida dela só se explicam por sedimentação de superfície e abatimento posterior, pois, a não ser assim, a posição baixa desta formação só se podia explicar por uma das hipóteses seguintes: a) a cascalheira ser correlativa do enchimento de um fosso tectónico; b) ter-se depositado dentro de um sulco de erosão.

A primeira hipótese não está de acordo com o rolamento do material que, embora imperfeito, denota transporte considerável, nem com a proveniência dele. A segunda hipótese não está de acordo nem com a posição inclinada do bed-rock, nem com a grande largura da cascalheira (medem-se hoje 7 km).

⁽¹⁾ Conhece-se outra mancha de certa importância, entre Porto da Silva e Odesseixe. É possível que haja ainda outras por reconhecer.

⁽²⁾ Na trincheira da estrada, à saída de S. Teotónio para a Zambujeira (est. XVI) e numa curva do caminho velho, próximo do Porto da Silva (2 km ao ENE de Odesseixe).

⁽³⁾ Note-se, porém, que no corte da estrada à saída de S. Teotónio, os calhaus são todos de xisto, o que sugere a formação, simultânea com a surreição da Mesquita, de pequenas escarpas de xisto, que teriam fornecido o material para os depósitos que se constituíram nas vizinhanças delas.

Também não há indícios de continuação do sulco fluvial, tanto para montante como para jusante.

O depósito deve, assim, ter-se espalhado à superfície, preenchendo talvez também pequenos fossos. Abatimentos tectónicos posteriores colocaram alguns retalhos dele abaixo do nível a que se veio a desenvolver a transgressão calabriana, preservando-os da destruição. As pequenas aplicações que se encontram entre o xisto e as areias pliocénicas da plataforma de S. Teotónio, ou correspondem a pequenos fossos ou a ondulações da superfície de base.

A idade do depósito de calhaus mal rolados, impossível de determinar com rigor, está contudo definida pela posição relativa dele. É anterior às areias, provavelmente do Calabriano inferior, e posterior ao Helvetiano superior. Entre este e o depósito de calhaus mal rolados houve ainda uma regressão, visto o segundo ser continental. Cai, assim, com muita probabilidade no Pliocénico inferior, embora com certa margem para o Pliocénico médio, ou o Pontiano. A última data parece-nos excessiva, pois, como veremos, julgamos contemporâneas as elevações do degrau da Mesquita e da Serra do Caldeirão, e a juventude desta indica idade mais recente.

Referimos atrás a grande semelhança da formação de calhaus da plataforma do Cascalho — quando observada apenas à superfície — com as rañas, a ponto de ter sido classificada como tal. Este facto mostra que é necessário ser muito prudente ao classificar como rañas formações em que não haja bons cortes. As características que, num exame de superfície, permitem distinguir a formação do Cascalho das rañas típicas são duas: a ausência de pasta argilosa, aqui substituída por um material intersticial arenoso, e a falta da cor vermelha. O valor destas características é, assim, mais uma vez posto em evidência, e parece legítimo tirar a consequência que, em áreas de xisto, não se podem classificar como rañas formações em que elas faltem.

Relações entre a plataforma e o degrau da Mesquita. —

Na extremidade meridional da Serra da Mesquita, a 310 m de altitude, existem rechãs bem marcadas, talhadas na quartzite. Numa delas (mina dos Algarres, cerca de 400 m ao sul do «monte» do mesmo nome) ainda se conserva o depósito pliocénico, graças à consolidação ferro-manganesiana habitual. As rechãs ficam

atrás da direcção presumível da falha da Mesquita. Estes factos mostram :

1) Que a falha da Mesquita já tinha jogado e já existia o relevo quando se depositou o Pliocénico. A altura da Serra media-se então, aproximadamente, pela altitude acima do nível actual de 310-320 m — que então correspondia ao nível do mar ;

2) Vê-se assim que a elevação da serra, posteriormente ao depósito, foi de cerca de 150 m — diferença entre a cota a que hoje se encontra o Pliocénico no sopé dela (310-320 m), e aquela a que foi depositado, provàvelmente 160-170 m ;

3) Mostram também estes factos que o grande desgaste, feito pela erosão, que se encontra ao norte da Serra da Mesquita (cursos de água com o leito à cota 50 m e mais baixo) é todo posterior à deposição do Pliocénico, mais, à elevação tectónica dele.

Nível de abrasão de 120-140 m. — Encontram-se também aqui sinais de um nível de abrasão a esta altitude, correspondem ao que existe no litoral algarvio e no Guadiana ; este nível ter-se-ia desenvolvido depois dos movimentos tectónicos principais e estaria, por isso, pouco deformado.

A observação mais demonstrativa faz-se na estrada da Zambujeira, à entrada na planície litoral (fig. 33, corte 2). Uma aplanção bastante perfeita vem morrer a cerca de 130 m na base da vertente, não muito abrupta mas bem marcada, do primeiro alinhamento de relevos. Pois bem : o contacto entre as areias e o xisto, que se faz por falha (est. XIV, fig. 2), não está na base da escarpa mas 30 m mais acima ; as areias alcançam no lábio da falha a cota 160 m. Há, assim, um nível a 130 m distinto da superfície de enchimento das areias que estão no lábio da falha (e que devem corresponder às da plataforma que se estende para leste de S. Teotónio).

Observação semelhante repete-se no contacto entre a planície litoral e a primeira linha de acidentes, ao sul do Corgo Fundo, mas aqui, graças à consolidação ferro-manganesiana, o nível primitivo das areias está ainda conservado e abaixo dele desenvolve-se o nível de 130 m.

É inegável também certa permanência de cotas entre 120 e 140 m, na extremidade da planície litoral. Para o sul da região referida, as observações são difíceis por faltar o levantamento cadastral.

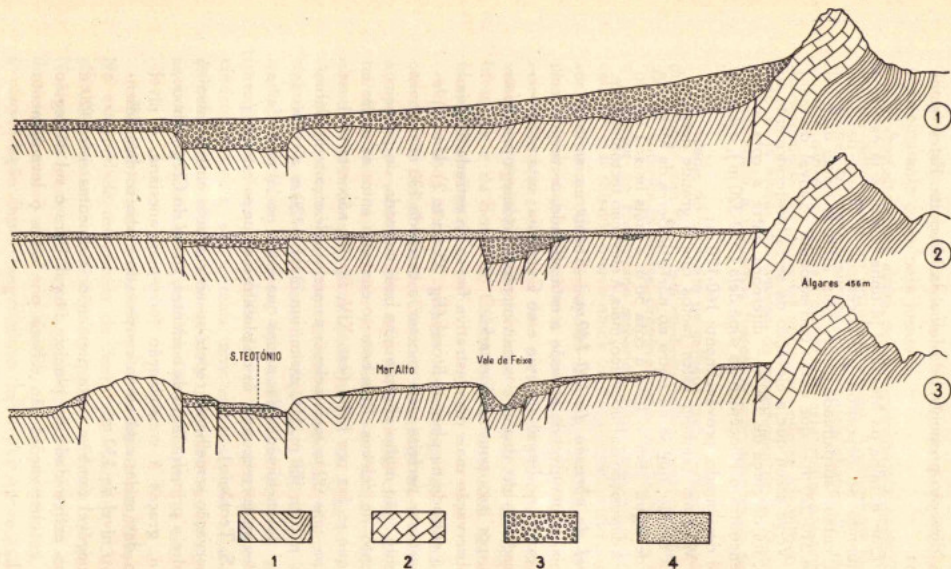


Fig. 34 — Evolução da área de S. Teotónio.

Numa primeira fase tectónica elevou-se a Serra da Mesquita e produziram-se pequenos abatimentos; deu-se a seguir o derrame de calhaus mal rolados (desenho 1). A seguir, formaram-se os gräben principais e uma transgressão marinha truncou o maciço antigo e os depósitos à mesma altura e depositou uma película de areias (desenho 2). Finalmente, nova fase tectónica deslocou a plataforma de abrasão e balançou-a elevando a montanha; na regressão que se seguiu o relevo foi profundamente dissecado (desenho 3).

1 — xistos; 2 — quartzites; 3 — calhaus mal rolados (Pliocénico inferior ?); 4 — areias marinhas (Pliocénico superior).

Fases da evolução do relevo. — Depois de termos tentado esclarecer os principais problemas que surgem ao estudar a área de S. Teotónio — Odemira, vejamos as fases, todas posteriores ao Helvetiano superior, que é possível distinguir na evolução do relevo :

1) Surreição do relevo na área da Mesquita e provavelmente formação de pequenos acidentes noutras áreas.

2) Derrame, correlativo da fase anterior, do depósito de calhaus mal rolados, que veio cobrir, na área de Odesseixe, o Helvetiano superior com fauna marinha.

3) Fase de abatimentos; formação dos fossos principais (Arrifoias, Vale de Feixe, Cabanita).

4) Transgressão marinha que truncou à mesma altura, o maciço antigo e os depósitos detríticos; deposição das areias marinhas. Provavelmente, Calabriano inferior.

5) Nova fase tectónica, que seguiu as directrizes da anterior e deslocou a plataforma de abrasão. Elevação da montanha.

6) Mineralização das areias pliocénicas em vários locais, em regra relacionada com falhas. É provável que esta mineralização tenha começado antes, talvez na fase 4.

7) Deposição das rañas, já em fase de regressão (correspondente talvez ao Calabriano inferior). Desenvolvimento do nível marinho embutido de 120-140 m.

8) Continuação da regressão até à posição actual. Exumação da plataforma do Cascalho. Formação do nível siciliano da Galinha e demais terraços e praias quaternárias. Profunda dissecação do relevo.

III — O fosso de Aljezur.

Na região de Aljezur existe também um fosso tectónico importante, marcado no relevo por uma depressão e pela orientação N-S da rede hidrográfica. A situação e o dispositivo geral são semelhantes aos dos que se encontram mais ao N: o fosso está colocado entre a plataforma litoral e a montanha, estende-se paralelamente à costa e tem disposição monoclinal. No fundo dele encontra-se Miocénico marinho fossilífero; a erosão desgasta facilmente as rochas brandas desta formação, exumando assim os xistos e grauwagues do Carbónico, em especial a escarpa

muito abrupta onde tem assento a vila de Aljezur. A drenagem da região faz-se principalmente por duas ribeiras orientadas pelo acidente, que confluem próximo da povoação, para atravessar em seguida o bloco de xisto que separa o graben do mar. Em frente de Aljezur, o Miocénico foi em grande parte escavado e, no seu lugar, estende-se larga planície aluvial; na área das nascentes das ribeiras, a massa miocénica conserva-se intacta debaixo da cobertura de areias pliocénicas.

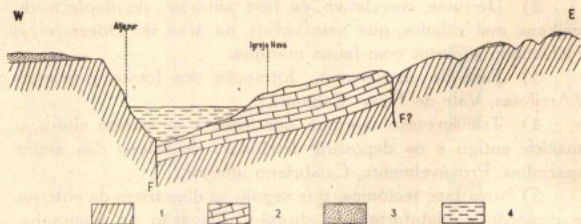


Fig. 35 — Corte esquemático do graben de Aljezur.

1 — xistos; 2 — calcários miocénicos; 3 — areias do Pliocénico superior; 4 — aluviões.

A escarpa de Aljezur corresponde a uma falha: o contacto anormal xisto-miocénico observa-se com toda a nitidez ao norte da estrada para a praia do Monte Clérigo. Contudo, como veremos adiante, a escarpa actual só em parte é original (rejeição posterior ao depósito pliocénico); a outra parte resulta da exumação do plano de falha pela erosão diferencial.

Estratigrafia. — Na depressão encontra-se a seguinte série estratigráfica (fig. 35):

a) — *Miocénico*. Constitui uma formação de composição petrográfica variada, em que predominam calcários gresosos brancos, fossilíferos, de cor amarela, com intercalações margosas. Na parte inferior da formação ocorre um conglomerado fino, de elementos angulosos e cimento calcário, com alguns fósseis marinhos (*Cardium*, espinhos de equinodermes, etc.). Na parte superior, encontra-se calcário pulverulento com glauconite e dentes de esqualo [BOURCART & ZBYSZEWSKI, 1940, p. 27].

G. ZBYSZEWSKI [1946, p. 9] indica a fauna seguinte: *Chlamys catalaunica* ALM., *Pecten Fucshi* FONT., *P. subarcuatus* TOURN.,

P. fraterculus Sow., *Clypeaster marginatus* LAM., além de algas de vários géneros. Também se encontra *Schyzaster scillae* DESOR.. Esta fauna indica o Helvetiano superior, provavelmente equivalente à zona VI b do Miocénico de Lisboa (classificação de COTTER).

A série miocénica deve alcançar a maior espessura junto da falha que a limita ao W; não se conhece, todavia, o total desta espessura.

As margas arenosas atrás referidas que constituem intercalações pouco espessas no corte debaixo do lugar da Igreja Nova têm, a E, maior desenvolvimento. Reconhece-se aqui a sua origem continental, pois contêm leitos de calhausinhos angulosos. Há assim passagem lateral da formação constituída essencialmente por calcários marinhos para outra constituída por margas arenosas continentais.

Observa-se o mesmo facto entre o Moinho da Malveira e a Mesa do Soromineiro. O vale da ribeira é dissimétrico: na vertente ocidental, mais abrupta, afloram calcários; a oriental, talhada em terrenos margosos, é mais suave.

Estes factos mostram que o limite entre as áreas de sedimentação marinha e continental, embora sujeito a oscilações, passava na região.

b) *Pliocénico*. — Por cima da série miocénica, encontram-se areias pliocénicas do tipo várias vezes referido anteriormente. Na sua base, isto é, no contacto com o Miocénico, ocorre com frequência um leito de calhaus bem rolados — o depósito da base da transgressão marinha. A formação tem a espessura habitual.

c) *Aluviões*. — Toda a várzea de Aljezur, como a que se estende desde esta povoação até ao mar, é constituída por aluviões. Não existem cortes nesta formação; à superfície, os terrenos são argilosos. As aluviões devem ter grande espessura (da ordem da meia centena de metros), como indicam a disposição das vertentes e os resultados de sondagens feitas em formações semelhantes. O depósito deve-se à última oscilação do nível do mar; na regressão würmiense os cursos de água abriram sulcos profundos, que o aluviamento correlativo da transgressão flandriana atulhou, formando várzeas extensas, que constituem a maior riqueza da região.

Dispositivo tectónico.— O complexo miocénico inclina-se levemente — cerca de 10° — para o ocidente, limitado deste lado pela falha já referida. Do lado da serra, o dispositivo parece ser diferente. Na extremidade norte do graben, não há falha: o Miocénico assenta normalmente no bed-rock de xisto e está inclinado para o W como se observa na área do Moinho dos Abris (fig. 36). Mais para o S, a observação do contacto é difícil. Por enquanto, não se pode generalizar a todo o fosso o

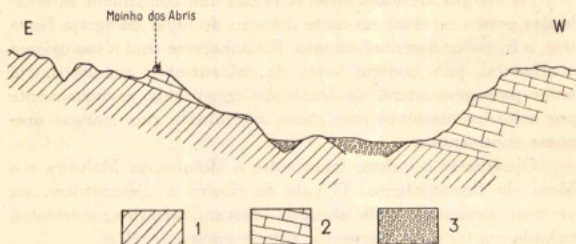


Fig. 36 — Corte na área do Moinho dos Abris.

1 — xisto; 2 — Miocénico; 3 — aluviões.

dispositivo da extremidade N; só um estudo geológico completo e o levantamento do mapa permitiriam conhecer com segurança a natureza dele. Dado o estilo tectónico da região, é provável que também existam falhas no contacto deste lado. O dispositivo geral é, todavia, de tipo monoclinal.

O Pliocénico tem grande desenvolvimento na planície litoral, que, como habitualmente, desce na direcção do mar. Ao norte de Aljezur, a plataforma sobe de 85 m para 121 m (Aldeia Velha); ao sul da vila as cotas são mais altas: 115 m (Arrifana) junto do mar e 146 m no bordo da falha.

A plataforma é limitada a E pela falha de Aljezur, orientada de N a S e marcada sempre por um degrau topográfico. Em frente da povoação, o degrau conduz directamente à planície aluvial; falta por isso o Pliocénico. Ao sul dela (Montes da Alcaria e Alto de Baixo), há uma escarpa de xisto abrupta; na base desta, portanto já dentro do fosso, encontra-se o Pliocénico na posição normal, assente no Miocénico. O desnível entre os depósitos pliocénicos do cimo e da base da escarpa é de 60-70 m.

Ao norte da povoação o dispositivo é semelhante. Existe também um degrau, rectilíneo e situado na continuação da escarpa de Aljezur, mais baixo — cerca de 30 m — mas igualmente bem marcado. Na base dele aparece de novo o Pliocénico.

Vimos que a falha de Aljezur deslocou o Miocénico: ao longo dela observa-se o contacto anormal desta formação com o maciço antigo. A falha jogou antes de se terem depositado as areias pliocénicas, pois a W dela as areias assentam no xisto e a E conservou-se Miocénico, graças ao abatimento; mas jogou também depois da deposição das areias: o contacto anormal entre esta formação e o xisto pôde ser observado numa mina para rega, aberta no Monte do Alto de Baixo (2,4 km ao sul de Aljezur). No caminho do Moinho da Malveira para o Algarvinho, mesmo na base do degrau, observa-se um dispositivo semelhante ao « filão » da Roca: as areias, em contacto anormal com o xisto, estão consolidadas por cimento ferro-manganesiano (cota das areias consolidadas 85 m). O desnível entre as areias pliocénicas do compartimento superior e as do compartimento inferior é, pois, puramente tectónico.

A superfície pliocénica não está bem conservada dentro da depressão, por causa da erosão da Ribeira da Cabeça Calva, que corre no meio dela. A leste deste curso de água, o Pliocénico alcança 123 m na Mesa do Sorominheiro e, mais além, 186 m na Pedra Furada (assim denominada de uma pequena furna na crosta ferro-manganesiana). Até este local as areias formam superfície unida; mais para E só se avista o xisto: está-se na serra, relevo fortemente dissecado pela erosão, formado por cabeços e cristas que se elevam para o interior. Logo a leste da Pedra Furada, existe um pequeno degrau que se conhece com dificuldade nos interflúvios de xisto. O degrau é sempre pouco distinto, já porque é baixo (escassa meia centena de metros), já porque a erosão entalhou profundamente todas as formas da região; segue-se para o N e para o S com o traçado que mostra o mapa morfológico.

Na base do degrau, próximo da Pedra Furada, observam-se restos do depósito pliocénico, com grandes calhaus rolados que poderiam significar proximidade da arriba (1). Contudo, calhaus

(1) Veremos a seguir que as areias pliocénicas se estenderam muito mais para E; assim a suposta arriba marcaria apenas o final de um nível marinho embutido numa plataforma mais extensa.

semelhantes, na base das areias, encontram-se muito mais para o ocidente; podem corresponder ao avanço do mar e ter-se formado correlativamente com as posições sucessivas do recuo da arriba. Por outro lado, o facto de o degrau estar aproximadamente à mesma cota e ter a direcção do degrau entre a «Mesa» do Pinheiro e a de Vale de Água da Serra indica que se trata de um acidente da mesma natureza, talvez em continuidade com este.

Para lá do degrau, o relevo eleva-se; só se vêem cristas de intersecção e barrancos fundíssimos. Dir-se-ia impossível que ainda existissem restos da formação pliocénica. É, porém, o que acontece, graças à consolidação ferro-manganesiana que conservou um testemunho da formação que, pela posição e altitude, tem a maior importância para reconstituir a história morfológica da região ⁽¹⁾.

O retalho de Pliocénico encontra-se na Fonte Santa, a 347 m de altitude, aproximadamente a meia distância entre o maciço eruptivo de Monchique e a falha de Aljezur. Forma uma pequena plataforma com o comprimento de uma centena de metros e metade da largura, cujo perfil trapezoidal sobressai no horizonte (est. XIX) ⁽²⁾. As areias não estão particularmente bem roladas, mas debaixo delas encontram-se seixinhos marinhos característicos. A assimilação deste depósito ao do fosso de Aljezur e da planície litoral não oferece dúvidas; não só as facies são semelhantes, como já encontrámos, ao estudar a região de S. Teotónio, este mesmo depósito a uma cota próxima (320 m, ao sueste do Moinho da Relva Grande).

Assim, o flanco da serra, desde o graben de Aljezur até, pelo menos, à Fonte Santa, que em conjunto se restitui perfeitamente pelos cabeços e cristas como uma superfície inclinada, não é mais do que a plataforma pliocénica elevada, balançada e, depois, dissecada pela erosão. Até onde se terá estendido, para E, esta superfície? Da Fonte Santa até ao maciço eruptivo de Monchique não há qualquer relevo que pudesse ter limitado a superfície ou o campo de sedimentação pliocénica; o terreno continua fortemente atacado pela erosão, a subida entre a Fonte Santa e o pé do maciço eruptivo é mais lenta (cerca de 0,8 ‰) do

⁽¹⁾ Existem ainda outros pequenos restos de areias consolidadas, a oeste do degrau, no sítio do Barracão, a cerca de 200 m de altitude.

⁽²⁾ A Fonte Santa é visível da estrada Odesseixe-Aljezur.

que entre a base da falha de Aljezur e aquela (3%). A sedimentação pliocénica (provavelmente a sedimentação marinha, mas pelo menos uma sedimentação de planície litoral comandada pelo nível do mar) deve por isso ter chegado à base do maciço eruptivo de Monchique ⁽¹⁾ (rechãs de 400 m nas proximidades de Marmeleite), constituindo, portanto, uma aplanação de toda a área a ocidente deste maciço.

Esta superfície, com os respectivos depósitos, foi deslocada

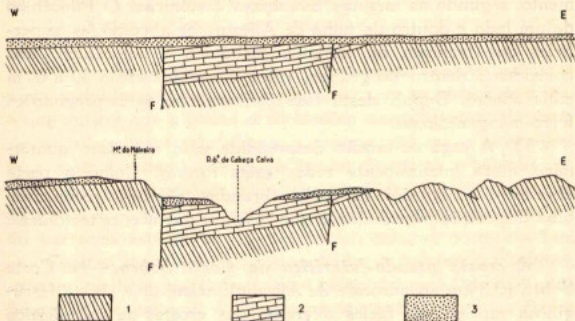


Fig. 37 — Evolução do graben de Aljezur.

1 — xistos; 2 — formação calcária do Miocénico; 3 — areias do Pliocénico superior.

tectonicamente: abateu no graben de 30-60 m e foi elevada na serra até cerca de 400 m. O relevo actual da região, com excepção do maciço de Monchique, é portanto inteiramente posterior ao depósito pliocénico, derivando da respectiva plataforma.

Podem agora restituir-se as seguintes fases da evolução do graben (fig. 37):

1) Deposição do Helvetiano marinho. Este depósito cobriu, pelo menos toda a área situada ao sudoeste da linha Aljezur-Lagos, porque se encontram restos dele não só no graben mas também na costa meridional e em plena montanha (Corte do Bispo, Corte Medronheira, etc.). Esta cobertura foi quase inteiri-

(1) O relevo que se formou quando o Miocénico de Aljezur abateu tinha sido completamente arrasado.

ramente destruída pela erosão marinha e sub-aérea. Mas antes que a destruição se consumasse;

2) Deu-se o primeiro abatimento do graben de Aljezur. Um fragmento de Miocénico ficou no fundo da depressão tectónica e foi assim preservado da destruição;

3) Desenvolveu-se a plataforma marinha. A abrasão passou como uma rasoira, truncando à mesma altura xisto e Miocénico.

4) Depois da formação da plataforma, deu-se novo abatimento, segundo as mesmas directrizes tectónicas. O Pliocénico de um lado e doutro da falha de Aljezur, bem como as superfícies que truncam os terrenos carbónico e miocénico, não coincidem: dentro do graben, estes elementos estão 30 a 60 m mais abaixo. Depois desta fase formaram-se as impregnações ferro-manganesianas.

5) A vaga de erosão desprendida pela regressão quaternária ataca intensamente todas estas formas. Como a parte abatida é constituída de rochas brandas, a erosão reconstitue uma disposição semelhante à que resultou das acções tectónicas.

A crosta pseudo-laterítica da Corte Sobro. — Na Corte Sobro (3,3 km ao noroeste de Aljezur), existe uma crosta ferruginosa espessa, de facies diferente das crostas de tipo aliótico que referimos várias vezes, e que tem sido considerada como possivelmente laterítica por vários geólogos que visitaram o local ⁽¹⁾. A existência de uma crosta laterítica na região teria a maior importância geológica e paleoclimática.

Há trinta ou quarenta anos, foram abertos vários poços, dos dois lados do barranco da Corte Sobro, para ajuizar das possibilidades mineiras da formação. O exame das paredes dos poços, cobertas por pátina tão antiga, fazia-se em condições muito precárias. Recentemente (primavera de 1951), o Fomento Mineiro mandou limpar alguns poços e colher amostras, o que permitiu fazer observações em boas condições.

O perfil tem a seguinte composição, a partir de cima:

5 — Crosta superficial de grés ferruginoso aliótico (cerca de 1 m);

⁽¹⁾ Vid. G. ZBYSEWSKI [1949, p. 68]. Devemos a este geólogo a indicação do jazigo e do seu interesse.

4 — Areias mais ou menos argilosas, brancas ou avermelhadas, semelhantes às da plataforma (de alguns decímetros a 5 m);

3 — Crosta ferruginosa «laterítica», de textura vacuolar e por vezes pisolítica (espessura máxima observada cerca de 4 m, em regra subdividida por leitos de material não consolidado);

2 — Argilas arenosas brancas, com alguns leitos de calhaus. Os grãos de quartzo estão bem rolados; pelo contrário, alguns calhaus têm rolamento imperfeito. Atravessaram-se 4 m abaixo da camada 3, sem alcançar o substratum;

1 — Xistos argilosos pouco alterados.

Na crosta de tipo laterítico encontram-se também grãos de areia incluídos na massa ferruginosa e vacúolos cheios de areia, o que mostra que a crosta se formou na massa arenosa. Há notável empobrecimento em sílica — a comparação com a crosta gresosa mostra-o bem — devido à evacuação desta e substituição por material ferruginoso. A crosta «laterítica» está inclinada em relação à superfície das areias (dada pela crosta gresosa): ao sul do barranco está cerca de 1 m abaixo dela, ao norte uns 5 m.

Crostras semelhantes, acompanhadas por minério pisolítico, existem também no Cabeço do Coelho (a oeste da pirâmide Serpe 320 m, cerca de 4 km ao noroeste de S. Luís) e na Pedra Longa da Cabeça da Cabra (ao noroeste do Cercal), ambas à superfície das areias pliocénicas e relacionadas com filões mineralizados ⁽¹⁾.

Estão em curso estudos mineralógicos e químicos da crosta. Parece poder dizer-se contudo, desde já, que não se trata de uma verdadeira crosta laterítica. Na verdade, as argilas arenosas que vêm por baixo da crosta são sialíticas e não alíticas. Pertencem ao perfil pliocénico, como mostram os grãos de areia bem rolados que contêm; argilas semelhantes conhecemo-las na plataforma pliocénica, por exemplo na Mesa do Pinheiro. Falta um perfil laterítico completo, o que, é certo, não é razão decisiva. Como mostra o facto de existirem crostras idênticas noutros lugares, relacionadas com filões, deve tratar-se de um fenómeno de mineralização local, ligado à abundância de solutos ferruginosos e não de um fenómeno climático, que tinha de ser geral e

(¹) Devemos ao Fomento Mineiro a amabilidade da indicação destas minas e a oportunidade de as visitar, bem como a da Corte Sobre depois dos trabalhos ali realizados por esta entidade.

que sendo tão recente, devia encontrar-se largamente representado, pois se conhecem largos tractos da superfície do Pliocénico superior não atacados pela erosão.

Só depois de um estudo químico e mineralógico completo e do conhecimento exacto das condições em que a crosta se podia ter formado será possível extrair do estudo dela todos os elementos que este é susceptível de fornecer.

Idade da mineralização ferro-manganesiana. — Como se sabe, no litoral do Alentejo existe uma importante mineralização ferro-manganesiana, constituída por vários filões, de orientação SW-NE (na área do Cercal e S. Luís) ⁽¹⁾, e por muitas impregnações superficiais, tanto nos xistos como nas areias pliocénicas que se estendem até ao sul de S. Teotónio. Esta mineralização importa directamente ao nosso estudo, já por permitir estabelecer relações entre alguns elementos, já por só graças a ela se conservarem testemunhos da película de areias pliocénicas em posições elevadas e, por isso mesmo, muito significativas (Algares, Fonte Santa).

A mineralização é posterior às areias calabrianas, porque as impregna em muitos sítios (várias crostas na plataforma de S. Teotónio, por exemplo). A mineralização do «filão» da Roca é posterior às falhas que deslocaram a plataforma de abrasão e deve ter seguido de perto as deslocações tectónicas, visto que as areias de cobertura, nos lugares mais altos (Fonte Santa), ainda não tinham sido destruídas. É anterior às rañas, como se vê na «mesa» do Roncão, onde este depósito cobre areias fortemente mineralizadas.

Pelo contrário, a crosta pseudo-laterítica da Corte Sobre, dentro das areias e inclinada em relação à superfície delas, sugere uma formação contemporânea do final da transgressão. A crosta mais alta que existe no mesmo local mostra que a mineralização continuou depois de ter terminado a deposição das areias.

A mineralização dos filões da Serra do Cercal também parece anterior aos movimentos tectónicos que elevaram a serra

(¹) Os principais são (de N para S): Serra da Mina — Toca do Mocho, Serra do Rosalgar (dois filões), Serpé — Serra Comprida, e Serra Velha — Caniveta.

e que, por motivos que serão expostos noutro trabalho, devem ser contemporâneos dos que deslocaram a plataforma de abrasão.

Os filões da Serra do Cercal formam dorsos transversais à serra, que alcançam das maiores altitudes dela (330-340 m na Serra da Mina, cerca de 300 m na Serra do Rosalgar, 285 m na Serra Velha) e descem até à planície do seu sopé oriental. A mineralização deu-se em filões de quartzo, evidentemente mais antigos; o quartzo está todo fracturado, a ponto de formar um verdadeiro dreno em que a circulação da água é fácil, de onde resulta haver um nível hidrostático geral. Nestas condições, depois de a serra se ter levantado, era impossível a mineralização por águas descendentes. A mineralização por águas juvenis também não parece possível, pois as águas, dadas as facilidades de circulação existentes, deviam brotar numa grande ressurgência situada no ponto mais baixo onde o filão aflorasse e não se compreende que subissem até ao cimo da serra.

Muitas impregnações de superfície estão relacionadas com filões mineralizados (extremidades nordeste dos filões da Toca do Mocho, Mandurelha, Serra da Mina e Serpe — Serra Comprida; na extremidade sudoeste do último, no sítio do Cabeço do Coelho, existe também uma importante impregnação que forma crosta pisolítica semelhante à da Corte Sobro) ou com falhas conhecidas (por exemplo no «filão» da Roca e na falha que limita a planície litoral ao sul do Corgo Fundo, área de S. Teotónio); isto leva a supor que as outras impregnações também estejam relacionadas com fracturas não reconhecidas, ou por não terem sido pesquisadas ou por estarem cobertas de areias. Mesmo a impregnação da Fonte Santa (347 m) parece estar relacionada com uma fractura, pois existe nela uma fonte (infelizmente seca nos últimos anos) certamente de águas juvenis, visto nascerem num cabeço isolado e mais alto que as áreas vizinhas. Estes factos falam a favor de uma mineralização *per ascensum* ⁽¹⁾.

Não se compreende também como águas superficiais possam dar, numa planície de areia como a de S. Teotónio, uma mineralização em pequenas manchas isoladas ⁽²⁾. A mineralização

(1) A hipótese de uma mineralização *per descensum* foi posta por COSTA E ALMEIDA e MARTINS DA SILVA [1946, p. 16]. H. QUIRING [1936] supõe origem endógena.

(2) O isolamento das manchas não se pode explicar pela acção da erosão posterior, pois ela respeita, precisamente, as areias impregnadas.

devia-se estender em superfície ou desenhar os cursos de água. Por último: as rochas à disposição da erosão no Pliocénico superior estão à vista; quais teriam alimentado os solutos ferro-manganesianos?

IV — O fosso da Ribeira da Sinceira.

O fosso da Ribeira da Sinceira (fig. 38) é o mais meridional da série de acidentes, escalonados de N a S, que deslocam a

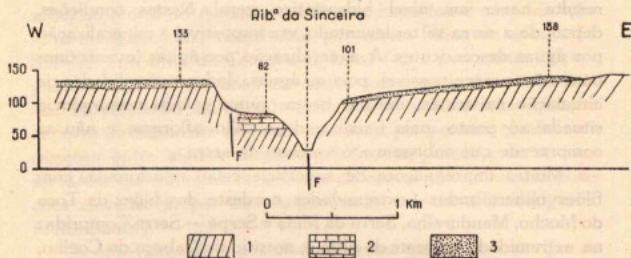


Fig. 38 — O fosso da Ribeira da Sinceira.

1 — xistos e grauwaques do maciço antigo; 2 — calcários miocénicos;
3 — areias do Pliocénico superior.

plataforma litoral. Esta encontra-se na região a 133-144 m de altitude (Montecas 139 m, Fonte dos Monteiros 138 m, Barranco dos Asnos 133 m, Mosqueiro 144 m, Lagoa de Budens 139 m); é interrompida pela depressão da Ribeira da Sinceira, cujo elemento principal, o vale desta ribeira, é rectilíneo e está orientado segundo o fosso de Aljezur (N-S): trata-se, sem dúvida, de um vale guiado por uma fractura.

A oriente da ribeira, grandes tractos da plataforma, cobertos por depósito pliocénico, estão balançados, de modo que o seu prolongamento iria bater contra a vertente ocidental. O depósito pliocénico, neste lado da depressão, começa nas proximidades da cota 133 (3 km ao NNE do marco geodésico Lagoa de Budens) e desce até à cota 101.

Aqui a superfície balanceada e o respectivo depósito são interceptados pelo vale propriamente dito, profundamente encaixado nos xistos (cota do fundo cerca de 30 m). O depósito está

conservado com a respectiva superfície de enchimento e é pouco espesso (máximo de 10 m).

Na parte média da depressão há uma série de lombas (Areão, Horta da Fonte, Monte Branco) que culminam aproximadamente à mesma cota (80-90 m). Estas alturas são coroadas por pequena espessura do depósito arenoso da plataforma. Debaixo dele aflora o Miocénico (Areão, ao sul da Pedralva). Para W, sobe-se rapidamente por vertentes de xisto abruptas, e arregatadas, para a plataforma não deslocada e de novo coberta de depósito (Barranco dos Asnos 133 m, Fonte dos Monteiros (138 m)).

As condições topográficas e geológicas atrás referidas indicam um dispositivo formado por um compartimento oriental balanceado até uma fractura (seguida pela Ribeira da Sinceira), um compartimento médio abatido e um compartimento ocidental limitado por outra fractura. Dispositivo semelhante, nas linhas gerais, ao fosso de Aljezur.

O facto de se encontrarem sedimentos do Miocénico e do Pliocénico dentro da depressão, rodeados por xistos e grauvaques do maciço antigo a cotas mais elevadas, mostra que se trata de um fosso. Além disso, o facto de o flanco oriental da depressão ser formado pela superfície de enchimento do Pliocénico, balanceada, mostra também que o fosso se formou posteriormente ao depósito pliocénico ⁽¹⁾.

V — Evolução de conjunto.

O litoral do Alentejo está cortado por um grande alinhamento tectónico de orientação geral N-S; ao longo dele marcam-se vários fossos (Arrifoias, Aljezur, Sinceira), todos com a

(¹) O facto de a extremidade da superfície balanceada estar à cota 101 m parece indicar que esta tomou a posição actual depois de a rede hidrográfica se ter encaixado abaixo deste nível. Efectivamente, se ainda não houvesse drenagem a esta cota, a superfície devia ser coberta por sedimentos; a exumação pela erosão posterior não se pode admitir, visto ela ser constituída por areias finas e soltas. Ser-se-ia, assim, levado a colocar o fim do movimento tectónico no Siciliano, ou mesmo em época posterior. Infelizmente, a extremidade inferior da superfície não está bem conservada e a cobertura dela poderia ser retardada se, como é natural, na falha já estivesse instalado um vale, que desceria juntamente com a superfície: só depois dele estar cheio, o aterro se propagaria e cobriria a superfície.

mesma traça e características comuns: todos se orientam segundo o mesmo alinhamento tectónico, em todos se encontra a mesma dissimetria do flanco leste (parte ocidental abatida contra uma falha, parte oriental balançada e levantada), em todos se distinguem duas fases tectónicas, uma anterior, outra posterior à transgressão pliocénica; finalmente, em todos se encontra uma formação anterior às areias pliocénicas. Evidentemente, a formação destes elementos é sincrónica.

Só na área de S. Teotónio, o dispositivo tectónico é diferente, embora obedeça ao mesmo esquema evolutivo: a subida para a montanha faz-se ainda por degraus e superfícies balançadas, mas sem abatimentos de encontro a falhas.

Puderam também estabelecer-se alguns marcos cronológicos. A primeira fase tectónica é com certeza posterior ao Helvetiano superior e muito provavelmente será do Pliocénico inferior ou médio. As areias da plataforma de abrasão devem ser do Calabriano inferior; seguiu-se a segunda fase tectónica e a formação das rañas, provavelmente no Calabriano superior.

É natural que a primeira fase tectónica, semelhante à segunda a julgar pelos dispositivos que restam, tenha como ela criado nova geração de formas que, pelo menos na parte ocidental, se não tinham já sido aplanadas, foram completamente rasoiradas pela transgressão calabriana.

A segunda fase elevou tectonicamente o soco de xisto da Serra de Monchique de mais de 200 m, a que se tem de somar quase outro tanto de descida do mar para se obter o total do rejuvenescimento. Levantaram-se também as serras de xisto ao oeste e sueste de Odemira.

Vimos também como a subida para a serra se faz por grandes superfícies balançadas, que se elevam para E a partir da grande falha meridiana, umas vezes sem mais acidentes (Sinqueira), outras vezes cortadas por degraus que exageram a subida (Aljezur, S. Teotónio). Desde as Arrifoiás até S. Teotónio uma grande plataforma sobe na direcção geral (W-E), mas obedece também já ao movimento de terreno para a Serra de Monchique.

CAPÍTULO VI

A SERRA DE MONCHIQUE

A Serra de Monchique é formada por duas partes de feição completamente distinta: um soco de xisto constituído por inúmeros cabeços que se nivelam a 300-400 m (Gipfelfluhr), e um maciço de sienite nefelinica de formas vigorosas que atinge 902 m no ponto mais alto (fig. 39).

Estudaremos primeiro o maciço eruptivo, depois o soco de xisto, e por fim procuraremos elucidar a evolução de conjunto.

I — O maciço eruptivo.

O maciço eruptivo de Monchique é constituído por duas grandes moles de sienite nefelinica, a Foia e a Picota, de forma semelhante — base aproximadamente elíptica e vertentes arredondadas, embora abruptas — que se elevam respectivamente a 902 m e 774 m. Os dois maciços são separados por uma depressão, orientada de NNE a SSW e com a forma de dois funis, opostos pelos vértices e separados por uma portela baixa (400 m). Emergem de um nível de cristas e cimos que a erosão recortou na massa dos xistos do Carbónico e que está no lado N a cerca de 400 m e no lado S a cerca de 300 m.

Constituição e jazida. — O maciço eruptivo de Monchique, verdadeiramente notável sob o aspecto petrográfico, de há muito chamou a atenção dos especialistas, tanto nacionais como estrangeiros. Tem sido estudado em mais de uma dezena de artigos, dos quais os de KRAATZ-KOCHLAU e VON HACKMAN [1897], ER. KAYSER [1914] e PEREIRA DE SOUSA [1926] são os mais importantes.

A intrusão é constituída principalmente por *foiaite* (assim chamada por R. BLUM [1861], do nome do ponto mais alto da serra) e *pulaskite*. A primeira é uma sienite nefelinica, de grão mais ou menos grosseiro, constituída por ortoclase, nefelina, biotite e, em geral, piroxena e anfíbola em proporções variáveis. A nefelina tem cor branca rosada e brilho gorduroso (eleolite); é por vezes acompanhada por outros feldspatoides, como a sodalite, de bonita cor azul. A pulaskite distingue-se principalmente da foiaite por os elementos corados — nefelina e sodalite —

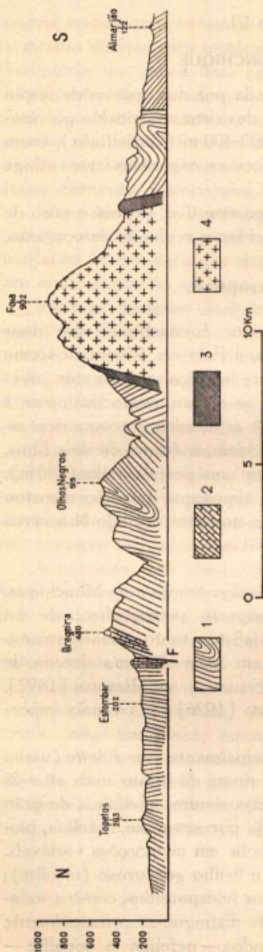


Fig. 39 — Corte através do maciço de Monchique e do soco de xisto que o rodeia.

1 — xistos; 2 — quartzites; 3 — auréola metamórfica de contacto; 4 — maciço eruptivo.

existirem em pequena quantidade ou faltarem. É também uma rocha granular, com ortoclase (em geral associada à albite), biotite e hornblenda. Há transições entre as duas rochas, que provêm da diferenciação local de um mesmo magma. A foiaite predomina na Picota e na vertente meridional da Foia; a pulaskite na parte restante da Foia.

Existem ainda no maciço de Monchique muitas outras espécies petrográficas, de pouco interesse para o geógrafo; damos, por isso, apenas um apanhado delas. Ocorrem em grandes afloramentos no meio das sienites (microsienite, sölvbergite nefelinica, tinguaita porfírica, ankaratrite, basanite, brecha traquítica, etc.), ou em tiras (*schlieren*) e pequenos engastes (*enclave*) de diferenciação local (essexite, algarvite, shonquinites sódicas, microshonquinite e berondrite), ou em filões que atravessam as rochas eruptivas e sedimentares (tinguaita, monchiquite, pegmatite, micropulaskite, micronordmarkite, traquite quartzítica, essexite anfibólica, fourchite, ankaratrite, etc.) [PEREIRA DE SOUSA, 1926].

Por esta enumeração se pode fazer ideia da riqueza petrográfica do conjunto e do número de espécies que foram descritas pela primeira vez na região.

Uma auréola de contacto bem desenvolvida circunda o maciço. A acção do metamorfismo está marcada em geral com nitidez: os xistos foram transformados em corneanas, por vezes numa espessura de algumas dezenas de metros. Só quando as rochas sedimentares em contacto com a intrusão são pouco modificáveis, como os grauvaques e os xistos quartzíticos, a acção do metamorfismo não se reconhece macroscopicamente.

Existem várias fontes de águas termais. As mais importantes são as das Caldas de Monchique, muito procuradas para fins terapêuticos; são fracamente mineralizadas e brotam no contacto a 32° de temperatura. Mas há ainda a Fonte Santa, que surge no meio dos xistos, ao sueste da serra, e a Malhada Quente, situada entre Monchique e Alferce, que brota na sienite, mas perto do contacto.

ER. KAYSER considera a intrusão de Monchique como constituída por vários lacólitos com as bases fortemente inclinadas (facólitos). As massas eruptivas teriam a forma de lentilhas; pelo menos nas principais, o lado S corresponderia à base e o lado N ao tecto. O levantamento feito pelo geólogo alemão (fig. 40) mostra grande quantidade de digitações e lentilhas de rocha eruptiva, todas com orientação ENE-WSW bem marcada. Baseando-se no levantamento, KAYSER considera a intrusão como formada por três massas independentes, de forma lenticular (Foia, Picota e Moita-Peso), todas com limites relativamente simples ao N e ao S e terminadas por muitas digitações nas extremidades, isto é, ao ENE e ao WSW. Lentilhas mais pequenas, com a mesma orientação, existiriam também fora do maciço. Estes dispositivos e a concordância entre os contactos e os sedimentos encaixantes, indicariam uma injeção concordante. Na rocha eruptiva não se notam sinais de compressão ou enrugamento: a intrusão ter-se-ia dado nas últimas fases do enrugamento hercínico e teria sido favorecida pela formação de cavidades que a rocha eruptiva teria ido ocupar.

O levantamento de ER. KAYSER parece ter sido influenciado pelo desejo de demonstrar a tese brilhante que apresentamos sumariamente atrás, confiando o autor em que as investigações a que procedeu num país distante não seriam verificadas.

Um levantamento feito posteriormente por PEREIRA DE SOUSA coadjuvado pelo pessoal técnico dos Serviços Geológicos (fig. 40), e cuja correcção pudemos verificar, mostra limites muito mais simples; as digitações e lentilhas do levantamento de KAYSER faltam ou correspondem a filões cuja espessura foi exagerada. A concordância entre os contactos e a estratificação existe em muitos lugares, mas falta em muitos outros, e não parece que se deva atribuir grande significado à concordância de pormenor entre um contacto que é aproximadamente vertical e xistos com enrugamentos múltiplos e apertados, frequentemente também levantados à vertical. Nas grandes linhas, a direcção dos enrugamentos não coincide com a do maciço. A orientação dos primeiros é, na região, NW-SE, como mostra o alinhamento quartzítico da Serra da Mesquita. O maciço em conjunto orienta-se aproximadamente E-W; se se considerar formado por três lentilhas, como quer KAYSER, cada uma delas terá orientação ENE-WSW, isto é, quase perpendicular à direcção dos enrugamentos dada pela Serra da Mesquita.

A inclinação da superfície de contacto entre a rocha eruptiva e o seu envólucro sedimentar pode-se observar nos cortes de muitos barrancos, alguns com mais de uma centena de metros de profundidade. O contacto é muito inclinado, por vezes mesmo vertical, mergulha todavia quase sempre para fora ⁽¹⁾, isto é, a massa eruptiva tem tendência a alargar em profundidade (barranco da Carrasqueira, barranco dos Pisões, barrancos a leste do Castelo de Alferce). Este facto não está de acordo com a teoria de KAYSER: segundo ela, o maciço, pelo menos do lado S, correspondente à base do lacólito, devia mergulhar para baixo da massa eruptiva que, assim, diminuiria de espessura em profundidade.

Finalmente, não parece que uma emissão de rochas sódicas, tipicamente «atlânticas», possa estar relacionada com enrugamentos de tipo alpino, como foram os hercínicos na Península Ibérica.

⁽¹⁾ Parece haver excepções: assim, nas obras de captação das águas termais das Caldas de Monchique, observa-se um pequeno recobrimento da sienite pelo xisto; nada mais natural porém que, num contacto quase vertical, cheio de apófises e irregularidades, existirem dispositivos destes. No conjunto da vertente ocidental do barranco das Caldas o contacto é vertical ou talvez um pouco inclinado para o S.

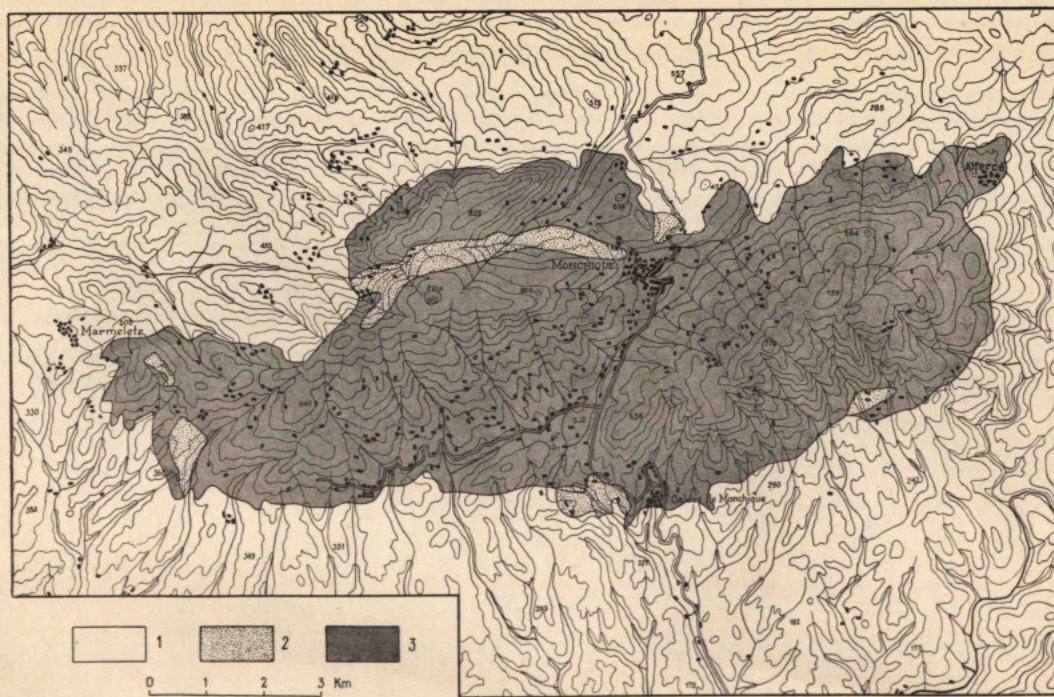


Fig. 40 — Limites do maciço eruptivo de Monchique.

Em cima, segundo ER. KAYSER (1914); em baixo, segundo PEREIRA DE SOUSA (1926). 1 — xistos e grauvaques do Carbónico; 2 — idem, atravessados por muitas rochas eruptivas; 3 — rochas eruptivas.

A idade da intrusão é desconhecida. Sabe-se apenas que é posterior ao Carbónico médio; pelas suas relações com os elementos morfológicos da região é anterior ao Pliocénico. Se a intrusão se ligasse com o enrugamento, como pretende KAYSER, seria de idade hercínica. Recentemente, vários autores, por comparação com outros maciços (Sintra, Sines), como G. ZBY-SZEWSKI [1941, p. 98], ou por semelhança de composição química, como PARGA PONDAL [1935], atribuem o maciço a época muito mais recente, final do Secundário ou Terciário.

As formas do relevo. — A mole de rocha eruptiva eleva-se, com fortes pendores mas formas suaves, acima de um mar imenso de cabeços de xisto — um nível de cimos que deriva, como veremos, de uma aplanação. O começo da subida coincide com o contacto ou está já um pouco dentro da rocha eruptiva; esta penetração é em geral pequena (50-100 m), e significa que a aplanação do sopé da serra ainda mordeu na rocha eruptiva (¹).

A saliência do maciço eruptivo acima do nível de xistos que o rodeia não é de origem tectónica. Com efeito, as vertentes, em geral arredondadas, não têm semelhança com escarpas de falha. Apesar de terem sido feitos vários estudos geológicos minuciosos não se encontraram falhas que pudessem explicar o relevo; estas falhas deviam existir no contacto (ou um pouco para o interior), ser-lhes paralelas e rodear a serra. A presença da auréola metamórfica, na posição que lhe é própria, indica também que a zona de contacto não está deslocada por acidentes tectónicos. A serra será, assim, essencialmente um relevo residual.

A explicação da saliência da massa eruptiva pela erosão diferencial, oferece dificuldades. A sienite, é certo, resiste melhor que os xistos à acção dos cursos de água e da escorrência concentrada. Mas é muito sensível à acção da erosão química: a alteração observa-se mesmo nas vertentes mais abruptas. O relevo explica-se melhor em circunstâncias em que predomine a erosão mecânica, ou na juventude dos ciclos de erosão, ou em épocas de clima muito frio (que parece não terem existido na região)

(¹) Exceptuam-se a rechã de Alferce (est. XXI), em que a aplanação penetrou quase um quilómetro na rocha eruptiva e a grande depressão que atravessa a serra. Na área de Barbelote (aproximadamente a meia distância entre Monchique e Marmeleite), a exumação do maciço eruptivo está atrasada, de maneira que o contacto passa no cimo da ladeira.

ou muito seco, como o fim do Pliocénico, que todavia não pode ser invocado porque a aplanção de sopé (e portanto o relevo) lhe é anterior.

Não se esqueça, porém, que a auréola metamórfica, que funcionou como um invólucro resistente, favoreceu certamente a individualização do relevo.

Como se referiu, o nível de erosão mordeu em vários sítios a massa de sienite, formando rechãs, defendidas a jusante pelas corneanas, que muitas vezes fazem saliência (fig. 41). Como



Fig. 41 — O contacto do maciço eruptivo com as rochas sedimentares que o circundam.

notou KAYSER [1914, p. 254], os pequenos cursos de água que descem da montanha juntam-se frequentemente detrás da barreira de corneanas e só reunidos a atravessam.

O quadro relativamente simples que acabamos de esboçar é perturbado pela depressão NE-SW que atravessa o maciço intrusivo em toda a largura; na direcção dela, a base da subida e o contacto não coincidem.

Poder-se-ia imaginar um grande rio que tivesse cortado a montanha por epigenia ou por antecedência, mas a depressão não tem a forma de um vale.

Para PEREIRA DE SOUSA, a depressão é determinada por um grande acidente tectónico. Dela proviria também a forte sismicidade que mostra a vila de Monchique. Mas a depressão não tem, de modo algum, a forma tão característica dos vales de fractura talhados em rocha eruptiva, de que se encontram inúmeros exemplos no norte do país. Outro facto contraria a existência de uma zona de esmagamento segundo a depressão: o barranco que corre nela para SW é captado próximo do contacto pelo barranco das Caldas, fazendo um cotovelo brusco e abandonando, em frente, rechãs situadas pouco abaixo do nível de cimos

de xisto. O barranco das Caldas (curso de água conquistador) segue, é certo, um vale de fractura, cujas falhas foram observadas nas captações das águas termais. Mas se o barranco que corre na depressão seguisse uma fractura ou zona de fracturas, que devia ser mais importante, dadas as suas consequências morfológicas, do que a do barranco das Caldas, não se vê razão para se ter dado a captura.

Pode-se também imaginar que a forma original da intrusão fosse próxima da forma actual: um maciço geminado de rocha eruptiva, com as cúspides separadas na parte superior por uma larga cunha de xisto. Com efeito, o maciço não parece estar muito desgastado: encontram-se retalhos de xisto aplicados aos flancos, como em Fornalhas, na Corte Grande e no norte da Foia (entre Barbelote e Monchique); mesmo na proximidade do ponto mais alto ocorrem corneanas e rochas vítreas. A configuração actual derivaria, assim, directamente da exumação da rocha eruptiva, calcando-se sobre a forma primitiva do maciço. Todas as hipóteses formuladas procuram apenas explicar a existência de condicionamentos, de relevo prévio (vale antecedente) ou de estrutura (zona de esmagamento ou conformação do maciço eruptivo), capazes de orientar a acção da erosão. Em qualquer hipótese, porém, foi o ciclo de erosão correspondente ao nível de cimos que, actuando independentemente pelos dois extremos da depressão, criou o dispositivo em duplo funil, que se observa nas formas actuais.

II — O soco de xisto e as suas relações com os elementos morfológicos contíguos.

Como se disse, o maciço eruptivo é rodeado por um nível de cimos e cristas (*Gipfelfluhr*) muito extenso. A erosão ataca furiosamente as rochas relativamente brandas (na maioria xistos) da periferia da montanha e abre entalhes fundíssimos ⁽¹⁾, criando uma paisagem das mais selvagens do país.

Os restos da superfície correspondente ao nível dos cimos não são frequentes, mas existem. Citem-se a pequena aplanação

⁽¹⁾ Entalhes destes avistam-se, por exemplo, da estrada de Monchique para Saboia. Mais ao W, o encaixe da Ribeira de Seixe é da ordem dos 200 m.

da pirâmide Jogo da Bola (223 m), os níveis em frente de Marmeleite (400 m), a rechã de Alferce (340 m), aplanções na vertente ocidental da Poldra e, principalmente, a Fonte Santa (347 m), fragmento de superfície conservado graças à cobertura de areias pliocénicas consolidadas. Estes factos e muitas rechãs na base do maciço eruptivo mostram que o nível de cimos deriva de uma aplanção e que esta é a plataforma calabriana.

Vejamos agora as relações da superfície definida pelo nível de cimos com os elementos morfológicos adjacentes.

Lado sul. — Na base do relevo eruptivo, o *Gipfelfluhr* está a cerca de 300 m de altura e desce na direcção do mar.

O relevo está muito destruído pela erosão. Não se observam degraus, mas uma descida, que não parece seguir uma lei linear e lembra antes uma forma parabólica.

Esta forma explicar-se-ia por uma evolução a partir de uma superfície (provavelmente a plataforma calabriana) que estaria na base da serra a 300 m e desceria suavemente para o lado do mar (como mostra a rede hidrográfica: todos os cursos de água são paralelos e correm para o S, o que indica origem *consequente*). Os sucessivos níveis da regressão (nível pliocénico de 120-130 m, níveis quaternários às alturas clássicas) ter-se-iam desenvolvido a expensas desta superfície; o litoral ficaria sempre ao S, mas cada vez mais longe da serra. A erosão correspondente a cada um destes níveis teria atacado a superfície primitiva, reduzindo-a a cimos isolados e cristas de intersecção de vertentes, cuja altitude é regulada pela forma do perfil longitudinal dos cursos de água, como se sabe de aspecto parabólico.

Na direcção do Cabo de S. Vicente. — O nível sobe gradualmente pelo interflúvio principal: Mosqueiro (149 m) ainda na planície litoral, Vale da Casa (195 m), Jogo da Bola (223 m), Poldra (250 m), Relva Grande (297 m), Marianes (364 m), Marmeleite (400 m). Se existem degraus, são muito pequenos e não é possível distingui-los das irregularidades de uma superfície muito dissecada pela erosão e que apenas se restitui por interflúvios bastante afastados. De qualquer maneira, a feição de subida contínua não é afectada (est. XVII).

No sentido transversal, o nível desce tanto para o NW como para o SE. Temos assim uma superfície inclinada no sentido

longitudinal (Foia-Cabo), abaulada no sentido transversal e fortemente dissecada pela erosão. Foi a este conjunto que CH. BONNET [1850] deu o nome de Serra do Espinhaço do Cão ⁽¹⁾. É um nome muito sugestivo para uma serra e condizente com a maneira sumária por que são representados estes acidentes nos mapas escolares portugueses. O emprego dele generalizou-se por isso com rapidez; ainda hoje aparece na maioria dos mapas, e é usado correntemente, apesar de dar ideia de um relevo completamente diferente do que existe na realidade. Esta parte do nível de cimos pertence ao conjunto da Serra de Monchique e não tem individualidade topográfica nem morfogenética que torne necessário distingui-la com um nome. Querendo todavia dar-lhe um — e qualquer seria melhor do que o actual — podia servir o de Poldra, marco geodésico de primeira ordem.

Note-se a existência de pequenos retalhos de Miocénico (Helvetiano superior) no flanco meridional desta parte da serra (Corte do Bispo, Corte Medronheira e Corte Manuel Alves); o Miocénico, que parece ter-se conservado a favor de abatimentos locais, está sensivelmente ao nível da aplanção [ZBYSEWSKI, 1948].

Relações com a planície litoral e o fosso de Aljezur. —

Ao estudar o fosso de Aljezur, já examinámos as relações da plataforma litoral com o soco de xisto da Serra de Monchique. O nível de cimos é constituído pela plataforma de abrasão deslocada. Movimentos tectónicos posteriores à deposição das areias ergueram a plataforma do lado da serra, e abateram-na junto da falha de Aljezur. O mar calabriano, ou pelo menos a sedimentação correlativa dele, deve ter chegado à base do relevo eruptivo.

Serra da Mesquita e depressão de S. Marcos. — Ao norte do maciço eruptivo a dissecação é intensíssima. Encontram-se muitos restos de níveis de erosão, por vezes bem marcados, embora estejam provavelmente rebaixados. Teria importância, para a análise da região, a ligação dos testemunhos existentes,

(¹) Como H. LAUTENSACH [1937, p. 121] notou, no tempo do estudo de Bonnet dominava a ideia de que todas as serras eram formadas por cristas que irradiavam de um núcleo central; o autor francês aplicou este esquema às serras do Algarve, apesar de ele ser absolutamente impróprio para relevos formados por níveis de cimos.

de maneira a individualizarem-se níveis gerais. Infelizmente as alturas são próximas mas variadas, os níveis estão provavelmente deformados e os mapas 1: 50.000 e 1: 100.000, os únicos que existem, têm falhas e carecem do rigor necessário para uma análise minuciosa das formas. Fomos, por isso, obrigados a renunciar à discriminação dos níveis. Enumeram-se, a título de indicação, os mais aparentes: ao norte de Monchique o xisto alcança cotas elevadas (Malhões 557 m, Olhos Negros 515 m, cota 515 em frente da Portela do Vento); abaixo deles aparecem várias cotas à volta de 450 m (Pinheiro 441 m, superfície a oeste do ponto Cimalhas, Boucinhas, Moinho da Relva de Trás 453 m); mais abaixo há muitas rechãs a 400 m, 380 m e 360 m. Alferce assenta num belo nível (est. XXI) com 340 m que se continua à volta do maciço eruptivo e se encontra em toda a vertente N da Picota, formando rechãs defendidas pelas rochas duras do contacto. O nível sobe para W e deve ser o mesmo que se vai encontrar em Marmelete a 400 m, e que corresponde à aplanagem geral. É possível que algum dos níveis indicados entre 340 e 400 m não seja independente (podem, nomeadamente, ter-lhe modificado a altura desnivelamentos tectónicos ou o desgaste da erosão).

Este compartimento termina por um abrupto que coincide com uma crista de quartzite (a Serra da Mesquita); para lá dele estende-se outra vez um mar de cabeços, agora com cotas à volta dos 200 m, que desce até ao Rio Mira e sobe depois, gradualmente, na direcção da Serra da Vigia ⁽¹⁾.

O abrupto tem o comprimento total de 38 km; uma série de desligamentos dividem-no em troços, com a clássica disposição em bastidores.

Vejamus primeiro a parte mais alta, situada a oeste da estrada de Saboia. A crista é constituída por quartzites, embora com xistos interestratificados; as cotas dela são, a partir do NW: 456 m (Algares), 441 m, 426 m, 463 m, 480 m, 473 m, 440 m e 517 m (Mesquita). O xisto próximo da crista, no compartimento alto, forma um nível de cimos e cristas a cerca de 400 m. A dife-

⁽¹⁾ Um pequeno alinhamento, paralelo à crista principal, que sobressai no compartimento abatido (cota 322, Estrião, Zagazil 346 m, Amarela 367 m) sugere uma estrutura sinclinal para as quartzites. Os dois ramos do sinclinal estariam também desnivelados por falha. Na área de S. Teotónio não aflora o segundo ramo, o que se poderia explicar por uma variação lateral de facies.

rença para esta altura representa, portanto, a saliência por erosão diferencial.

O compartimento inferior tem cotas à volta de 200 m. Está todavia rebaixado, pois deriva, por erosão, da plataforma pliocénica que está na extremidade da crista a 310 m (Mina dos Algarés), mas baixa rapidamente para o N, pois em Goiás, 3-4 km ao norte da crista, já está a cerca de 200 m.

A crista de quartzite forma a divisória principal de águas da região. No compartimento baixo, a rede hidrográfica corre toda para o N (provavelmente consequente com a deformação da plataforma pliocénica); no compartimento alto corre para W e para S, embora tenha de rodear o maciço eruptivo.

Do ponto Mesquita (517 m) até S. Marcos da Serra, a crista é mais baixa (Embarradoiro 450 m, Taipas 352 m, Serro Alto 2.º 347 m) e sofre dois desligamentos. O compartimento inferior é constituído por um nível de cimos a 200-230 m; o fundo dos vales maduros está a 120 m.

O abrupto continua para o SE, até próximo de S. Bartolomeu de Messines. Nesta parte, a rocha dura falta quase completamente; algumas bancadas de grauwauques mais resistentes sobressaem do xisto, mas não formam o abrupto, pois ficam já dentro de compartimento alto. Os cimos deste culminam a cerca de 250 m (Adernal 242 m, Malhão 286 m, Salto 242 m, etc.). O compartimento baixo tem cotas de 150-180 m. O desnível é, portanto, de 80-100 m. No compartimento alto existem dois belos alinhamentos de vales de fractura (um de três vales, o outro de seis); o estado de dissecação do relevo não permite julgar se a estas fracturas correspondem pequenos desnivelamentos.

O abrupto da Mesquita corresponderá a uma escarpa de falha ou poderá explicar-se pela acção da erosão?

Várias razões falam a favor da primeira maneira de ver:

1) A escarpa desnivela dois maciços de xisto e os respectivos níveis de cimos. No troço a noroeste da estrada de Saboia, o desnível entre o compartimento alto e o compartimento baixo é de cerca de 200 m, apesar de a erosão trabalhar em ambos sensivelmente nas mesmas condições, pois estão à mesma distância do mar e a drenagem do compartimento alto é mais directa (pela Ribeira de Seixe) que a do compartimento baixo (pelos afluentes do Rio Mira). A crista de quartzite, pela sua posição e orien-

tação (orientação NW-SE, que deixa o quadrante ocidental aberto à drenagem para o mar) não defende o compartimento superior da acção da erosão.

2) O desnivelamento existe mesmo na região de S. Marcos-S. Bartolomeu, onde a erosão diferencial não pode ter tido acção considerável porque, com excepção das estreitas camadas de grauvaque mais resistente que referimos atrás, os dois compartimentos, e em especial o abrupto e o seu pé, estão talhados na mesma rocha.

3) A direcção do abrupto no troço de S. Marcos-S. Bartolomeu é evidentemente tectónica: seguem-na segmentos de sete cursos de água diferentes ⁽¹⁾. Os dois belos alinhamentos de fractura que referimos atrás, paralelos ao anterior e situados a oeste dele, confirmariam cabalmente esta interpretação, se tal fosse necessário. Mas tratar-se-á apenas de uma falha antiga que tenha orientado a rede hidrográfica?

Neste caso, a depressão, talhada pela erosão, devia ser simétrica. Na realidade, não é assim: o lado SW é formado por um abrupto que dá para um compartimento alto, aproximadamente horizontal, enquanto o lado NE é constituído por um nível de cimos inclinado, que vem morrer na base do abrupto (est. IV): dispositivo semelhante ao dos fossos do litoral ocidental (Arrifoiás, Aljezur) e que indica um movimento de balança da superfície, com elevação de um lado e aparecimento de uma escarpa de falha do outro.

O facto de o abrupto ser formado por troços rectilíneos carece de significado na parte em que ele segue a crista de quartzite, pois a erosão diferencial, guiada pela rocha dura, podia criar formas semelhantes.

LAUTENSACH [1937, p. 117] foi da opinião que acaba de se defender, CHOFFAT [1907, p. 53-54] defende a existência de influências tectónicas que, a julgar pelo seu texto, tanto podiam ser apenas estruturais como directamente tectónicas. MEDEIROS-GOUVÊA [1938, p. 71], pelo contrário, julga improvável a existência de um grande acidente.

Vimos atrás as relações entre a plataforma pliocénica de

⁽¹⁾ Não se conta o curso do Rio Mira, a jusante de Saboia, porque a interpretação dele como vale orientado por uma fractura é discutível.

S. Teotónio e o degrau da Mesquita. O depósito marinho sobe gradualmente para S e atinge a cota 320 m a sueste do Moinho da Relva Grande, já claramente atrás (mais de 1 km) da escarpa da Mesquita. Assentes na própria crista, a 310 m, também aparecem restos de depósito (na Mina dos Algaes e na vereda que se dirige da mina para o SW). Ao sueste da mina, talhadas na quartzite da escarpa, observam-se rechãs, situadas à mesma altura, mas sem depósito. Todos estes elementos ficam atrás da presumível linha de falha. A escarpa já existia, portanto, quando se formou o depósito.

É provável que a escarpa não coincidissem originariamente com a face da quartzite, embora os contactos de rochas de resistência diferente sejam locais privilegiados para se produzirem acidentes tectónicos, e só mais tarde, pela acção da erosão, tenha recuado até tomar aquela posição. Que foi assim, na extremidade ocidental da serra, provam as aplicações de depósito que atrás se referiram: esta parte do abrupto, depois de ter sido escarpa de falha, funcionou como arriba marinha. Compreende-se agora a razão porque a escarpa termina de repente ao NW: mais além, estava mais exposta e faltava a quartzite, de maneira que foi arrasada completamente pela abrasão do mar calabriano. É todavia improvável que a abrasão tenha actuado na parte oriental do abrupto.

Viu-se também que, na área da extremidade ocidental da escarpa, o conjunto degrau-plataforma de abrasão se elevou, posteriormente ao depósito, de cerca de 150 m.

Fases de evolução. — Podem-se agora colocar algumas balisas na evolução do soco de xisto da Serra de Monchique:

1) Jogou a falha da Mesquita. — Deve ter resultado um relevo de feição monoclinal (falha ao N, descida gradual para S), como mostra a disposição da rede hidrográfica. A drenagem faz-se para o ocidente (sistema da Ribeira de Seixe) ou para o S; mesmo a ribeira que drena, correndo para o N, parte da depressão entre a Foia e a Picota, dá a volta a esta, passa perto de Alferce e segue para o S. Nenhum curso de água atravessa a escarpa, apesar da grande barragem que forma o maciço eruptivo e de o relevo ao norte dele descer neste sentido. A crista da Mesquita é hoje uma importante divisória de águas

(entre o sistema do Mira e os restantes) e parece sê-lo há muito porque não há portelas baixas a atestar a passagem de cursos de água.

Compreende-se assim que os níveis de erosão que referimos na parte norte da serra não tenham saída para este lado: se são anteriores à deslocação, como parece pelo menos para os mais altos, foram desligados por ela das suas continuações (e estas, no compartimento baixo, destruídas pelas vicissitudes que vieram a seguir); se são posteriores, devem ter corrido para o S, à volta do maciço eruptivo.

É a altura de pôr o problema da idade do degrau da Mesquita. Vimos que na área de Odesseixe, S. Teotónio e Arrifoiás aparecia, debaixo das areias da plataforma litoral, um depósito de calhaus mal rolados, constituídos na maior parte por quartzite, e que este depósito era provávelmente correlativo da surreição da crista da Mesquita. Vimos também que a sucessão dos fenómenos tinha sido a seguinte: a) deposição do Helvetiano superior (marinho); b) regressão; c) formação do depósito de calhaus mal rolados; d) movimentos tectónicos que o fizeram abater em vários locais; e) desenvolvimento da transgressão que alcançou a área a sueste de S. Teotónio e depositou as areias da plataforma (Calabriano inferior). A época em que se formou o depósito de calhaus mal rolados, e portanto o degrau (que lhe é imediatamente anterior e em parte talvez contemporâneo), localiza-se assim com grande probabilidade no Pliocénico inferior embora fique certa margem para o Pontiano ou o Pliocénico médio.

2) Prefiguração dos fossos do litoral.— Entre a surreição do degrau da Mesquita e o desenvolvimento da plataforma de abrasão houve movimentos tectónicos que abateram o Helvetiano e o depósito de calhaus mal rolados colocando-os abaixo do nível a que se desenvolveu a plataforma de abrasão marinha e preservando-os assim da destruição. Estes movimentos deram-se segundo acidentes N-S, os mesmos que depois viriam a ser utilizados pelos movimentos que deslocaram a plataforma de abrasão. Como estes, balançaram uma superfície que bate a W contra uma falha e se eleva para E; devem portanto ter gerado certo relevo, que todavia não se consegue reconhecer. Como se compreende este facto?

O degrau da Mesquita que pertence a outro sistema de acidentados, não se deve ter deslocado. Na direcção dele formaram-se fossos profundos mas provavelmente localizados; é de aceitar que a influência sobre o relevo desta área tenha sido pequena (como se representou na fig. 34). Os relevos que estes movimentos tenham gerado no flanco ocidental da Serra de Monchique foram completamente destruídos pela erosão: para tanto, bastava a plataforma de abrasão, que provavelmente chegou à base do maciço eruptivo.

3) Formou-se a plataforma de abrasão marinha. — As areias calabrianas e as aplanções que prolongam o nível delas estão hoje na extremidade noroeste do degrau da Mesquita a 310-320 m, na Fonte Santa a 347 m e em Marmeleite a 400 m. O extenso nível de Alferce (340 m) e as pequenas rechãs da vertente S da Picota (300-350 m) devem pertencer ao mesmo sistema. Todo o relevo acima destas cotas, que então estavam aproximadamente ao nível do mar, começou a evoluir em ciclos de erosão anteriores à plataforma calabriana.

Até onde se terá estendido a aplanção calabriana, entendendo-se por tal não só a plataforma de abrasão mas também a planura que a deve ter prolongado para o interior, dada a facies fina da sedimentação desta época? Vimos que aparecem areias da planície litoral na Fonte Santa e que a aplanção chegou com certeza a Marmeleite. Um sistema de rechãs que se segue na vertente meridional do maciço eruptivo leva desde esta povoação até ao nível de Alferce, que assim pertence provavelmente à mesma aplanção. Mas há melhor: os Rios Arade e Odelouca têm cursos epigénicos na parte sueste do soco de Monchique. Vêm ambos de E (Serra do Caldeirão), atravessam a depressão e o degrau de S. Marcos, e encaixam-se no compartimento alto, abrindo vales fundíssimos e abandonando caminhos mais fáceis (passagem de S. Marcos e as depressões subsequentes da orla mesozóica). O segundo vai passar apenas a dois quilómetros do maciço eruptivo de Monchique. Das duas explicações possíveis para estes traçados — epigenia e antecedência — preferimos a primeira porque os acidentados de S. Marcos são provavelmente muito antigos, pois têm direcção hercínica; o próprio degrau Mesquita-S. Marcos é anterior à plataforma calabriana. Nestas condições, a rede hidrográfica teve tempo para se adaptar à

estrutura e só se compreende que fosse desalojada da linha de acidentes numa fase de sedimentação que a encobrisse completamente. A única fase de sedimentação conhecida que se pode considerar para este efeito é a calabriana.

Nesta área, a aplanção não se estendeu muito mais para E porque, como vimos, a Serra do Caldeirão é mais antiga que ela e no seu flanco não se encontram as aplanções correspondentes.

4) Movimentos tectónicos deslocaram a plataforma calabriana e elevaram a Serra de Monchique. — Admitindo que a plataforma se formou aproximadamente à cota 160-170 m, as elevações posteriores, medidas pela diferença desta cota para as que referimos atrás, são as seguintes: extremidade ocidental da crista da Mesquita 150 m, Fonte Santa 180 m, Marmelete 240 m, Alferce 170 m, vertente meridional da Foia 140-180 m. Na área de S. Marcos, as cotas maiores do compartimento alto são de 250 m e 280 m; a aplanção calabriana passaria um pouco mais acima, digamos 280-300 m. A elevação terá sido pelo menos de 120-140 m. A base do degrau (depressão de S. Marcos) está 80-100 m mais abaixo; mesmo dando desconto para a erosão posterior, estaria, desde que se formou, abaixo do nível de base local e portanto cheia de sedimentos. A escarpa da Mesquita teria assim sempre cotas mais elevadas do lado ocidental, de acordo com a natureza da rocha que a constitui, pois as elevações posteriores à plataforma calabriana não foram muito diferentes.

As redes hidrográficas ao norte do degrau da Mesquita (parte ocidental) e ao sul do maciço eruptivo são constituídas por cursos de água paralelos, que se dirigem respectivamente para N e para S ⁽¹⁾. Devem-se ter desenvolvido sobre a plataforma calabriana, provavelmente depois das deslocações (redes consequentes), e mostram que esta superfície descia para o norte da Mesquita e para o sul da Foia.

É a altura de voltar atrás e dar um lance de olhos à evolução anterior à plataforma calabriana. Vimos que acima dela só se levantavam o maciço eruptivo (acima de 400 m na extremidade ocidental e acima de 340 m na oriental), a crista da Mes-

⁽¹⁾ A drenagem ao norte da Mesquita parece ser orientada duplamente: a direcção é dada pela inclinação da plataforma, mas a rigidez do traçado e as quebras frequentes indicam que os vales « descobriram » falhas no substratum.

quita (acima de 300-320 m) e o relevo de xisto que existe entre eles (Malhões 557 m, Cimalhas 496 m, Olhos Negros 515 m, etc.).

A crista da Mesquita perdeu muito material depois da sua surreição, como testemunha o depósito de calhaus mal rolados, em grande parte constituídos por quartzite; era, portanto, muito mais alta. Não se sabe onde passava o relevo contemporâneo da formação do degrau, nem o estado de evolução do respectivo ciclo. Se existem de facto, como nos pareceu, níveis a 450 m e 515 m ao norte da Foia, é provável que o mais baixo corresponda ao último ciclo deslocado pela surreição do degrau da Mesquita. O mais alto testemunharia outra pausa na elevação do maciço.

A grande elevação que provocou a exumação da massa eruptiva é assim anterior ao degrau da Mesquita e a alguns ciclos de erosão cujo estado evolutivo se desconhece. É, assim, certamente anterior ao Pliocénico. Por outro lado, a juventude do relevo indica que não se deve colocar em tempos muito recuados. Proporíamos o fim do Miocénico, talvez o Pontiano, idade em que se conhecem movimentos tectónicos noutras regiões do país [ZBYSZEWSKI, 1949, p. 77].

Certo é que a região de Monchique sofreu, desde o Miocénico, elevações tectónicas sucessivas que somam mais de 700 m ⁽¹⁾. A juventude do maciço explica-se — com dificuldade — pela maior resistência da rocha eruptiva à erosão linear, especialmente quando o declive é forte, e pela grande dureza da auréola metamórfica que defendeu o miolo de rocha eruptiva por muito tempo e fez dele um centro de irradiação de drenagem.

CAPÍTULO VII

A CÚPULA DA VIGIA E O HORST DE RELÍQUIAS

A Serra da Vigia. — A Serra da Vigia tem a forma de cúpula rebaixada, com cerca de 14 km de diâmetro e a cota máxima de 403 m. Rodeia-a uma área com altitudes um pouco superiores a 200 m. Toda a região está profundamente entalhada pela erosão e as antigas aplanações estão quase totalmentere du-

⁽¹⁾ Os 902 m da Foia menos 160-170 m da descida eustática do nível do mar. A elevação foi, com certeza, muito maior: ao número anterior haveria que juntar todo o desgaste da erosão no cimo da Foia.

zidas a níveis de cimos; por eles tem de seguir-se a ondulação do terreno.

A paisagem é semelhante à da Serra do Caldeirão e à da parte não eruptiva de Monchique. A Serra da Vigia é independente daquelas serras porque deve a sua origem ao jogo de outros elementos tectónicos e porque está separada da mais próxima delas — Monchique — por uma larga depressão, por onde passa o Rio Mira, que todavia é muito semelhante a elas, pois é constituída pela mesma rocha e está muito dissecada pelos afluentes daquele rio. Justifica-se assim que numa divisão em unidades regionais se reúna a Vigia às serras algarvias, como fez LAUTENSACH [1937, p. 115 e est. 17].

Tanto a E, como a W e S, a descida da serra para as regiões vizinhas é gradual, e relativamente regular (fig. 42) ⁽¹⁾. Para SW, a descida é também gradual, mas mais rápida, por causa do rebaixamento de erosão devido ao Mira que corre perto e aos seus afluentes. Para NW, o alto da serra liga-se, por relevos irregulares entre os quais se destaca o Moinho da Atalaia (360 m), com o pequeno horst de Relíquias que, por sua vez, vai constituir o bordo da Bacia do Sado.

Deformações das rañas. — Na periferia da serra aparecem extensos depósitos de raña. No W, conhecem-se as rañas da pirâmide Estacas 245 m (2 km a leste da estação de Odemira) e da Garraza 235-209 m (vid. Esboço geológico da região de S. Teotónio — Odemira); mais além, está a raña do Roncão (145 m) — 3 km ao norte de Odemira — já assente nas areias da planície litoral. Estes retalhos mostram que deve ter existido uma película contínua de depósito que descia, com pequeno declive, da serra até à área de Odemira.

Os depósitos de raña a NNE da serra têm maior extensão.

⁽¹⁾ O estado de dissecção do relevo não permite decidir se a superfície da cúpula é contínua ou se tem pequena quebra nos flancos, que estaria representada, entre outros, pelos pontos Estacas (245 m) e Figueirinhas (254 m) a W, e pelo ponto Corte (248 m) a E. Os perfis sintéticos também não esclarecem a questão. Se a quebra existe, ou corresponde a uma pequena paragem na elevação, durante a qual a aplanagem circundante encetou os flancos da serra, ou mostra que o empolamento não é em cúpula perfeita, mas formado como que por duas cúpulas sobrepostas (das quais a de maior curvatura estaria por cima). De qualquer maneira, o facto teria pouca influência na evolução do relevo.

O Mapa Geológico 1:500.000 indica-os, embora de maneira imperfeita. Formam dois grupos, um situado ao sudoeste de Garvão, que designaremos por Vale de Enxara, e outro ao norte e leste desta povoação, que designaremos por Corte Preta — Junqueiro; separa-os uma linha N 35° W que passe um pouco ao sul de Garvão.

O grupo Corte Preta — Junqueiro é formado por várias manchas separadas pelos vales de ribeiras que, em regra, alcançam o xisto. Existem ainda largos tractos da superfície primitiva que no restante se restitui sem dificuldade pelos pontos altos (Corte Preta 195 m, Vinhas 182 m, Reipires 178 m, Besteiras 212 m, cota 214 m, Junqueiro 195 m, Lagoa 187 m e, mais ao N, Panoias 181 m). A formação é típica, com calhaus mal rolados e abundante pasta de argila vermelha. A base dela tem certo relevo: mediram-se, em sentido transversal à descida da Vigia, desníveis da ordem dos 40 m. O depósito tem espessuras variáveis (10 a 60 m), pois preenche estas depressões. A superfície das rañas deste grupo desce com pequeno declive (cerca de 0,5%) para o NNE e, por Panoias, vai ligar-se à planície do Baixo Alentejo.

Os depósitos do grupo situado ao sudoeste de Garvão têm composição petrográfica semelhante mas menor extensão. Formam três línguas paralelas; a do meio, Vale de Enxara, é a maior e melhor conservada. A superfície destes depósitos sobe na direcção da serra com cerca de 3% de declive ⁽¹⁾.

Vejamos as relações da raña de Vale de Enxara com os elementos morfológicos adjacentes. A observação do terreno, repetida com perspectivas diferentes, mostra que o prolongamento imaginário da superfície de Vale de Enxara para o S vai passar acima do ponto mais alto da serra ⁽²⁾. Para o N, a superfície de Vale de Enxara não se liga à das outras rañas; pelo contrário, vai bater claramente contra o declive de xisto que se desenvolveu abaixo delas (est. XXII).

(1) O mapa 1:100.000 dá cotas nas duas extremidades da raña de Vale de Enxara (220 e 161 m), o que permite determinar a inclinação com certo rigor. As inclinações das outras rañas deste grupo, tanto quanto a vista permite avaliar, são semelhantes.

(2) Fazendo as contas a partir do declive da raña chega-se ao mesmo resultado: o prolongamento da superfície estaria a 450 m na vertical do ponto culminante da serra, que tem apenas 403 m.

Estes factos mostram que as rañas de Vale de Enxara depois da deposição, sofreram um movimento de balança, com abaixamento do lado N e levantamento do lado da serra (¹). Esta deslocação exige, dada a proximidade das rañas dos dois grupos, uma falha entre elas, que, todavia, não foi observada no terreno.

Demonstra-se assim, de maneira directa, pela segunda vez no nosso país, a existência de deslocações importantes posteriores às rañas (²).

A elevação da serra deve ter começado antes da deposição das rañas como mostram os factos seguintes. As rañas dispõem-se de ambos os lados da serra, indicando assim que provieram de um relevo central. De resto, a inclinação das rañas do grupo Corte Negra — Junqueiro, que não parecem deslocadas, também indica a mesma origem. Por outro lado, as areias da planície litoral faltam debaixo da raña da Garraza (flanco ocidental da serra), apesar de muito provavelmente terem coberto a região. Este facto exige uma fase de erosão, portanto de elevação, anterior às rañas, provavelmente a mesma que deslocou a plataforma litoral e também teria actuado nesta área.

A deslocação da raña de Vale de Enxara mostra que parte da elevação, porventura a mais importante, é posterior a estes sedimentos. Se existe a pequena quebra nos flancos da serra, que referimos atrás, a cerca de 250 m, deve corresponder à pausa entre as duas fases de elevação.

Relações entre o litoral e a peneplanície. — As plataformas marinhas e a peneplanície do interior não entram em contacto em parte alguma. Separam-nas relevos anteriores (Serra do Caldeirão) ou áreas muito dissecadas (Rio Mira e Serra da

(¹) A existência de uma raña com maior declive que as outras da região e cuja superfície fosse bater contra o declive delas, podia explicar-se pela deposição num vale aberto posteriormente à formação das outras (o que exigia uma fase intercalar de clima mais húmido). Mas, neste caso, deviam-se encontrar rañas inclinadas de acordo com as duas vertentes do vale, o que não acontece. Não parece poder admitir-se que tenham sido destruídas completamente de um lado, pois abundam do outro e as condições de conservação são semelhantes em ambos. Contraria também esta explicação o facto de a raña de Vale de Enxara repousar no flanco da montanha e não num vale aberto nele.

(²) G. ZBYSEWSKI [1947] descreveu, no Ribatejo, deslocações provavelmente da mesma idade.

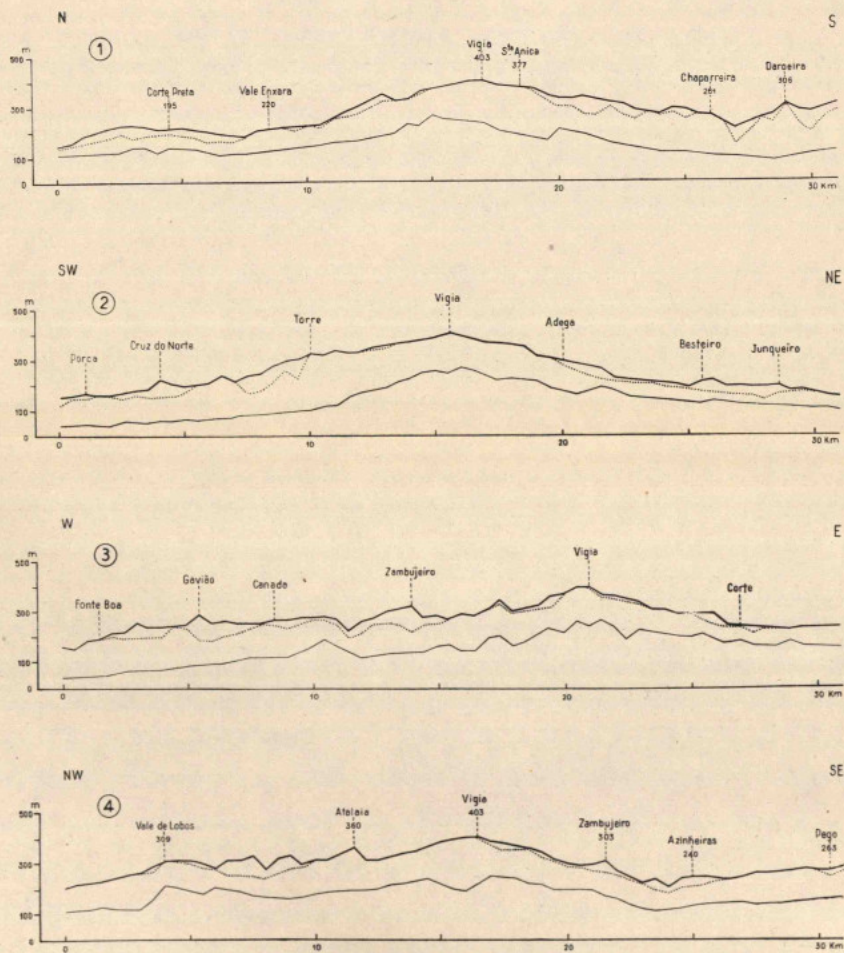


Fig. 42 — Perfis sintéticos na Serra da Vigia. Modo de execução e convenções como nos perfis sintéticos da Serra do Caldeirão (fig. 17).

Vigia). Uma das raras possibilidades de estabelecer relações entre elas — e ver-se-á que bem imperfeita — é dada pela área de Garvão e da Serra da Vigia. A peneplanície do interior segue-se, por Panoias, até às rañas do grupo Corte Preta — Junqueiro. A plataforma litoral estendeu-se com certeza muito para leste de Odemira, como mostra o desenvolvimento dela na área de S. Teotónio e na Serra de Monchique; a Serra da Vigia deve resultar, pelo menos em parte, de um empolamento dela. A peneplanície e a plataforma litoral estão assim representadas pela superfície da Vigia, pela base das rañas de Garvão e pela continuação dela na peneplanície (para leste de Panoias), sem que todavia se saiba onde terminava uma e começava a outra. A observação do terreno não mostra qualquer degrau, sugerindo antes a existência de uma única superfície; mas, dada a imperfeita conservação dos elementos morfológicos, pode-se apenas concluir que o degrau entre elas, se existia, era pequeno ⁽¹⁾.

O horst de Relíquias. — A NNW da Serra da Vigia, encontra-se um pequeno relevo alongado na direcção NE-SW e com altitudes próximas de 300 m (Moinho da Serra 298 m, Abutreira 292 m, Seixo Branco 297 m) — o pequeno horst de Relíquias ⁽²⁾. Está em continuidade com a Serra da Vigia, pelo que pode ser considerado apenas um contraforte dela.

O horst é limitado no sentido do comprimento por duas escarpas de falha pertencentes ao sistema da grande fractura S. Teotónio — Messejana. A escarpa de SE vai desde as proximidades de Santa Luzia até ao ramal de Colos; mais além, desaparece a escarpa e o horst está à altitude da parte contígua da Serra da Vigia. Esta escarpa está mesmo sobre a falha S. Teotónio — Messejana: prolonga-a até às proximidades de Odemira o alinhamento de seis vales que segue o filão dolerítico. A escarpa

(1) O relevo fraco que as rañas da Corte Preta-Junqueiro fossilizam (desníveis da ordem dos 40 m) estaria de acordo com um nível de base pouco abaixo da peneplanície, que daria lugar a fraco encaixe da rede hidrográfica. Mas a observação é local e não há a certeza se o nível fóssil é anterior às deslocções (caso em que teria significado) ou posterior à primeira fase de evolução da Vigia.

(2) Tem sido designado pelo nome de Colos. Esta povoação, embora mais importante, fica já na planície (rañas da Bacia do Sado). Preferimos, por isso, dar-lhe o nome da pequena aldeia de Relíquias.

do NW, paralela à anterior, é rectilínea e bem marcada; constituiu o bordo da Bacia do Sado. Alguns quilómetros mais a SE encontra-se outro alinhamento de fractura, paralelo aos anteriores, definido pelos vales de duas ribeiras que correm em sentidos contrários. A portela entre eles é aproveitada pela linha do caminho de ferro para atravessar o maciço.

O horst de Relíquias parece estar ligado à Serra da Vigia. Se assim é, formou-se ao mesmo tempo que ela; as deslocções do bordo da Bacia de Sado seriam, assim, relativamente recentes: só teriam terminado posteriormente à deposição das rañas.

CONCLUSÃO

A rede hidrográfica. — As áreas petrográficamente homogéneas, como a maior parte da que se estuda, dão poucos elementos que esclareçam a evolução dos cursos de água. Faltam os traçados subsequentes; as epigenias e as antedecências, que em regra dão preciosas indicações, só se podem reconhecer pelo relevo (cursos de água que deixam uma área baixa e penetram numa elevada), faltando o critério da diferença de dureza das rochas, aquele que permite reconhecê-las com mais frequência e, também, com maior segurança. Nestas áreas, os traçados são quase sempre condicionados pela tectónica, mas em regra não é possível identificar os movimentos que estão genéticamente relacionados com a posição dos cursos de água.

As fracturas orientam localmente grande número de ribeiras ou de fragmentos delas, mas têm escassa influência no desenho das grandes linhas de rede hidrográfica (mapa III).

No decurso deste trabalho já se estudou a rede hidrográfica de algumas regiões. Referiu-se a da Serra do Caldeirão, consequente com o empolamento tectónico. Na área de Monchique, a crista da Mesquita constitui divisória muito antiga e a rede de drenagem situada entre ela e o maciço eruptivo dirige-se, rodeando-o, para o S; os cursos de água situados, uns, ao norte da Mesquita, outros, ao sul do maciço eruptivo, têm orientação N-S, consequente com as deformações da planície litoral. Os Rios Arade e Odelouca atravessam em cursos epigénicos o soco de xisto levantado da Serra de Monchique. No Algarve, parte importante da drenagem é guiada pelos acidentes E-W (Ribeiras de Alportel, do Algibre, conjunto Melgas-Nave do Barão, etc.);

importantes alinhamentos seguem a direcção da escarpa da Eira de Agosto. A Ribeira de Bensafrim acompanha uma fractura NW-SE, como notou MEDEIROS-GOUVÊA [1938, p. 92]. Afluentes do Arade têm cursos subsequentes na área de costeiras situada entre Silves e S. Bartolomeu de Messines.

Examinemos agora os cursos de água principais da região.

O Rio Mira é constituído por três troços distintos: no primeiro o rio desce a Serra do Caldeirão com rumo NNW, no segundo corre para W e SW (até um pouco além de Saboia), no terceiro vira ao NNW e segue esta direcção até ao mar, apesar dos inúmeros meandros.

No primeiro troço, o Mira, como vários outros rios que divergem do cimo do Caldeirão (Oeiras, Vascão, etc.), corre consequente com o empolamento. Na parte média, está localizado na depressão limitada pela cúpula da Vigia, de um lado, e pela crista da Mesquita e o seu sopé com pendor para o N, do outro. No último troço, o curso deve-se ter definido na plataforma litoral. Vários afluentes, das duas margens, correm para ele com direcção N-S; este facto mostra que a parte da plataforma pliocénica situada perto do Mira descia para este rio definindo uma caleira tectónica; efectivamente, se a plataforma tivesse só o declive geral para o mar, como seria natural, teríamos uma rede de drenagem de elementos paralelos e de direcção E-W. Como vimos atrás, esta caleira veio coincidir com o alinhamento da fractura de S. Marcos.

Está-se ainda muito longe de poder reconstituir a evolução do Rio Guadiana, pois os elementos de que se dispõe são muito incompletos e referem-se quase exclusivamente aos últimos 200 km do curso.

A área baixa situada a leste da Serra do Caldeirão, na qual está localizada a parte final do rio, definiu-se no Pliocénico inferior, quando esta serra se levantou. Desde então, esta parte do curso deve ter traçado próximo do actual, pois os níveis embutidos das Ribeiras de Oeiras e de Carreiras, que estudámos atrás, indicam que estes cursos de água tinham traçado semelhante ao de agora.

A peneplanície no Pliocénico superior devia-se ligar pelo curso do Guadiana com as extensas plataformas do litoral. No vale deste rio encontrou-se também, embora mal desenvolvido, um nível que se segue até Pedrógão, e talvez até Mourão, e que

deve corresponder ao nível de 120-130 m do litoral. Mais abaixo, aparecem os terraços quaternários, a testemunhar do encaixe rítmico do rio neste período [FEIO, 1946].

O Guadiana aparece-nos assim como um rio antigo, pelo menos no troço final; é provável, todavia, que durante a fase de clima árido das rañas o escoamento tenha sofrido interrupção, pois estes depósitos, no sopé da falha da Vidigueira, chegam junto do rio aproximadamente à cota que ele então devia ter ⁽¹⁾; se o rio corresse, teriam sido retomados, lavados e novamente depositados, tomando o carácter de depósito fluvial, o que não acontece.

Outros cursos de água são manifestamente condicionados por dispositivos tectónicos.

O Rio Sado constituiu-se e mantém-se evidentemente a favor da bacia tectónica e do seu enchimento de rochas brandas.

A Ribeira de Alvito formou-se no «nível interior» da Serra de Portel, entre os dois pequenos horst de Vila Alva-Vila Ruiva e de S. Pedro-S. Bartolomeu.

Os fossos do litoral ocidental orientam o traçado de vários cursos de água: as Ribeiras da Sinceira, de Aljezur e da Cabeça Calva, dois pequenos afluentes do Rio Seixe e, já perto de Odemira, as Ribeiras do Marmelo e da Abelheira.

No conjunto da rede hidrográfica de Portugal, claramente subordinada a condições tectónicas, como se deixa ver pelo paralelismo de grandes troços dos rios entre si ou em relação com acidentes importantes, os cursos de água do sul mostram-se caprichosos e aberrantes. A Bacia do Tejo parece constituir o limite meridional dum sistema geral de drenagem orientada para W e para SW, nenhum rio ao norte corre em sentido contrário a esta orientação, como o Sado e o Mira, assim como nenhum curso de água importante possui um traçado em arco com uma componente N-S, como o Guadiana no seu percurso fronteiriço e português. Este rumo constitui talvez o maior enigma na evolução da rede hidrográfica do ocidente da Península. Quanto aos outros rios do sul, a sua dependência em relação às condições tectónicas é porventura mais directa e evidente que a de muitos

⁽¹⁾ As rañas descem abaixo do terraço siciliano, que assenta nelas, preenchendo evidentemente uma depressão tectónica, e sobem a mais de 20 m acima dele. A altitude do rio, se corresse na época, devia cair dentro da margem correspondente à espessura das rañas [FEIO, 1946, p. 81].

rios do norte. Mas a existência de uma vasta plataforma interior, dotada de grande estabilidade, e a importância de deformações marginais que a afectaram a ocidente e a sul contrariam a formação de um escoamento geral para W que predomina no resto do país.

Evolução de conjunto da região. — Nas páginas anteriores esboçou-se a evolução do relevo do Baixo Alentejo e do Algarve na era terciária, principalmente na parte final dela; se estão certas as datas que indicámos, essa evolução foi, em resumo, a seguinte:

A peneplanície do Baixo Alentejo deve datar do Paleogénico. Durante o Miocénico continuou o regime de planuras, embora se tivessem formado pequenas depressões, cheias de sedimentos finos, e se levantassem vários compartimentos, correspondentes aos relevos residuais actuais. No final deste período, a Bacia do Sado já estava claramente individualizada, como mostram os sedimentos com fósseis marinhos do Helvetiano; a peneplanície devia-se estender muito para o sul, ocupando, pelo menos, a área da Serra do Caldeirão. São também desta época os ciclos de erosão que começaram a exumar o maciço eruptivo de Monchique.

No Pliocénico inferior levantaram-se novos compartimentos da peneplanície: a Serra do Caldeirão e o soco de xisto de Monchique, consequência dos movimentos da crista da Mesquita e da depressão de S. Marcos.

No Pliocénico médio jogaram pela primeira vez os fossos do litoral ocidental, resultando de aí nova elevação, embora pouco importante, do soco de Monchique, que provavelmente se estendeu à área situada mais ao N (leste de Odemira).

No começo do Pliocénico superior o mar talhou extensa plataforma de transgressão a 160-170 m de altitude. A peneplanície, situada a cota pouco mais alta, ligava-se a este nível ⁽¹⁾: a erosão actuava ainda no sentido de a aperfeiçoar.

⁽¹⁾ As razões para fazer corresponder a plataforma marinha de 160-170 m à peneplanície são as seguintes (vid. pp. 363-365 e 392):

Por cima dos níveis quaternários aparece um nível pouco desenvolvido, com 120-130 m de altura no litoral, 145 m em Mértola, 160-165 m na foz da Ribeira de Limas e 170 m em frente de Pedrógão. Imediatamente por cima dele vêm, no litoral, a plataforma de 160-170 m e, no Guadiana, a peneplanície. A pequena diferença de cota entre estes dois elementos harmoniza-se perfei-

Deram-se a seguir movimentos tectónicos importantes e começou a grande regressão do mar que, com paragens e reversões, continuou até à actualidade. Devem-se a estes movimentos a formação da escarpa da Vidigueira, a ondulação da peneplanície, o abaixamento da Bacia do Sado e provavelmente a elevação da Serra de Barrancos; no ocidente jogaram de novo os fossos do litoral, levantando-se o conjunto de Monchique, e, um pouco mais tarde, a Serra da Vigia.

Como consequência destes movimentos e de uma fase de clima árido depositaram-se as rañas, que são aproximadamente contemporâneas da breve paragem do mar pliocénico ao nível de 120-130 m.

No Quaternário continuou a descida do mar, com as oscilações rítmicas devidas às glaciações. As terras mantiveram-se estáveis, como mostram os terraços não deformados dos rios. A erosão atacou fortemente todo o relevo.

Posição do nível do mar. — Quais terão sido as posições absolutas do nível do mar durante esta evolução? As altitudes dele desde o Pliocénico superior são conhecidas: 160-170 m (Calabriano inferior), 120-130 m (Calabriano superior), 80-90 m (Siciliano), 50-60 m (Millaziano), 25-35 m (Tirreniano), 10-15 m (Grimaldiano I) e 5-8 m (Grimaldiano II). Antes daquela época, as posições do nível marinho ou são desconhecidas ou suscitam grande margem de dúvida.

Examinemos o problema do Pliocénico inferior, aquele que primeiro se levanta e que, pela proximidade, oferece melhores perspectivas de solução. O regime de grandes aplanações mantém-se no Baixo Alentejo desde o Paleogénico, como vimos; do Pliocénico inferior, nomeadamente, existem ainda hoje grandes

tamente com o declive de rios em estado muito adiantado de evolução. (Não se pode fazer corresponder a plataforma litoral de 160-170 m ao nível que tem 145 m em Mértola por este estar mais baixo e, sobretudo, por corresponder a uma paragem breve — aproximadamente como o Siciliano — enquanto a plataforma litoral tem muito maior desenvolvimento).

Vimos também, ao estudar a Serra da Vigia, que entre a plataforma litoral e a peneplanície não houve talvez degrau ou, se este existiu, foi insignificante.

tractos de superfície, que se têm conservado relativamente estáveis ⁽¹⁾.

O nível de base ⁽²⁾ do Pliocénico inferior tinha de estar evidentemente à altura da respectiva aplanção; no caso de ter havido uma fase com o nível mais baixo, a superfície teria sido destruída se a fase fosse demorada, ou, se ela fosse breve, os cursos de água teriam aberto sulcos semelhantes aos quaternários, mais tarde fossilizados e que o actual rejuvenescimento de erosão permitiria observar ⁽³⁾.

Esta argumentação aplica-se, na peneplanície do Baixo Alentejo, a todo o tempo que decorreu depois da deposição dos grés e conglomerados rosados, atribuídos ao Paleogénico. Simplesmente, quanto mais recuada for a época considerada, mais incerta ela se torna, pela possibilidade de terem intervindo factores desconhecidos e por causa das pequenas deformações que a peneplanície sofreu ⁽⁴⁾.

Parece assim que o nível do mar se manteve estável desde a formação dos depósitos paleogénicos até ao Calabriano inferior; o pouco rigor do método usado e o facto de poderem intervir outros factores, como a distância ao mar, obrigam a considerar aquela estabilidade apenas como grosseiramente aproximada ⁽⁵⁾.

Surge porém uma dificuldade. Se o nível do mar no Pliocénico inferior correspondia à peneplanície, como se pode ter dado a transgressão do Pliocénico superior que se observa no litoral, sem submersão dela? A instabilidade tectónica da zona

⁽¹⁾ A ondulação do fim do Pliocénico afectou pouco algumas partes dela, como mostra a extensa conservação das impregnações e crostas calcárias desta idade.

⁽²⁾ Referimo-nos ao nível de base local. A altitude do nível do mar pode ser um pouco diferente. O que importa aqui é a cota a que se dá a erosão na área considerada (nível de base local, transmitido pelos cursos de água a partir do nível de base geral).

⁽³⁾ Tem de se ressaltar, todavia, a possibilidade que já se referiu (p. 341) de ter havido uma fase de nível alto do mar, seguida de outra de erosão que anulasse aquela exactamente.

⁽⁴⁾ Recorde-se que não se trata de uma aplanção que se formasse no Paleogénico e se mantivesse intacta até hoje. Pelo contrário, num regime sempre de planura, deram-se deformações e retoques de erosão consideráveis.

⁽⁵⁾ Na verdade, apenas se pode concluir que o nível acertou, durante largo período, com a peneplanície. O que não exclui a possibilidade, muitíssimo improvável aliás, de o nível do mar se ter deslocado mas ser fielmente acompanhado em todos os movimentos pela peneplanície.

litoral pode fornecer uma explicação: em tempos anteriores ao Pliocénico inferior ter-se-ia levantado larga faixa de terreno que compreenderia talvez a área onde actualmente estão situadas as Serras de Monchique e da Vigia e se estenderia muito para W ⁽¹⁾. Este levantamento faria recuar o mar, levando-o a ocupar posição mais ao ocidente. A transgressão (avanço do mar sobre o continente) explicar-se-ia agora apenas pelas leis da abrasão marinha.

É provável, todavia, que o nível do mar no Pliocénico inferior tenha estado um pouco abaixo do mar calabriano, pois, assentes na plataforma de abrasão litoral, encontraram-se por vezes calhaus bem rolados mas grosseiros, o que não devia acontecer se a transgressão não fosse acompanhada por subida do nível do mar. Contudo, esta diferença de nível devia ser relativamente pequena, de maneira a ser gasta pelos cursos de água no percurso até à peneplanície: só assim a recidiva de erosão não chegaria, como não chegou, até esta.

Teríamos assim, no Pliocénico inferior, o nível de base local à altura da peneplanície e o nível do mar um pouco mais abaixo, o que levaria a atribuir-lhe uma altitude absoluta da ordem dos 150 m.

G. ZBYSZEWSKI, no resumo da evolução do Pliocénico atrás citado (p. 407), refere sedimentos marinhos transgressivos no Pliocénico inferior, um regime de lagunas com deposição de lenhites, tripoli e argilas com vegetais no Pliocénico médio, a que se seguiu a grande transgressão calabriana. Esta sucessão, que foi confirmada por observações recentes deste autor e de CARLOS TEIXEIRA na região de Pombal, não contradiz as posições do nível do mar que deduzimos atrás: o avanço do mar no Pliocénico inferior pode corresponder a abatimentos litorais, como indica o facto de se observar em áreas limitadas; a sedimentação continental do Pliocénico médio corresponderia ao enchimento dos fossos litorais; a estes fenómenos teria sucedido, graças à acção

(¹) O levantamento cairia no Pontiano, pois tinha de ser posterior ao Helvetiano que tem depósitos marinhos na área dele. Um levantamento desta idade estaria perfeitamente de acordo com os resultados a que chegámos por outros caminhos ao estudar a Serra de Monchique (necessidade de um levantamento desta idade) e com o facto de se conhecerem movimentos tectónicos contemporâneos noutras partes do país.

abrasiva do mar, por pequena subida de nível, a transgressão do Pliocénico superior.

O esquema das posições absolutas do nível do mar no Pliocénico, que apresentámos atrás, não se pode considerar demonstrado; julgamos todavia que como hipótese de trabalho, poderá ser de alguma utilidade.

Estilo tectónico. — O estilo tectónico da região caracteriza-se por subidas monoclinaes, que têm origem em levantamentos graduais da antiga superfície ou em pequenos abatimentos junto de falhas. O primeiro dispositivo é mais frequente (todos os relevos do interior), o segundo aparece nos fossos do litoral (Arrifoias, Aljezur e Sinceira), que se moveram deste modo por duas vezes, e na depressão de S. Marcos. Acompanham estas deslocacões movimentos de balança e elevações importantes.

As subidas monoclinaes podem terminar por falha, como acontece na Serra de Barrancos e parece ser o caso da parte NW da Serra de Portel (cadeia de S. Pedro — S. Bartolomeu), ou reunirem-se para formar empolamentos (Serras da Vigia e do Caldeirão) ⁽¹⁾.

Relevos contíguos à área estudada mostram as mesmas características: a Serra do Cercal é formada por uma superfície inclinada e levantada a W por uma falha e a Serra de Grândola lembra um telhado de duas águas dissimétricas, com a cumeeada inclinada, e terminado ao N por uma escarpa de falha.

Estas formas só se podem explicar pela acção de forças verticais e estão perfeitamente de acordo com um maciço antigo já consolidado por enrugamentos mas um pouco maleável pela natureza das rochas que o constituem. A massa de xisto conformou-se com as acções do substrato, flectindo-se; quando a flexão excedeu certa amplitude ou foi brusca, fracturou-se, dando as rejeições que desnivelam a região.

No território estudado reconhecem-se lado a lado, áreas com vocações completamente diferentes: na peneplanície, notável permanência de formas planas, que data provavelmente do Paleogénico e persistiu até hoje; na Serra de Monchique elevações sucessivas, em que se distinguem, desde o Miocénico, quatro

(1) A última, pelas falhas do flanco sul, faz transição para o dispositivo anterior.

ou cinco impulsos que somam mais de 700 m. O estado de evolução dos vários elementos que constituem a Serra de Portel mostra também instabilidade tectónica muito prolongada.

Pelo contrário, noutras áreas, só se conhece uma fase de levantamento, como por exemplo nas Serras de Barrancos, do Caldeirão e de Grândola.

Verificou-se mais uma vez que as escarpas de falha recentes correspondem com frequência a acidentes antigos ⁽¹⁾: como é natural, os movimentos tectónicos aproveitam sempre que é possível linhas de fraqueza já existentes. Acontece assim com o grande acidente que limita os fossos litorais e provavelmente com a falha da Mesquita, que tem o rumo hercínico.

Por se encontrar uma falha com rejeição morfológica não se pode, pois, concluir que a respectiva linha de falha é recente, mas apenas que a falha jogou há pouco tempo.

Note-se, finalmente, a grande importância da tectónica pliocénica, de movimentos verticais que produzem falhas e empolamentos e comandam todo o relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Distinguiram-se três fases, que se colocaram no Pliocénico inferior (deslocação do acidente S. Marcos-Mesquita), no Pliocénico médio (primeiro movimento dos fossos litorais) e no Pliocénico superior (segundo movimento dos fossos litorais); observaram-se também movimentos posteriores à formação dos depósitos de raia, que correspondem, provavelmente, às derradeiras manifestações da última fase.

Problemas de data. — As datas que se atribuíram aos diversos elementos morfológicos ressentem-se muito do conhecimento imperfeito da idade dos depósitos discordantes. Apesar disso, julga-se que as datas das formas relacionadas com o litoral ocidental, embora susceptíveis de acertos, não devem vir a sofrer modificações profundas: a sucessão dos fenómenos está assente e localiza-se entre limites bem definidos (os depósitos do Helvetiano superior com fauna marinha e os primeiros terraços quaternários).

Infelizmente já não se pode dizer o mesmo da datagem da peneplanície que se baseia nas idades de sedimentos determi-

⁽¹⁾ Notáramos facto semelhante ao estudar a linha de depressões Régua-Verin (rumo atlântico) [FEIO, 1951]. A falha de Cebola, de rumo bético (ENE.-WSW) está mineralizada por quartzo, blenda, galena, etc., como indica THADEU [1949].

nados apenas por semelhanças de facies. Não é de excluir por isso, a possibilidade de futuras observações ou o aparecimento de fósseis trazerem mudanças consideráveis (1).

Os elementos que permitem estabelecer relações entre as formas do litoral e a peneplanície também são escassos: por isso, embora a significação deles pareça clara, aquelas relações são pouco seguras. É provável, todavia, que possam ser reforçadas num futuro breve, quando for publicado o mapa 1:25.000 da parte do vale do Guadiana situada entre a peneplanície e o mar.

Não se esqueça também que muitas interpretações se baseiam no eustatismo do Quaternário e do Pliocénico superior, quadro que se aceitou no presente trabalho em vista dos resultados convergentes de outros estudos, confirmados por algumas observações nesta área.

Seguiu-se várias vezes, ao estabelecer relações entre os vários elementos, apenas o caminho que pareceu mais provável, mas a possibilidade de outras interpretações não ficou excluída de modo nenhum.

O achado de fósseis nas formações detríticas da peneplanície e do litoral seria da maior vantagem para a segurança e rigor das datas do edifício morfológico que se apresentou. Teriam especial importância os dos grés e conglomerados rosados que se atribuíram ao Paleogénico.

As características do relevo do Alentejo não diferem essencialmente das do centro e nordeste do país: aplanações extensas e provavelmente muito antigas, que deslocações tectónicas balançam e desnivelam. As diferenças são sobretudo de medida (rejeições muito maiores no norte, maior extensão e melhor conservação das aplanações no sul) e consequência da diferente natureza das rochas (grandes manchas de granito no norte, domínio dos xistos no sul).

A planície do Baixo Alentejo está muito distante das formas semelhantes que foram estudadas no centro do país; cobrem-na,

(1) Mesmo que a assimilação dos grés e conglomerados rosados da peneplanície à formação de Benfica e a formações semelhantes de Serra da Arrábida se venha a mostrar injustificada, é praticamente certo que aquelas formações são ante-Helvetianas, dada a analogia com as camadas inferiores do corte do Esbarrondadoiro. Neste caso, a peneplanície dataria ainda do meio do Miocénico.

além disso, depósitos detríticos diferentes. Nestas condições, os estudos morfológicos respectivos, em vez de se apoiarem e verificarem reciprocamente, permanecem completamente desligados. A tarefa imediata consiste por isso em estabelecer a ligação entre a peneplanície alentejana e o elemento principal do relevo da Beira Baixa, a superfície fossilizada por arkoses que ORLANDO RIBEIRO atribui também ao Paleogénico (vid. especialmente RIBEIRO [1949, p. 95], que condensa publicações anteriores). É necessário relacionar as superfícies, seguindo-as lateralmente, bem como os depósitos que as cobrem; a última parte será talvez mais importante e de resultados mais seguros.

BIBLIOGRAFIA

I — Estudos respeitantes à geomorfologia da região.

- BIROT, P. & FEIO, M. (1948) — *Notes sur la morphologie du Portugal méridional*. Mélanges offerts en hommage à M. Daniel Faucher. Vol. I. Toulouse.
- FEIO, M. (1946) — *Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila*. Com. Serv. Geol. Port., tomo XXVII, Lisboa.
- (1949 a) — *Le Bas Alentejo et l'Algarve* (Livret-guide de l'excursion E). Congrès International de Géographie, Lisbonne, p. 11-23.
- (1949 b) — *A Serra de Portel*. Bol. Soc. Geol. Port., vol. VIII, Porto.
- (1949 c) — *O litoral ao norte do Cabo de S. Vicente*. Bol. Soc. Geol. Port., vol. VIII, Porto.
- LAUTENSACH, H. (1928) — *Morphologische Skizze der Küsten Portugals*. Sonderband der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, p. 296-346.
- (1932 e 1937) — *Portugal auf Grund eigener Reisen und der Literatur*. I. Teil: *Das Land als Ganzes*. II. Teil: *Die portugiesischen Landschaften*. Pet. Mitt., Erg.-Heft 213 e 230, Gotha 1932 e 1937. Especialmente, 1.^a parte, p. 56-57; 2.^a parte, p. 107-124.
- MEDEIROS-GOUVÊA, A. DE (1938) — *Algarve (Aspectos fisiográficos)*. Lisboa. 160 p..
- ZBYSZEWSKI, G. (1939 a) — *Observations sur la structure et la morphologie du Bas Alentejo et de l'Algarve*. Bull. Études Portugaises. Institut Français au Portugal, Lisbonne.
- Vid. também QUIRING 1936 e ZBYSZEWSKI 1939 b.

II — Outros estudos (principalmente geológicos)
respeitantes à região.

- ABECASIS, D. (1926) — *Estudo geral e económico dos portos do Algarve*. Porto.
- ASSUNÇÃO, C. TORRE DE (1949) — *Sobre uma intrusão dolerítica no Antracolitico do Baixo Alentejo*. Bol. Soc. Port. Ciênc. Nat., vol. II, 2.^a série, fasc. 1, p. 66-74, Lisboa.
- ASSUNÇÃO, C. TORRE DE & BRAK-LAMY, J. (1950) — *Notas sobre a petrografia eruptiva do distrito de Beja*. Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, n.º 18.
- BONNET, CH. (1850) — *Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province*. Lisboa, 186 p..
- BOURCART, J. (1935) — *Le Quaternaire marin dans le Golfe de Cadiz*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 201, p. 1493.
- (1936a) — *Le Quaternaire marin sur le littoral du Cap Saint-Vincent à l'estuaire du Sado*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 202, p. 856-858.
- (1936b) — *Résultats d'ensemble d'une étude du Quaternaire et du Pliocène marin du littoral atlantique du Maroc et du Portugal*. C. R. du Congr. des Géogr. et des Ethnographes Slaves, Sofia.
- BOURCART, J. & ZBYSZEWSKI, G. (1940) — *La faune de Cacela en Algarve (Portugal)*. Com. Serv. Geol. Port., XXI.
- BREUIL, H., RIBEIRO, O. & ZBYSZEWSKI, G. (1943) — *Les plages quaternaires et les industries préhistoriques du littoral de l'Alentejo entre Sines e Vila Nova de Milfontes*. IV Congr. Luso-Esp. da Assoc. Port. Progr. Ciênc., tomo VIII, p. 78-94, Porto.
- CHOFFAT, P. (1887) — *Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado*. Com. Serv. Geol. Port., I, Lisboa.
- (1907) — *Notícia sobre a Carta Hypsometrica de Portugal*. Lisboa (p. 50, 54 e 56); publicada também em francês nas Com. Serv. Geol. Port., VII, fasc. 1, Lisboa.
- COSTA E ALMEIDA & MARTINS DA SILVA (1946) — *Jazigos de ferro e manganês do Alentejo — Estudo das Minas da Serra da Mina, Toca do Mocho, etc.*. Publ. Serv. Fom. Mineiro, n.º 12, Lisboa.
- DELGADO, J. F. NERY (1905) — *Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos*. Com. Serv. Geol. Port., VI, p. 86-91, especialmente p. 89-90.
- FORMOSINHO, J., VAULTIER, M. & ZBYSZEWSKI, G. (1945) — *Nouvelles découvertes paléolithiques en Algarve*. Porto.
- FREIRE DE ANDRADE, C. (1937) — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa.
- KAYSER, ER. (1914) — *Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal*. Neues Jahrb. f. Min. Geol. und Paläont., Beilage-B. XXXIX, p. 225-267.
- KRAATZ-KOCHLAU, K. v. & v. HACKMAN (1897) — *Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine*. Tschermak's min. und petr. Mitt., p. 197-307.

- QUIRING, H. (1936) — *Die jungtertiären Eisen-Manganerzvorkommen im Devon, Karbon und Pliocän von Südpotugal*. Archiv für Lagerstättenforschung, vol. 63, Berlin.
- RIBEIRO, C. (1866) — *Descrição do solo quaternário das Bacias do Tejo e do Sado*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa.
- ROMAN, F. (1917) — *Nouvelles observations sur les faunes continentales tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage*. Com. Serv. Geol. Port., tomo XII, Lisboa, p. 98.
- ROMAN, F. & TORRES, A. (1907) — *Le Néogène continental de la basse vallée du Tage*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa.
- SOUSA, F. L. PEREIRA DE (1914) — *Principais macrosismos em Portugal. Anos de 1911, 1912 e 1913*. Com. Serv. Geol. Port., X, p. 199-223.
- (1917a) — *Principais macrosismos em Portugal. Anos de 1914, 1915 e 1916*. Com. Serv. Geol. Port., XII, p. 102-126.
- (1917b) — *Sur les éruptions du littoral de l'Algarve*. C. R. Ac. Sc. Paris, tomo 165, p. 674.
- (1918) — *Sur les mouvements épirogéniques pendant le Quaternaire de l'Algarve (Portugal)*. C. R. Ac. Sc. Paris, tomo 166, p. 688.
- (1919) — *O Terremoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico*. Vol. I (Distritos de Faro, Beja e Évora). Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa.
- (1926) — *La Serra de Monchique*. Bull. Soc. Geol. France, 4^e série, XXVI, p. 231-350.
- VIANA, A. & ZBYSZEWSKI, G. (1949) — *Contribuição para o estudo do Quaternário do Algarve*. Com. Serv. Geol. Port., XXIX, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. (1939b) — *Essai sur l'hydrologie du Bassin du Sado (Portugal)*. Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dynamique, XII, 3, Paris.
- (1943a) — *Le passé géologique de l'Alentejo*. Bol. F. N. P. T., V, p. 43-64, Lisboa.
- (1943b) — *La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire du Portugal en 1942*. Bol. Soc. Geol. Port., II, Porto.
- (1946) — *Note sur l'existence d'algues fossiles dans le Miocène de Aljezur (Algarve)*. Anais da Fac. Cienc. do Porto.
- (1948) — *O Miocénico marinho da região de Bensafrim*. Bol. Soc. Geol. Port., VII, Porto.
- (1949) — *Contribution à la connaissance du Pliocène portugais*. Com. Serv. Geol. Port., XXX, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., FEIO, M. & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1950) — *Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo*. XIII Congr. Ass. Port. Progr. Ciênc., Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. & MEDEIROS-GOUVÊA, A. DE (1937a) — *Nouvelles observations sur le Quaternaire du littoral du Portugal méridional entre le Cap Sagres et l'embouchure de la rivière d'Odesseixe*. C. R. Ac. Sc. Paris, 204, p. 1207.
- (1937b) — *Observations sur le littoral portugais entre l'embouchure de la rivière d'Odesseixe et celle du Rio Mira*. C. R. Ac. Sc. Paris, 204, p. 1435.

III — Estudos citados como método ou comparação.

- BAULIG, H. (1926) — *Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique*. Bull. Ass. Géogr. France, n.º 10.
- (1928): *Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Paris.
- BLUM, R. (1861): *Foyait, ein neues Gestein aus Süd-Portugal*. Neues Jahrbuch f. Min. usw., p. 426-433.
- FEIO, M. (1951) — *A depressão Régua — Verin*. Notas Geomorfológicas. Com. Serv. Geol. Port., XXXII, Lisboa.
- FEIO, M. & BRITO, RAQUEL SOEIRO DE (1950) — *Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais*. C. R. Congr. Intern. Géogr., Lisbonne.
- JOHNSON, D. W. (1938) — *Shore processes and shoreline development*. New York.
- LEFÈVRE, M. A. (1949) — *Les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne belge et de son avant-pays*. Union Géographique Internationale, Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement tertiaires. Louvain.
- PARGA-PONDAL, ISIDRO (1935) — *Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Ser. Geol., n.º 39. Madrid. Especialmente p. 107 e 153.
- RIBEIRO, O. (1940) — *Problemas morfológicos do Maciço Hispérico português*. Las Ciencias, VI, 2, p. 315-336. Madrid.
- (1942) — *Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central entre Sobreira Formosa e a fronteira*. Bol. Soc. Geol. Port., I, 3, Porto.
- (1949) — *Le Portugal Central* (Livret-guide de l'excursion C). Congrès International de Géographie, Lisbonne.
- RIBEIRO, O. & FEIO, M. (1950) — *Les dépôts de type raia au Portugal*. C. R. Congr. Intern. Géogr., Lisbonne.
- TEIXEIRA, C. (1948) — *Les dépôts modernes du littoral portugais au nord de Leiria*. Bol. Soc. Geol. Port., VII, Porto.
- THADEU, D. (1949) — *A Cordilheira Central entre as Serras da Gardunha e de S. Pedro do Açor*. Bol. Soc. Geol. Port., VIII.
- TROELS-SMITH, J. (1937) — *Pollenanalytisk Datering of Brabrand-Fundet*. Danm. geol. Unders., 2, Copenhagen.
- VEATCH, A. C. (1935) — *Evolution of the Congo Basin*. Mem. Geol. Soc. America, Washington.
- ZBYSZEWSKI, G. (1941) — *Contribution à l'étude des terrains éruptifs du Cap Sines*. Com. Serv. Geol. Port., XXII, Lisboa.
- (1947). *Etude géologique de la région de Almeirim*. Com. Serv. Geol. Port., XXVIII, Lisboa.
- ZEUNER, F. E. (1950) — *Dating the past*. Londres, especialmente p. 67, 84 e 105-109.



Fig. 1 — Barranco fossilizado por depósito paleogénico na estrada de Terena para Santiago Maior. A linha pontuada indica o contacto entre o xisto e o depósito.

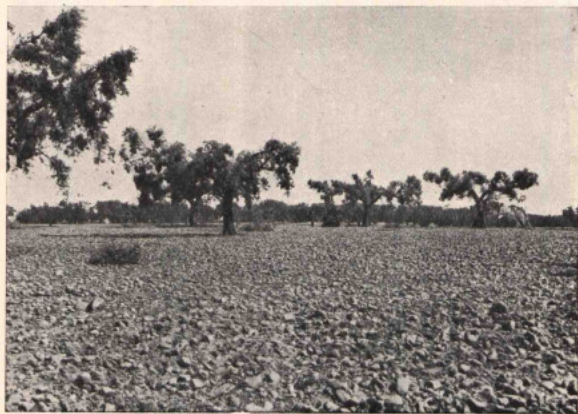


Fig. 2 — O terraço de 80-90 m (siciliano) do Guadiana, na área de S. Bartolomeu (Pedrógão).



Fig. 1 — A planície a E e NE da Serra da Adiça, vista do cimo desta. No primeiro plano, lapiés calcários.
À direita, a elevação da Serra de Barrancos.



Fig. 2 — A Serra da Preguiça, vista do sudoeste. A cornija olha ao noroeste.



Vertente meridional da Serra do Caldeirão. Descida gradual da Figueira Brava (504 m) para o sul.



A Serra do Caldeirão, a depressão de S. Marcos e o rebordo do soco xistoso de S. Marcos. A depressão de S. Marcos passa na aldeia deste nome e atravessa toda a fotografia. Para lá dela, o Gipfelfluhr inclinado da Serra do Caldeirão.

À esquerda, a extremidade meridional do degrau da Mesquita.

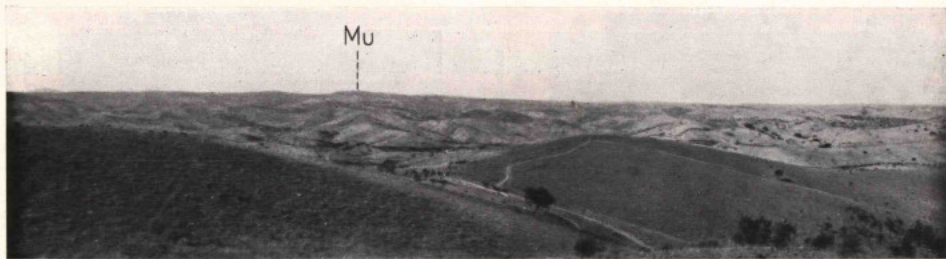


Fig. 1 — Flanco setentrional da Serra do Caldeirão. A descida gradual do Mu (578 m) para a planície na área de Almodovar (à direita).

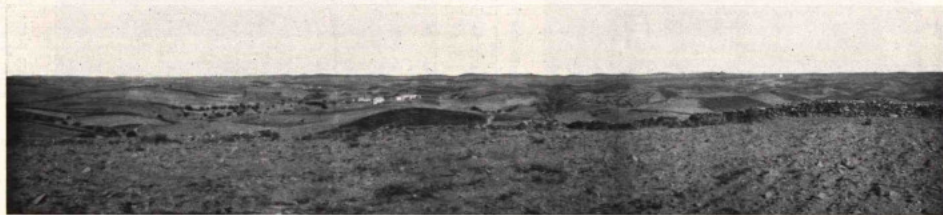


Fig. 2 — A planície a leste da Serra do Caldeirão (Balurcos, próximo de Alcoutim). O Guadiana atravessa a fotografia longitudinalmente, mas o seu entalhe, um pouco para lá da pequena povoação, não se consegue distinguir. No horizonte, já em Espanha, notam-se relevos residuais pouco importantes.



Fig. 1 — Típico relevo de xisto nas partes muito dissecadas da peneplanície do Baixo Alentejo. No primeiro plano, barranco com belos meandros encaixados. (Margens do Guadiana, a leste de Brinches).



Fig. 2 — Relevo de xisto em plena Serra do Caldeirão. A ribeira do Leite entre Mercadores e Cachopo.

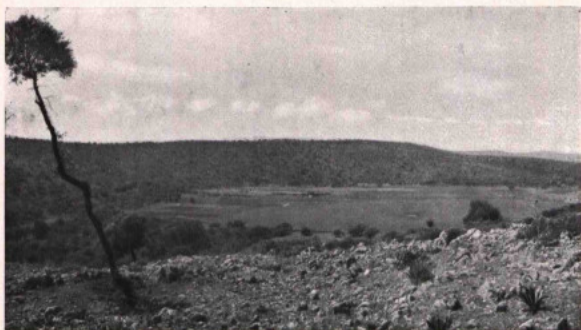


Fig. 1 — A extremidade de jusante da Nave do Barão. O fundo da depressão está em parte inundado (Abril de 1949).

Foto Viggo Hansen.



Fig. 2 — A cornija de Bensafirim, bordo de uma plataforma estrutural. A cornija é constituída por dolomias sinemurianas e a encosta por margas e ofites. Ao fundo à esquerda, a Serra de Monchique.



Fig. 1 — A cornija dos Soidos. Dolomias sobre margas.

Foto G. Zbyszewski.



Fig. 2 — A cornija do Penedo Grande (S. Bartolomeu de Messines).
Grés triásicos sobre margas.

Foto Viggo Hansen.

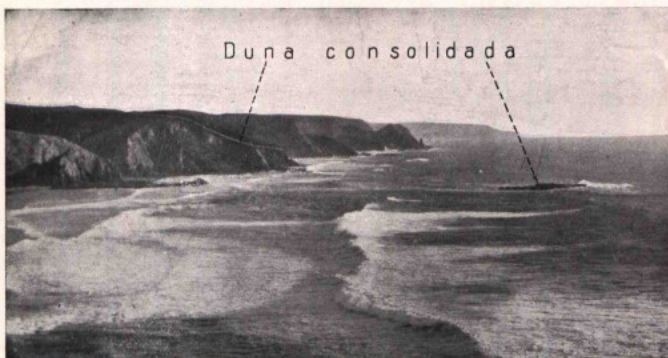


Fig. 1 — A planície litoral interceptada pela Ribeira de Aljezur. Notar a rigidez da plataforma de abrasão marinha. O depósito respectivo é pouco espesso, de modo que as vertentes são praticamente talhadas no xisto. Fundo aluvial ocupado em parte por arrozais.



Fig. 2 — Vista da plataforma de S. Teotónio. Notem-se os fundos entalhes dos cursos de água. À direita, no horizonte, distingue-se a Serra de Monchique; à esquerda, o relevo principal é a extremidade da crista da Mesquita (Algarès 456 m); mais à esquerda, o pequeno relevo dos Navios (297 m).

Foto O. Ribeiro.



Costa ao sul da Carrapateira. Aplicação de duna consolidada (Dornas) e ilheu do mesmo material (Pedra do Cavaleiro).



Duna consolidada banhada pelo mar, na costa ao sul de Vila Nova de Milfontes. Reconhece-se a superfície da duna que mergulha nas águas. Lapiés imperfeito, resultante da dissolução do cimento calcário. À esquerda, em cima, cabeço de duna móvel actual.

Foto C. Teixeira.



Fig. 1 — A planície litoral nos arredores de Odemira. No Roncão, a cascalheira de raia, pouco espessa, assenta nas areias da planície litoral, consolidadas por crosta. Notar a continuação do nível da planície litoral para a direita da fotografia por cabeços (crosta ferruginosa) coroados de negro.



Fig. 2 — A plataforma do Cascalho e o cerro de Goias. A primeira é constituída por um depósito de calhaus mal rolados. No segundo, este depósito é coberto por areias da planície litoral.



Fig. 1 — A plataforma do Abana Amor (ao fundo), elevando-se da extensa aplanção siciliana da Galinha.



Fig. 2 — O «filão» da Roca. Vista do plano da falha, exumado.



Fig. 1 — Corte na raña da Garraza. Estratificação apenas esboçada;
grandes calhaus no meio de material fino.



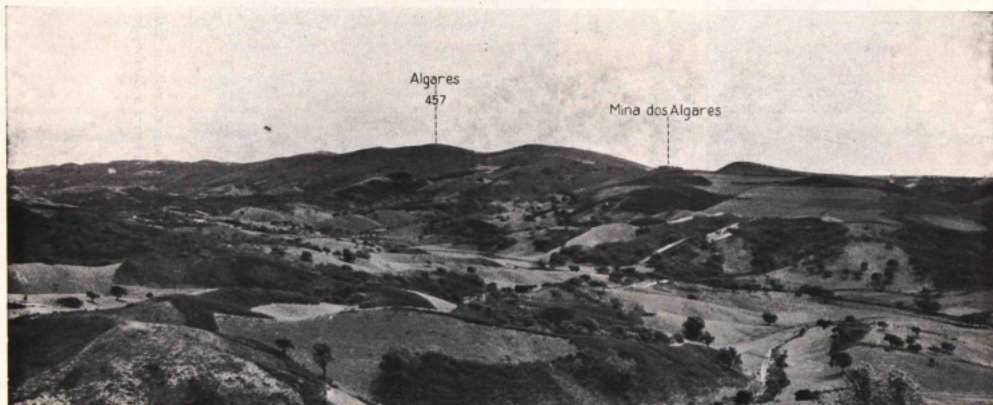
Fig. 2 — O esbarrondadoiro das Arrifoias.



Fig. 1 — Falha entre as areias pliocénicas (à esquerda) e o xisto (à direita). O plano da falha observa-se com nitidez. Estrada Odemira-S. Teotónio (a SW da pirâmide Roca).



Fig. 2 — Falha entre as areias pliocénicas (à esquerda) e os xistos (à direita). Ao centro, rocha triturada. Estrada para a Zambujeira.



A parte ocidental da crista da Mesquita, vista do norte. As areias da planície litoral, que se observa à direita no horizonte, chegam à rechã da Mina dos Algarves (310 m).



Fig. 1 — A plataforma de abrasão pliocénica, inclinada tectonicamente, entre o Moinho da Relva Grande (313 m) e o Monte de Vale de Água da Serra (249 m).



Fig. 2 — Falha entre o xisto (à esquerda) e o depósito de calhaus mal rolados (à direita). À saída de S. Teotónio, no ramal para a Zambujeira.

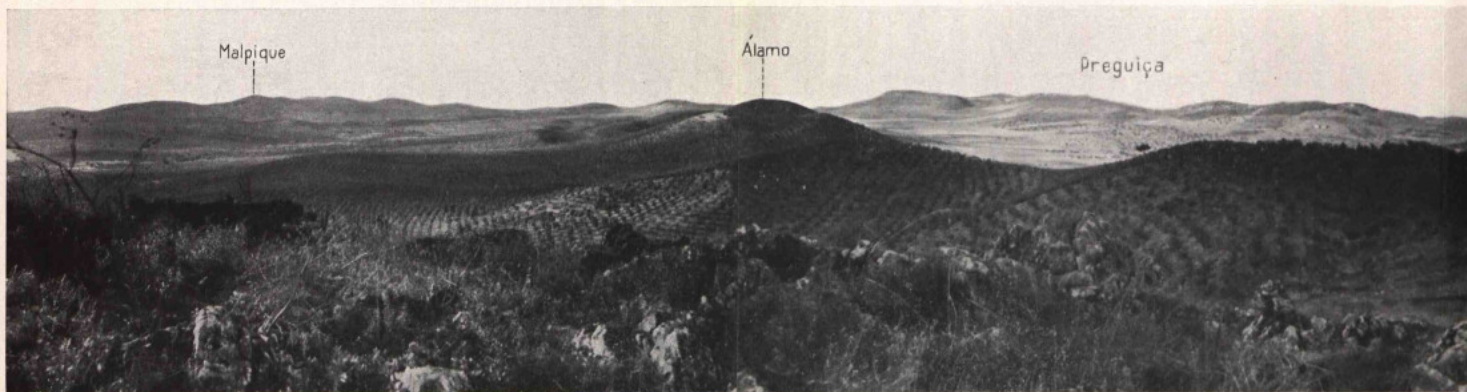


Fig. 1 — Os três alinhamentos de relevos residuais da Serra de Ficalho, vistos do cimo da Adiça. No primeiro plano, lapiés. Extensos olivais cobrem as vertentes calcárias.



Fig. 2 — Panorâmica da chamada Serra do Espinhaço do Cão, desde os contrafortes do maciço eruptivo de Monchique (à direita) até ao mar nas proximidades da Carrapateira (à esquerda), passando pela Poldra, Jogo da Bola, Milharada e Monte Velho.

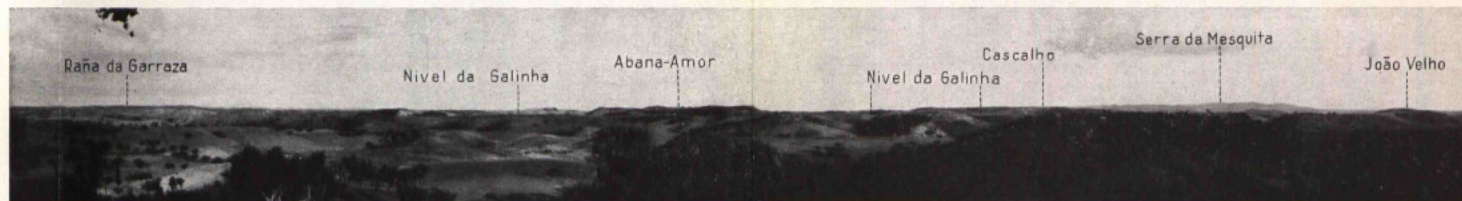


Fig. 1—Elementos morfológicos ao sul de Odemira. O nível siciliano da Galinha atravessa toda a fotografia, desde a base do João Velho quase até à direcção da Garraza. Por detrás dele, a crista da Mesquita, os relevos constituídos pelo depósito de calhaus mal rolados (colina de João Velho e plataformas do Cascalho e do Abana-Amor) e a raia da Garraza.



Fig. 2—A descida da plataforma litoral, da Relva Grande para o mar. Vista de Vale de Água da Serra.



Fig. 1 — A plataforma da Fonte Santa (347 m), numa área fortemente erodida.



Fig. 2 — A Ribeira da Cabeça Calva depois de correr num vale relativamente largo talhado no Miocénico entra no xisto (garganta epigénica, ao fundo). Este traçado explica-se por o curso da ribeira se ter definido nas areias pliocénicas que cobriam aquelas duas formações.



Saliência de corneanas na auréola metamórfica do maciço eruptivo de Monchique. À esquerda do regato, rocha eruptiva; à direita, corneanas e, mais além, xistos. Na base do morro de corneanas distinguem-se filões de rocha eruptiva. Barranco da Carrasqueira, a leste das Caldas de Monchique.



Fig. 1 — A rechã de Alferce, no extremo oriental da Picota. Ao fundo, relevo de xisto.



Fig. 2 — Serra de Monchique. Relevo de rocha eruptiva nas proximidades de Alferce, à frente, e relevo de xisto (área da estrada de Saboia que se distingue na fotografia), ao fundo.



Fig. 1 — As rañas da Corte Preta e do Junqueiro



Fig. 2 — A Serra da Vigia, a raña deslocada de Vale de Enxara e a raña do Junqueiro. O prolongamento da superfície de Vale de Enxara vai passar acima da Serra da Vigia e abaixo do Junqueiro.