

NOTAS E RECENSÕES

OS MANTOS DE ALTERAÇÃO E O MODELADO DAS REGIÕES GRANÍTIICAS: IDEIAS RECENTES E ORIENTAÇÕES DE PESQUISA

De acordo com uma bela síntese de O. RIBEIRO (1940), um dos mais vigorosos contrastes do maciço antigo português resulta do diverso comportamento que os granitos e os xistos apresentam em relação às acções meteóricas. Se nos ativermos apenas a unidades de média e de grande escala, a morfologia das regiões graníticas é marcada pela boa conservação das superfícies de aplanamento, separadas por vertentes abruptas, quer se trate de flancos montanhosos quer de vertentes dos vales; os cursos de água apresentam um traçado geométrico, que resulta da sua adaptação às faixas de esmagamento de falhas e fracturas. Pelo contrário, nas regiões xistentas, as superfícies planas e as escarpas tendem a degradar-se com rapidez sob a acção de uma rede hidrográfica densa e hierarquizada que, ao encaixar-se, transforma aquelas topografias num mar de cabeços. Como sublinhou P. BIROT (1949-b, p. 92), «as propriedades fundamentais dos xistos são exactamente opostas às do granito». Os xistos possuem uma textura fina que favorece a ocorrência superficial, tornando-os presa fácil da erosão linear; pelo contrário, sendo constituídas em grande parte por elementos detríticos residuais, essas rochas são geralmente bastante rebeldes à alteração química. Por sua vez, os granitos resistem bem à erosão dos rios, o que explica a concentração da drenagem ao longo das faixas de esmagamento tectónico; mas são rochas muito vulneráveis à meteorização, desagregando-se com facilidade, mercê da sua textura granular e de uma composição mineralógica em que, a par de minerais muito resistentes, figuram minerais muito sensíveis à alteração química.

Esta nota ⁽¹⁾ tem como principal objectivo mostrar o papel fundamental dos mantos de alteração na evolução do modelado granítico e o significado que eles podem ter na definição das principais etapas da evolução geomorfológica, sobretudo das mais recentes. As ideias que aqui se alinham baseiam-se sobretudo nos estudos franceses, que tiveram como objecto não só o Maciço Central, hoje uma das regiões do Globo

melhor conhecidas do ponto de vista da alteração e da erosão diferencial em rochas cristalinas, mas outros lugares de diversas latitudes, nomeadamente do continente africano. Uma preocupação dominante será também a possível aplicação desses conceitos recentes, dos métodos e das técnicas de investigação no estudo da morfologia do maciço antigo português, onde os granitos ocupam um espaço muito vasto.

INFLUÊNCIA DOS MANTOS DE ALTERAÇÃO NA EVOLUÇÃO DO RELEVO GRANÍTICO

As areias graníticas, consequência e causa da alteração. — Nas regiões quentes e húmidas os perfis de alteração das rochas graníticas atingem várias dezenas de metros de profundidade e os minerais primários, com excepção do quartzo, encontram-se, por via de regra, completamente destruídos. Nas regiões de clima temperado húmido a alteração é muito menos intensa: apenas as plagioclases são largamente afectadas, enquanto o quartzo, a moscovite e os feldspatos potássicos permanecem quase intactos. Tanto basta, contudo, para que o granito se desagregue e se transforme num manto detrítico de textura grosseira, dotado de elevada permeabilidade. Este facto tem consequências morfológicas consideráveis. As areias graníticas, onde a água penetra com facilidade, constituem uma espécie de «esponja» ou de «penso húmido» (A. GODARD, 1977-a) que favorece a decomposição da rocha subjacente. O embeibimento pela água permite que durante a estação seca a base dos perfis de alteração permaneça húmida, traduzindo-se, quer nas regiões de clima mediterrâneo, quer nas regiões de clima tropical seco, numa arenização muito activa, devido à acção combinada do calor e da humidade. Assim, nas áreas deprimidas, nas superfícies de declive fraco, cobertas por mantos mais ou menos espessos de areias graníticas, o substrato não pára de se rebaixar. Pelo contrário, nos declives fortes, com paredes rochosas e nuas, completamente desprovidas de manto de alteração, a água escorre rapidamente e perde-se nas áreas baixas, de tal maneira que estas vertentes são praticamente imunes à alteração. As irregularidades iniciais da topografia tendem, por este processo, a exagerar-se.

A erosão diferencial aparece assim como uma consequência da alteração selectiva, operada em função de diferenças mineralógicas, químicas ou estruturais das rochas, ou apenas de condições de declive, que favorece ou dificulta a permanência de um manto de detritos humedecido. Quer se trate de uma alteração intensa, como a que se realiza nas regiões quentes e húmidas, quer de uma alteração moderada, como a que se desenvolve nas regiões temperadas, o importante, em termos de erosão diferencial e dos seus reflexos no modelado, é a espessura, a profundidade atingida pelos perfis de alteração. Há que distinguir, todavia, duas situações bem diversas: por um lado as regiões húmidas, temperadas ou tropicais, onde, devido a uma cobertura vegetal protectora, a erosão é insignificante e, por isso, as irregularidades da «frente de

⁽¹⁾ Extraída de um projecto de investigação apresentado em 1978 à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, para o doutoramento em Geografia Física. Ver A. B. FERREIRA 1978-b.

alteração» ou «superfície basal de alteração» não são postas em evidência, a não ser que uma crise climática no sentido da aridez ou, de maneira mais localizada, por intervenção do homem, se dê a destruição do manto vegetal; por outro lado, as regiões quentes com estação seca bem marcada, onde a cobertura vegetal descontinua e as precipitações concentradas em fortes aguaceiros favorecem a actuação do escoamento difuso ou em toalha. Compreende-se que, nestas últimas regiões, onde uma ablação mais ou menos activa acompanha os progressos da alteração, as condições sejam muito favoráveis ao desenvolvimento de formas ligadas às desigualdades litológicas e, sobretudo, à manutenção e exagero do contraste entre as superfícies planas e as vertentes abruptas.

Vejamos a importância dos mantos de alteração na evolução do modelado granítico, utilizando, a título de exemplo, três tipos de formas de escala diferente: as superfícies de aplanamento, os alvéolos e os *tors*.

Os mantos de alteração e as superfícies de aplanamento. — As mais extensas e perfeitas superfícies de aplanamento que nivelam os maciços antigos europeus apresentam uma fisionomia que faz lembrar, se abstrairmos da dissecção quaternária, as pediplanícies das regiões tropicais. A origem destas vastas plataformas de erosão não se encontra ainda perfeitamente esclarecida: elas existem numa larga faixa de latitude, que vai desde a zona mediterrânea meridional até à zona da savana, ou seja, regiões que têm em comum uma certa aridez do clima, pelo menos uma estação seca bem marcada. Segundo P. BIROT (1949-b, p. 74), as condições óptimas para o desenvolvimento dos *inselberge* encontram-se nas regiões de savana clara ou de estepe com espinhosas, suficientemente húmidas para que a decomposição química possa efectuar-se nos declives fracos, e bastante secas para que a cobertura vegetal seja descontinua, permitindo a acção do escoamento. Ainda segundo o mesmo autor, é interessante notar que os limites actuais da distribuição dos *inselberge* correspondem também aos limites das superfícies de aplanamento bem conservadas ou apresentando sintomas de uma certa vitalidade, como se as superfícies de erosão importantes só pudessem desenvolver-se em climas quentes e a peneplanície davisiana não passasse de «une vue de l'esprit». A propósito cita a hipótese de S. PASSARGE, segundo a qual «as superfícies de erosão das regiões tropicais se teriam desenvolvido a favor de mudanças do clima, oscilando entre a humidade e a secura». Durante as fases húmidas dar-se-ia a alteração do substrato rochoso até várias dezenas de metros de profundidade; no período de secura seguinte, devido ao rompimento da cobertura vegetal, o manto de alteração ficaria sujeito à acção do escoamento (P. BIROT, 1949-b, p. 75-76).

As ideias mais recentes de J. BÜDEL e de M. F. THOMAS apenas precisam o ponto de vista de S. PASSARGE. Segundo J. BÜDEL (1957), o manto de alteração das regiões tropicais, que pode atingir mais de uma centena de metros de espessura, separa a superfície topográfica subaérea de outra, a superfície basal de meteorização, que materializa o limite entre o manto de decomposição e o substrato rochoso. A espessura

deste manto de alteração depende do balanço entre a alteração e a ablação. Uma flutuação do clima no sentido da aridez pode ter como consequência a exumação parcial ou total da superfície basal de meteorização. Nesta maneira de ver os *inselberge* não são os resíduos da intersecção dos flancos montanhosos, recuando paralelamente a eles próprios, como defendia W. FENCK e sustenta L. KING, mas antes o resultado da exumação de cripto-relevos que resistiram à alteração, quer devido a características mineralógicas e químicas específicas quer a condições particulares de textura ou estrutura das rochas que os constituem (M. F. THOMAS, 1965). Por outro lado, os agentes erosivos que dão origem às pediplanícies não actuam directamente sobre o substrato rochoso, mas sobre um manto de detritos, o que ajuda a compreender, pela acção combinada dos agentes erosivos mecânicos e dos processos de alteração físico-química, a enorme extensão que atingem estas superfícies de aplanamento.

Os mantos de alteração e os alvéolos. — Entre as formas mais características talhadas em rochas cristalinas figuram os alvéolos, pequenas bacias por vezes quase fechadas, recobertas frequentemente por mantos de alteração mais ou menos espessos. Nas regiões de latitude elevada estas formas são herdadas. «As longas fases de preparação necessárias à desagregação do material remontam em muitos casos ao Terciário. Em contrapartida, o esvaziamento à custa dos detritos pôde fazer-se por etapas no decurso de episódios bastante breves do Pliocénico e do Quaternário» (A. GODARD, 1977-a, p. 85). Segundo o mesmo autor, nas regiões de clima mediterrâneo e nas de clima tropical com estação seca bem marcada, os alvéolos adquirem grande amplitude e nitidez devido à acção combinada de uma alteração bastante activa e de uma eficaz exportação dos detritos.

O relevo do baixo Minho, por exemplo, é, a uma escala média, um tanto caótico, constituído por uma série de fundos planos, mais ou menos largos e de contorno irregular, que tanto se desenvolvem ao longo dos rios importantes como podem ser totalmente independentes destes, apresentando por vezes uma drenagem incipiente, sem qualquer hierarquia. O traçado destas depressões, por vezes quase completamente fechadas, não pode explicar-se pelas tácticas próprias da erosão fluvial. Tomemos como exemplo uma área do interflúvio Minho-Lima, situada entre Paredes de Coura e Caminha (fig. 1). A depressão de Coura, grosseiramente triangular, termina bruscamente a sudoeste por um abrupto rectilíneo de direcção NW-SE, seguido na base por dois afluentes do rio Coura; o fundo da depressão parece mergulhar de encontro a este abrupto. Este dispositivo sugere uma origem tectónica. Todavia, o abrupto rectilíneo coincide também com um limite litológico: a passagem dos granitos e do complexo xisto-migmatítico, representados na depressão, para os xistos andaluzíticos, os quais constituem o abrupto. Particularmente interessante é o alvéolo de Covas: perfeitamente individualizado, de contorno elíptico, encontra-se escavado em granitos alcalinos; o afloramento granítico é mais extenso que o alvéolo, mas este nunca se

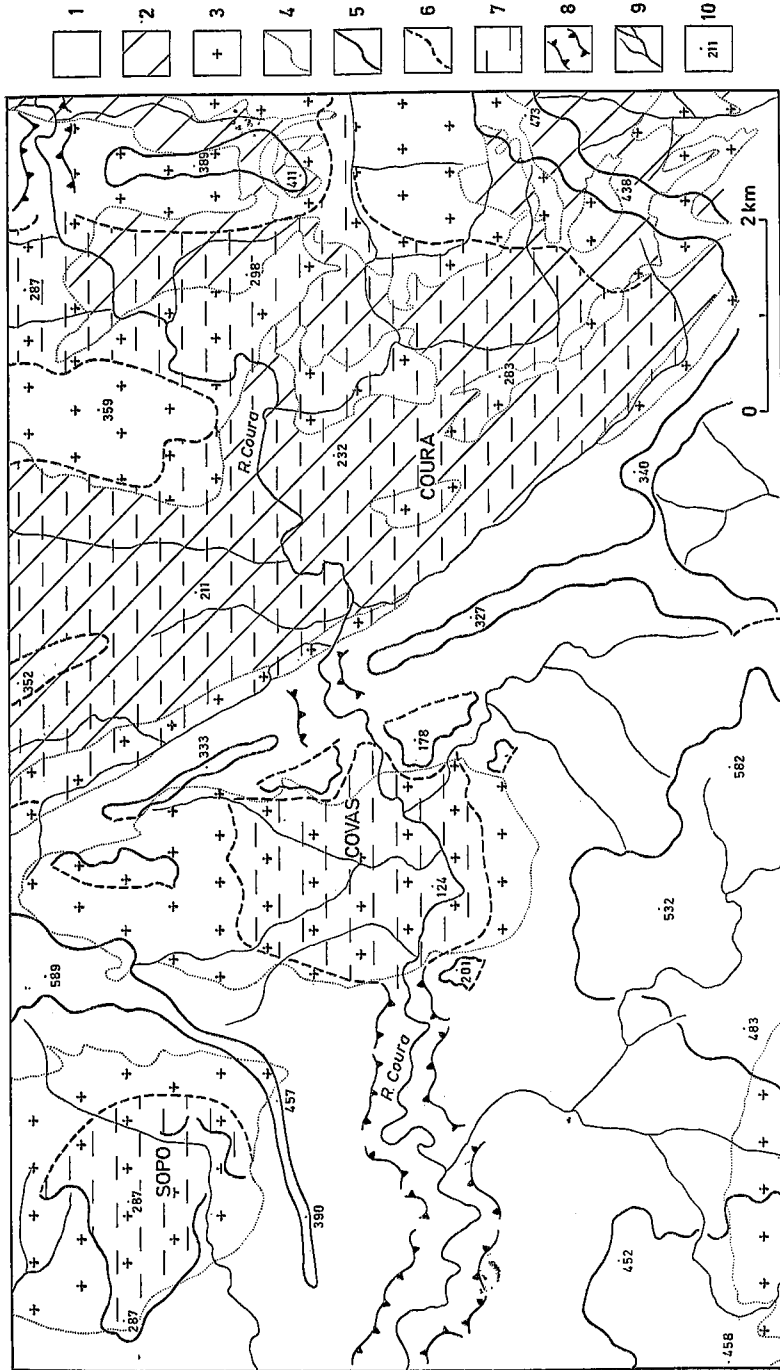


Fig. 1 — A depressão de Coura e os alvéolos de Covas e Sopo. 1 — Xistos andaluzíticos; 2 — complexo xisto-migmatítico; 3 — granitos, geralmente alcalinos; 4 — limite geológico; 5 — alto de vertente; 6 — base de vertente; 7 — fundo de depressão; 8 — garganta; 9 — curso de água; 10 — cota, em metros.

desenvolve à custa dos xistos andaluzíticos, e os limites oriental e ocidental coincidem, pode dizer-se rigorosamente, com a passagem dos granitos para os xistos andaluzíticos. O rio Coura percorre o alvéolo à flor do solo, mas entra e sai dele por meio de gargantas. Isto significa que a instalação do Coura é anterior ao «esvaziamento» do alvéolo. Na parte noroeste da área representada na figura 1 encontra-se um outro alvéolo, o do Sopo, de contorno circular, mas completamente desmantelado pela dissecação do lado ocidental. Também este se desenvolve nos granitos alcalinos, não penetrando em terreno xistento.

A explicação dessas depressões, alargamentos de vale e alvéolos, não é fácil. Nalguns casos é a natureza petrográfica do substrato que parece prevalecer, noutros casos ressalta a influência da tectónica, se não directamente, ao menos indirectamente, facilitando o trabalho erosivo. Daí a necessidade de investigações futuras orientadas para um melhor conhecimento das rochas, quer do ponto de vista mineralógico e químico, quer do ponto de vista da textura e da estrutura. Uma atenção especial terá de ser dada ao estudo, no campo, dos sistemas de diaclases, do seu espaçamento e disposição em relação à superfície topográfica. A uma escala maior, e com o auxílio da fotografia aérea, ter-se-á que fazer um levantamento minucioso das fracturas, as quais, pelo seu entrecruzamento e densidade, fazem de certas áreas lugares privilegiados da acção erosiva. Evidentemente que estas investigações não podem fazer-se desintegradas de um estudo global do relevo, nomeadamente de uma análise minuciosa dos níveis de aplanamento, tentando através deles estabelecer as principais etapas da evolução morfológica.

No Minho, as depressões e alvéolos com alguns quilómetros de dimensão parecem estar quase sempre associados a rochas cristalinas, quer se trate de granitos ou de um complexo xisto-migmatítico; pelo contrário, eles não existem por via de regra nos xistos. O mesmo acontece no sopé noroeste do Maciço da Gralheira, em que os numerosos alvéolos existentes entre Sanguedo e Mansores desenvolvem-se todos nos granitos e no complexo xisto-migmatítico, sendo inexistentes no complexo xisto-grauváquico, pouco ou nada metamorfozado, em que domina um típico modelado de dissecação. Esta correspondência mais ou menos estreita entre os alvéolos e as rochas cristalinas sugere a importância da alteração diferencial na origem destas formas: a alteração, explorando diferenças petrográficas ou estruturais das rochas cristalinas, teria prefigurado estas depressões, as quais terão sido mais tarde postas em evidência pela erosão diferencial, ao remover com facilidade os materiais desagregados e deixando em saliência as rochas coerentes.

Os mantos de alteração e os tors. — A primeira vista, os tors⁽²⁾ são formas bastante banais, sem qualquer significado morfogenético, pois

(2) Na toponímia do Dartmoor e da Cornualha esta palavra designa simplesmente uma proeminência rochosa de natureza granítica. Segundo A. GODARD (1966), não se deve designar por *tor* qualquer pináculo ou crista rochosa, nem um caos de blocos, embora com fraco transporte; os *tors* são amontoados de blocos *in situ*, dispostos geometricamente, respeitando uma rede de diaclases.

encontram-se em rochas muito variadas, em todas as zonas climáticas do Globo e nos diferentes andares de montanha. Todavia, um exame cuidadoso mostra que a repartição destes relevos não é puramente aleatória e que a sua formação exige um certo número de condições estreitamente associadas. Assim, os *tors* formam-se sobretudo em rochas resistentes à erosão mecânica e susceptíveis de uma alteração incompleta e profunda. As rochas que melhor respondem a estas condições são os granitos, nomeadamente os granitos calco-alcalinos, biotíticos, de grão grosseiro a médio. Pelo contrário, nas rochas granulares básicas, onde a decomposição é bastante intensa mas pouco profunda, os *tors* desenvolvem-se dificilmente. Uma outra condição necessária à formação dos *tors*, pelo menos tão importante como a composição mineralógica, é o espaçamento das diaclases ou de outras descontinuidades das rochas. Finalmente, é quase geral o acordo com D. L. LINTON (1955) ao definir dois tempos na génese destas formas: numa primeira fase, dá-se uma decomposição em profundidade, orientada pelas diaclases; numa segunda fase, de erosão selectiva, os materiais alterados são transportados, ficando em saliência a rocha sã.

A origem poligénica dos *tors* implica, pois, que a uma fase suficientemente húmida e longa, durante a qual a alteração predomina claramente sobre a ablação, se siga outra, em que a erosão do manto de detritos se processa a um ritmo mais vivo que a alteração. Esta evolução compreende-se numa perspectiva de alternância de períodos de biostasia e de rexistasia. A exumação dos *tors* marcaria uma ruptura de equilíbrio biológico, devida a uma degradação do clima no sentido da aridez. D. L. LINTON pensa que os *tors* do Dartmoor não se encontram perfeitamente em equilíbrio com as condições actuais: a alteração que prefigurou estas formas deve ter ocorrido ainda no Terciário, debaixo de condições climáticas quentes e húmidas, enquanto a exumação do cripto-relevo se processou, pelo contrário, nas fases frias do Quaternário, durante as quais as águas de fusão e a solifluxão constituíam activos agentes do transporte de detritos. Este tipo de evolução tem sido aceite, de uma maneira geral, por diversos autores para a explicação dos *tors* das regiões temperadas (A. GODARD, 1966). Todavia, as condições climáticas necessárias à elaboração dos *tors* não são muito específicas, bastando para tanto uma certa humidade, que permita a arenização profunda durante um período relativamente longo. Por outro lado, alguns autores têm chamado a atenção para a influência que o homem pode ter no desencadeamento da crise morfogenética necessária ao aparecimento dos *tors*, ao romper o manto vegetal protector (ver, a título de exemplo, H. LAUTENSACH, 1950, a propósito dos *tors* da Coreia, e A. GODARD, 1972-a, relativamente aos *tors* de alguns lugares do Maciço Central, nomeadamente da Margeride).

SIGNIFICADO MORFOCLIMÁTICO DOS MANTOS DE ALTERAÇÃO

Estrutura dos perfis de alteração. — Os perfis de alteração apresentam espessuras muito diversas e, por via de regra, não constituem um revestimento contínuo, a não ser nas regiões tropicais húmidas. Esta espessura exprime, de certo modo, o balanço entre a velocidade da alteração e a velocidade da ablação, o qual depende largamente das condições topográficas locais e das vicissitudes da evolução morfoclimática. No que respeita a este último aspecto, lembremos aqui apenas a influência que, em certas áreas, tiveram os glaciares, varrendo na sua passagem todos os produtos da alteração e deixando a nu o substrato rochoso. Exemplo disso é o que se verifica no cimo da Serra da Estrela, onde os limites da área coberta pelo gelo se podem marcar facilmente pelo contraste entre as superfícies de rocha lisa e nua e outras revestidas de areias graníticas e salpicadas de blocos e *tors* (H. LAUTENSACH, 1929; S. DAVEAU, 1971).

Segundo A. GODARD (1977-a), o perfil típico da alteração do granito nas regiões temperadas pode esquematizar-se assim (fig. 2-A): a seguir à rocha sã encontra-se um horizonte com blocos individualizados e alterados superficialmente, separados por estreitas bandas de areia granítica que se desenvolve ao longo das diaclases; segue-se um horizonte em que os blocos graníticos constituem «bolas» ou núcleos, envolvidos por areia granítica já muito abundante; depois, um horizonte de areia granítica, com estrutura bem conservada, individualizando-se ainda a rede de diaclases e os filões de rocha mais dura (quartzo, aplito, etc.); segue-se um horizonte de areia granítica sem estrutura conservada; finalmente o solo, que pode assentar num leito siltoso. Não é muito comum encontrar um perfil de areias graníticas completamente autóctones tão diferenciado como este. Com frequência observa-se uma passagem mais brutal entre a rocha sã e uma areia granítica mais ou menos evoluída, por vezes sem estrutura conservada (fig. 3, 226-8). Tão pouco se poderá falar, em muitos casos, de horizonte, tal é a irregularidade do contacto entre a rocha sã e a rocha alterada, podendo mesmo alternar, segundo a horizontal, faixas de areia granítica e de rocha coerente; outras vezes existem blocos sãos no seio da areia granítica *in situ*, o que deve ser devido a uma desagregação lateral ou oblíqua, coexistindo com uma alteração que se processa segundo a vertical (F. SEDDOH, 1973, p. 81-82). Por exemplo, no Norte da Beira, estes casos observam-se com frequência (fig. 3, 226-1 e 226-7). Por seu turno, J. C. FLAGEOLLET (1977) chama a atenção para a existência, no Limousin (Maciço Central francês), de areias graníticas não observáveis à superfície, encontrando-se protegidas por uma laje convexa de rocha coerente, para as quais propõe a designação de «areias graníticas dérmicas», em oposição às «areias graníticas epidérmicas», ou seja as areias graníticas banais, que afloram à superfície. Assim, ao contrário do que acontece com o perfil típico dos solos, não há nos mantos de areias

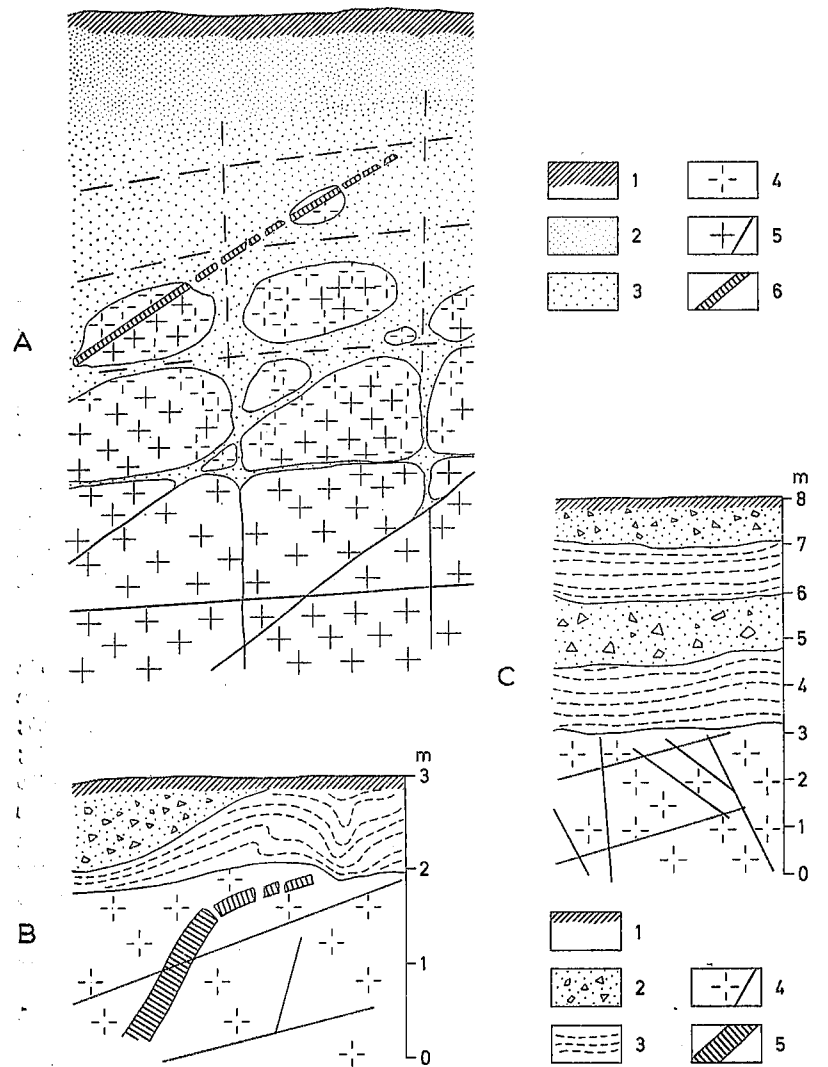


Fig. 2—Estrutura dos perfis de alteração dos granitos nas regiões temperadas. A—Perfil típico (seg. A. GODARD, 1977, modificado): 1—solo; 2—areia granítica sem estrutura conservada; 3—areia granítica com estrutura conservada; 4—granito alterado; 5—granito são e diagenese 6—filão. B—Perfil de «Grand Bost» (Maciço de Luzy, seg. A. B. FERREIRA); C—Perfil de «Les Loges» (Morvan, seg. D. B. FERREIRA). Legenda comum a B e C: 1—solo; 2—corrente de solifluxão; 3—*arène litée*; 4—areia granítica e diagenese; 5—filão aplítico.

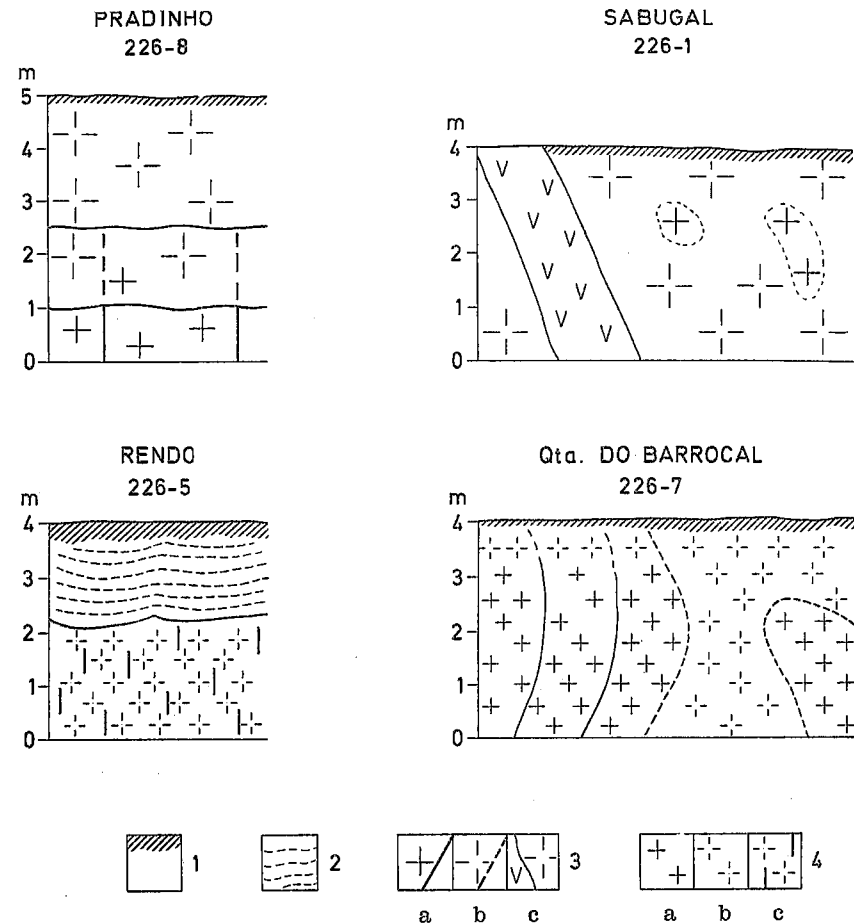


Fig. 3—Areias graníticas do Norte da Beira: exemplos de perfis. 1—Solo; 2—areia granítica em leitos finos, levemente encurvados; 3-a—granito porfiróide de grão grosseiro e diagenese; 3-b—areia granítica correspondente; 3-c—idem, com intercalação de filão de quartzo; 4-a—granito de grão médio a fino; 4-b—areia granítica correspondente; 4-c—idem, muito fina, devida a alteração avançada ou a fragmentação tectónica.

graníticas uma sucessão de horizontes bem definidos e regularmente sobrepostos ⁽³⁾.

⁽³⁾ J. C. FLAGROLLET (1977, p. 187) distingue ainda as «areias graníticas penetrantes», que são areias graníticas profundas, resultantes da alteração ao longo dos acidentes tectónicos (falhas e fracturas importantes). Esta alteração não é exclusivamente meteórica; há que ter em conta os efeitos da alteração de origem hidrotermal.

Os mantos de alteração encontram-se muitas vezes truncados, o que constitui uma dificuldade para se avaliar a intensidade da alteração, que não é a mesma na base ou no cimo dos perfis. Contudo, a diferenciação vertical dos perfis das areias graníticas pode enriquecer-se devido a fenómenos de transporte a curta distância. Em diversos lugares do Maciço Central francês (Morvan, Limousin, Forez, Margeride) encontra-se por vezes a seguinte sucessão vertical: 1) areia granítica *in situ*; 2) *arène litée*; 3) *coulée limoneuse à blocs*. As *arènes litées*, também designadas por *arènes fauchées*, truncam claramente a areia granítica *in situ* e são constituídas por uma série de leitos muito delgados, alternadamente de material arenoso grosseiro e de material arenoso mais fino, por vezes rico de silte e de argila. A origem das *arènes litées*, que têm analogias indiscutíveis com as *grèzes litées* (A. GODARD, 1972-a, p. 288), não se encontra perfeitamente esclarecida e tem sido objecto de viva discussão. Por sua vez, as *coulées limoneuses à blocs* ou *convois à blocs*, são um horizonte de blocos e calhaus bem conservados, de contornos angulosos, envolvidos numa matriz heterométrica rica de material fino. Este leito com calhaus, que deve ter sido transportado em regime de solifluxão, contacta geralmente de maneira brutal com as *arènes litées*. Não se pode considerar estas correntes de solifluxão, na sua totalidade, como fenómenos muito recentes, pois elas encontram-se por vezes afectadas por crioturbação, juntamente com as *arènes litées* subjacentes (fig. 2-B). Além disso, casos há em que uma corrente de solifluxão se encontra intercalada entre dois horizontes de *arène litée* (fig. 2-C). A questão é de saber se a sucessão clássica das *arènes litées* e das correntes de solifluxão corresponde ou não a dois períodos frios do Quaternário, distintos tanto pelo grau de humidade como pela intensidade do gelo (A. GODARD, 1972-a, p. 289). Apesar destas dificuldades de interpretação, é evidente o interesse das *arènes litées* e das correntes de solifluxão na reconstituição morfoclimática do Quaternário recente.

Composição granulométrica. — Uma das consequências da alteração dos granitos é a diminuição progressiva da dimensão dos grãos, tendendo alguns deles, sobretudo as plagioclases e as biotites, a transformarem-se numa poeira argilosa ou siltosa. A percentagem da fracção fina constitui, assim, independentemente da sua composição mineralógica, um importante indicador do grau de alteração dos granitos e das areias graníticas. Esta fracção fina pode obter-se por simples lavagem e decantação, apurando-se deste modo as dimensões inferiores a 50 micra. Mas a própria granulometria da fracção arenosa é bastante sugestiva do estado de desagregação dos granitos, embora possa, nalguns casos, reflectir também a textura inicial destas rochas. Convém, assim, proceder à separação das areias em classes dimensionais, podendo utilizar-se para tal a escala de WENTWORTH, simplificada, como é corrente praticar-se no laboratório de Geomorfologia do Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, análise granulométrica muito expedita que serve perfeitamente o objectivo em vista. Mas, em vez de parâmetros mais

ou menos complicados, ter-se-á de utilizar valores bastante simples, muito próximos dos dados brutos da análise granulométrica, tais como a mediana (Md), o primeiro quartil (Q1) e o terceiro quartil (Q3).

Vejam os alguns exemplos relativos ao Norte da Beira. A amostra 188-11/1 (fig. 4), colhida na plataforma do Mondego, em S. Miguel do Outeiro, corresponde a um saibro derivado de um granito calco-alcalino, biotítico, porfiróide, de grão grosseiro. Ela pode servir de

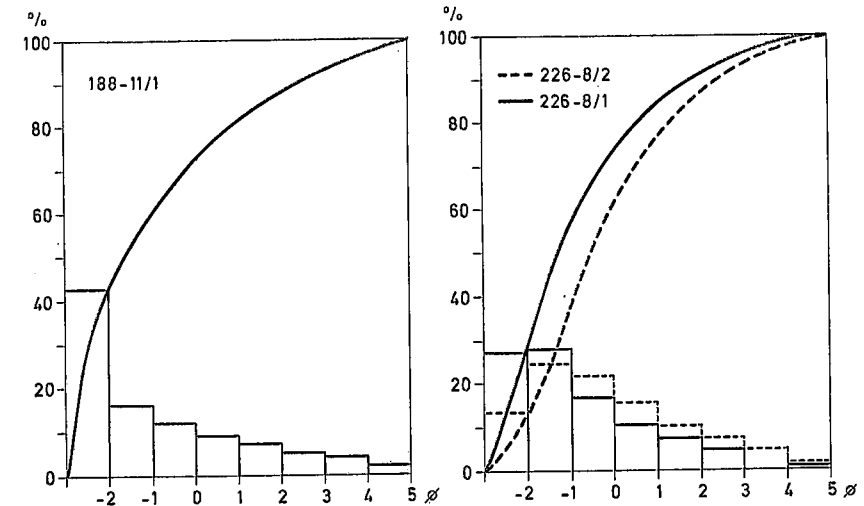


Fig. 4 — Granulometria de areias graníticas do Norte da Beira.

paradigma das areias graníticas pouco evoluídas, fazendo a transição entre a rocha coerente e o manto de alteração: desagregam-se ainda dificilmente e conservam a textura e a estrutura próprias das rochas que lhes deram origem. A curva granulométrica cumulativa reflecte claramente a predominância das areias grosseiras; a fracção correspondente às dimensões superiores a 4 mm é, de longe, a mais abundante e inclui alguns pedaços de rocha não desagregada. Estes factos traduzem-se no valor da mediana (3,0 mm), do Q1 (6,1 mm) e do Q3 (0,8 mm). No terreno, vários cristais de feldspato apresentam-se total ou parcialmente pulverulentos; são eles os principais fornecedores da fracção fina, relativamente abundante (14,2 %). As granulometrias mostram também pequenas diferenças do grau de alteração e de desagregação, da base para o cimo dos perfis. Sirva de exemplo o corte 226-3, situado na superfície da Meseta, a 3,5 km para NW de Sabugal. Trata-se de uma areia granítica derivada de um granito calco-alcalino, porfiróide, de grão grosseiro. A amostra 226-8/1, colhida a cerca de 4 m de profundidade, próximo do granito coerente, forneceu os seguintes valores: Md = 2,5 mm; Q1 = 4,3 mm; Q3 = 0,9 mm. A amostra 226-8/2, colhida

a cerca de 3 m de profundidade, deu valores claramente diferentes: Md = 1,4 mm; Q1 = 2,7 mm; Q3 = 0,5 mm. As curvas granulométricas cumulativas e os histogramas de frequência são bastante expressivos dessas diferenças (fig. 4). As percentagens da fracção fina (6,6 na primeira e 11,3 na segunda) dão conta também do diferente grau de desagregação das duas amostras.

É evidente, todavia, que os valores granulométricos não podem, por si só, constituir um índice seguro da intensidade da alteração das areias graníticas, sobretudo quando se comparam perfis diferentes. Além de poderem reflectir, nomeadamente nas fracções mais grosseiras, a textura da rocha sã, há que contar com a fragmentação de origem tectónica, a qual poderá explicar certas granulometrias demasiado finas.

Composição mineralógica da fracção arenosa. — É um facto bem conhecido que os diferentes silicatos apresentam graus muito diversos de sensibilidade à alteração meteórica. Baseando-se no estudo mineralógico e químico de alguns perfis de alteração da América do Norte, e comparando-os com a natureza da rocha-mãe, GOLDICH (1938) pôde estabelecer uma escala de alterabilidade dos silicatos mais comuns, que se esquematiza assim, por ordem decrescente de susceptibilidade à alteração: olivina/plagioclase cálcica; hornblenda/plagioclase calco-sódica; biotite/plagioclase sódica; feldspato potássico; moscovite; quartzo. Esta escala de alterabilidade mostra um paralelismo evidente com a ordem de cristalização dos minerais a partir do magma, sendo os minerais mais precoces aqueles que apresentam um maior desequilíbrio em relação às condições ambientais da superfície terrestre. De uma maneira geral, os diferentes estudos sobre a alteração dos silicatos têm confirmado esta maneira de ver, nomeadamente nas regiões de clima húmido.

Segundo F. SEDDOH (1973), cerca de 90 % dos perfis estudados no Morvan apresentam uma alteração moderada, perfeitamente compatível com as condições climáticas actuais (clima temperado húmido). Os cristais de quartzo, de moscovite e de feldspato potássico mantêm-se praticamente intactos, à parte uma certa fragmentação destes últimos, enquanto os grãos de quartzo se cobrem de uma película de sílica amorfa. Pelo contrário, as plagioclases tendem a desagregar-se desde as primeiras fases de alteração, sendo as principais responsáveis pela perda de coesão da rocha inicial. Por sua vez as biotites perdem o brilho, a cor, a dureza e a flexibilidade, mas conservam a sua forma no decurso da arenização. Entretanto, além destas areias graníticas banais, existem outras bastante mais evoluídas, constituindo cerca de 10 % dos perfis estudados. Nelas as plagioclases encontram-se completamente alteradas, reduzidas a pó, as biotites também desapareceram dos perfis, tendo-se transformado em caulinite, e os próprios grãos de quartzo se apresentam corroídos. Segundo F. SEDDOH, esta alteração, de tendência ferralítica, não pode ter-se processado em condições climáticas semelhantes às actuais, devendo tratar-se de perfis herdados do Terciário ou dos mais antigos interglaciários. Nas regiões quentes e húmidas os feldspatos e a biotite encontram-se apenas na base dos perfis de alteração, no contacto com a rocha-mãe. Nos

restantes horizontes, dos minerais primários apenas o quartzo persiste, e em quantidades bastante inferiores às da rocha-mãe. Características intermédias verificam-se nas areias graníticas dos climas tropicais com estação seca bem marcada, em que persistem nos perfis a biotite e os feldspatos potássicos, mas em quantidades inferiores às da rocha inicial (T. MUXART e P. BIROT, 1977, p. 239) (4).

Combinando o grau de coesão, a textura, a estrutura e o estado de conservação dos minerais essenciais, pode fazer-se uma classificação dos diferentes graus de alteração das rochas graníticas por simples observação de campo. Convém, todavia, quantificar, na medida do possível, a composição mineralógica da fracção arenosa, a qual constitui um índice importante da intensidade da alteração. Esta análise pode fazer-se com a ajuda da lupa binocular, depois de lavados os grãos e separados por classes dimensionais. Ao mesmo tempo que se identificam e contam os grãos, observa-se o estado de conservação dos diferentes minerais. Esta técnica apresenta, contudo, vários inconvenientes: o primeiro é certamente o de ser muito difícil distinguir os feldspatos potássicos das plagioclases; parte das micas perde-se nas lavagens e, por outro lado, elastendem a concentrar-se nas fracções mais finas; a microdivisão dos cristais tende a aumentar o número de grãos dos minerais mais alteráveis, o que falsifica os resultados quando expressos em percentagens de grãos. Contudo, uma simples avaliação da quantidade dos minerais (por exemplo: muito abundante; abundante; pouco abundante; raro; ausente) é já bastante significativa. No que respeita à separação dos feldspatos, esta pode fazer-se utilizando certos corantes ou uma mistura de licores de densidade.

Natureza da fracção argilosa. — Diversos geomorfólogos têm tentado estabelecer uma relação entre a natureza dos perfis de alteração e as unidades do relevo, tanto mais que, na maior parte dos casos, faltam os depósitos correlativos. Várias tentativas deste género, sintetizadas por A. GODARD (1972-a), foram feitas no Maciço Central francês, tendo sobretudo como base a natureza da fracção argilosa dos mantos de alteração. Assim, o estudo de P. MAUREL (1968) sobre o Sidobre mostra que todas as areias graníticas com gibsite se encontram nos planaltos, enquanto nos vales aquela argila nunca foi detectada. As alterações argilosas com gibsite foram datadas do fim do Terciário. Segundo A. WINCKELL (1971), nas montanhas do Norte e Noroeste do Limousin a gibsite predomina em 20 % das amostras; nos planaltos a caulinite é largamente predominante em 90 % das amostras, enquanto a gibsite apenas em 5 % dos casos é a argila principal; nos vales a gibsite não existe, predominando aqui as argilas com duas camadas de sílica. Segundo aquele autor, a gibsite das montanhas seria uma herança de um clima

(4) J.-M. COTELO NEIVA *et al* (1965) estudaram em pormenor a meteorização de um granito de grão médio a grosseiro, de duas micas, em Pisões, Montalegre. As análises mostram um grau de evolução que parece superior ao atingido nas areias graníticas banais do Morvan e, de uma maneira geral, de todo o Maciço Central francês. Nomeadamente as plagioclases e a biotite já não existem nos termos de decomposição mais avançada.

a cerca de 3 m de profundidade, deu valores claramente diferentes: Md = 1,4 mm; Q1 = 2,7 mm; Q3 = 0,5 mm. As curvas granulométricas cumulativas e os histogramas de frequência são bastante expressivos dessas diferenças (fig. 4). As percentagens da fracção fina (6,6 na primeira e 11,3 na segunda) dão conta também do diferente grau de desagregação das duas amostras.

É evidente, todavia, que os valores granulométricos não podem, por si só, constituir um índice seguro da intensidade da alteração das areias graníticas, sobretudo quando se comparam perfis diferentes. Além de poderem reflectir, nomeadamente nas fracções mais grosseiras, a textura da rocha sã, há que contar com a fragmentação de origem tectónica, a qual poderá explicar certas granulometrias demasiado finas.

Composição mineralógica da fracção arenosa. — É um facto bem conhecido que os diferentes silicatos apresentam graus muito diversos de sensibilidade à alteração meteórica. Baseando-se no estudo mineralógico e químico de alguns perfis de alteração da América do Norte, e comparando-os com a natureza da rocha-mãe, GOLDICH (1938) pôde estabelecer uma escala de alterabilidade dos silicatos mais comuns, que se esquematiza assim, por ordem decrescente de susceptibilidade à alteração: olivina/plagioclase cálcica; hornblenda/plagioclase calco-sódica; biotite/plagioclase sódica; feldspato potássico; moscovite; quartzo. Esta escala de alterabilidade mostra um paralelismo evidente com a ordem de cristalização dos minerais a partir do magma, sendo os minerais mais precoces aqueles que apresentam um maior desequilíbrio em relação às condições ambientais da superfície terrestre. De uma maneira geral, os diferentes estudos sobre a alteração dos silicatos têm confirmado esta maneira de ver, nomeadamente nas regiões de clima húmido.

Segundo F. SEDDOH (1973), cerca de 90 % dos perfis estudados no Morvan apresentam uma alteração moderada, perfeitamente compatível com as condições climáticas actuais (clima temperado húmido). Os cristais de quartzo, de moscovite e de feldspato potássico mantêm-se praticamente intactos, à parte uma certa fragmentação destes últimos, enquanto os grãos de quartzo se cobrem de uma película de sílica amorfa. Pelo contrário, as plagioclases tendem a desagregar-se desde as primeiras fases de alteração, sendo as principais responsáveis pela perda de coesão da rocha inicial. Por sua vez as biotites perdem o brilho, a cor, a dureza e a flexibilidade, mas conservam a sua forma no decurso da arenização. Entretanto, além destas areias graníticas banais, existem outras bastante mais evoluídas, constituindo cerca de 10 % dos perfis estudados. Nelas as plagioclases encontram-se completamente alteradas, reduzidas a pó, as biotites também desapareceram dos perfis, tendo-se transformado em caulinite, e os próprios grãos de quartzo se apresentam corroídos. Segundo F. SEDDOH, esta alteração, de tendência ferralítica, não pode ter-se processado em condições climáticas semelhantes às actuais, devendo tratar-se de perfis herdados do Terciário ou dos mais antigos interglaciários. Nas regiões quentes e húmidas os feldspatos e a biotite encontram-se apenas na base dos perfis de alteração, no contacto com a rocha-mãe. Nos

restantes horizontes, dos minerais primários apenas o quartzo persiste, e em quantidades bastante inferiores às da rocha-mãe. Características intermédias verificam-se nas areias graníticas dos climas tropicais com estação seca bem marcada, em que persistem nos perfis a biotite e os feldspatos potássicos, mas em quantidades inferiores às da rocha inicial (T. MUXART e P. BIROT, 1977, p. 239) (4).

Combinando o grau de coesão, a textura, a estrutura e o estado de conservação dos minerais essenciais, pode fazer-se uma classificação dos diferentes graus de alteração das rochas graníticas por simples observação de campo. Convém, todavia, quantificar, na medida do possível, a composição mineralógica da fracção arenosa, a qual constitui um índice importante da intensidade da alteração. Esta análise pode fazer-se com a ajuda da lupa binocular, depois de lavados os grãos e separados por classes dimensionais. Ao mesmo tempo que se identificam e contam os grãos, observa-se o estado de conservação dos diferentes minerais. Esta técnica apresenta, contudo, vários inconvenientes: o primeiro é certamente o de ser muito difícil distinguir os feldspatos potássicos das plagioclases; parte das micas perde-se nas lavagens e, por outro lado, elas tendem a concentrar-se nas fracções mais finas; a microdivisão dos cristais tende a aumentar o número de grãos dos minerais mais alteráveis, o que falsifica os resultados quando expressos em percentagens de grãos. Contudo, uma simples avaliação da quantidade dos minerais (por exemplo: muito abundante; abundante; pouco abundante; raro; ausente) é já bastante significativa. No que respeita à separação dos feldspatos, esta pode fazer-se utilizando certos corantes ou uma mistura de licores de densidade.

Natureza da fracção argilosa. — Diversos geomorfólogos têm tentado estabelecer uma relação entre a natureza dos perfis de alteração e as unidades do relevo, tanto mais que, na maior parte dos casos, faltam os depósitos correlativos. Várias tentativas deste género, sintetizadas por A. GODARD (1972-a), foram feitas no Maciço Central francês, tendo sobretudo como base a natureza da fracção argilosa dos mantos de alteração. Assim, o estudo de P. MAUREL (1968) sobre o Sidobre mostra que todas as areias graníticas com gibsite se encontram nos planaltos, enquanto nos vales aquela argila nunca foi detectada. As alterações argilosas com gibsite foram datadas do fim do Terciário. Segundo A. WINCKELL (1971), nas montanhas do Norte e Noroeste do Limousin a gibsite predomina em 20 % das amostras; nos planaltos a caulinite é largamente predominante em 90 % das amostras, enquanto a gibsite apenas em 5 % dos casos é a argila principal; nos vales a gibsite não existe, predominando aqui as argilas com duas camadas de sílica. Segundo aquele autor, a gibsite das montanhas seria uma herança de um clima

(4) J. M. COTELO NEIVA *et al* (1965) estudaram em pormenor a meteorização de um grão de grão médio a grosseiro, de duas micas, em Pisões, Montalegre. As análises mostram um grau de evolução que parece superior ao atingido nas areias graníticas banais do Morvan e, de uma maneira geral, de todo o Maciço Central francês. Nomeadamente as plagioclases e a biotite já não existem nos termos de decomposição mais avançada.

tropical húmido, a caulinite dos planaltos resultaria de uma alteração em clima tropical com estação seca, enquanto as argilas com duas camadas de sílica, que se encontram nas vertentes dos vales, caracterizariam os mantos de alteração actuais ou subactuais. A partir dos estudos de Y. TARDY e de R. COINÇON na Margeride, é possível, segundo A. GODARD (1972-a, p. 285), distinguir três gerações de areias graníticas: nos planaltos superiores a caulinite é a argila predominante; nos planaltos inferiores, embora a caulinite predomine nalgumas amostras, a montmorilonite é a argila melhor representada; finalmente, ao longo dos entalhes recentes a ilite e a montmorilonite são preponderantes. As conclusões de J. C. FLAGEOLLET (1977), que dedicou uma parte muito importante da sua tese ao estudo das alterações das rochas cristalinas do Limousin e do Noroeste da Vendée, são muito menos afirmativas. O autor distinguiu também três tipos de areias graníticas, não havendo, contudo, entre eles qualquer separação franca, residindo as diferenças mais no grau de evolução do que na natureza da alteração. A elaboração desses mantos de detritos escalonar-se-ia desde o Neogénico até à actualidade. Nenhuma estreita ligação entre cada um dos tipos de areias graníticas e as unidades do relevo foi possível determinar com segurança. J. C. FLAGEOLLET dedicou uma atenção particular à origem da gibsite e concluiu que esta argila está estreitamente ligada às condições de drenagem: a gibsite não se encontra nos planaltos baixos e perfeitamente aplanados e surge com maior frequência nos relevos mais altos, mais acidentados e mais chuvosos actualmente.

A análise de mais de uma centena de amostras de areias graníticas do Norte da Beira permite já fazer uma ideia da natureza mineralógica da sua fracção fina. As amostras foram colhidas na parte meridional da superfície da Meseta, na plataforma do Mondego, no planalto da Nave e nas montanhas ocidentais (fig. 5). A caulinite é nitidamente a argila predominante, não tendo sido detectada apenas numa amostra. A associação argilosa mais frequente é constituída por caulinite + ilite (59%), seguindo-se-lhe a associação caulinite + ilite + montmorilonite (17%) e depois caulinite + ilite + gibsite (12%). A caulinite ocorre em percentagens superiores a 50% em 59% das amostras analisadas, a montmorilonite em 6% e a ilite em cerca de 2%⁽⁵⁾. A composição argilosa não é a mesma nas várias unidades do relevo, notando-se afinidades, por um lado, entre a superfície da Meseta e a plataforma do Mondego, por outro lado entre o planalto da Nave e as montanhas ocidentais. Na superfície da Meseta e na plataforma do Mondego a caulinite é mais abundante do que nas montanhas ocidentais e no planalto da Nave (se nos basearmos no número de amostras com mais de 50% de caulinite), sucedendo exactamente o contrário com a ocorrência da gibsite: esta argila existe em 3% das amostras na superfície da Meseta, em 6% na plataforma do Mondego, em 30% no planalto da Nave e em 33% nas montanhas ocidentais. De notar, também, a importância

⁽⁵⁾ Note-se que o cálculo dessas percentagens baseia-se apenas na amplitude dos picos dos difractogramas de RX.

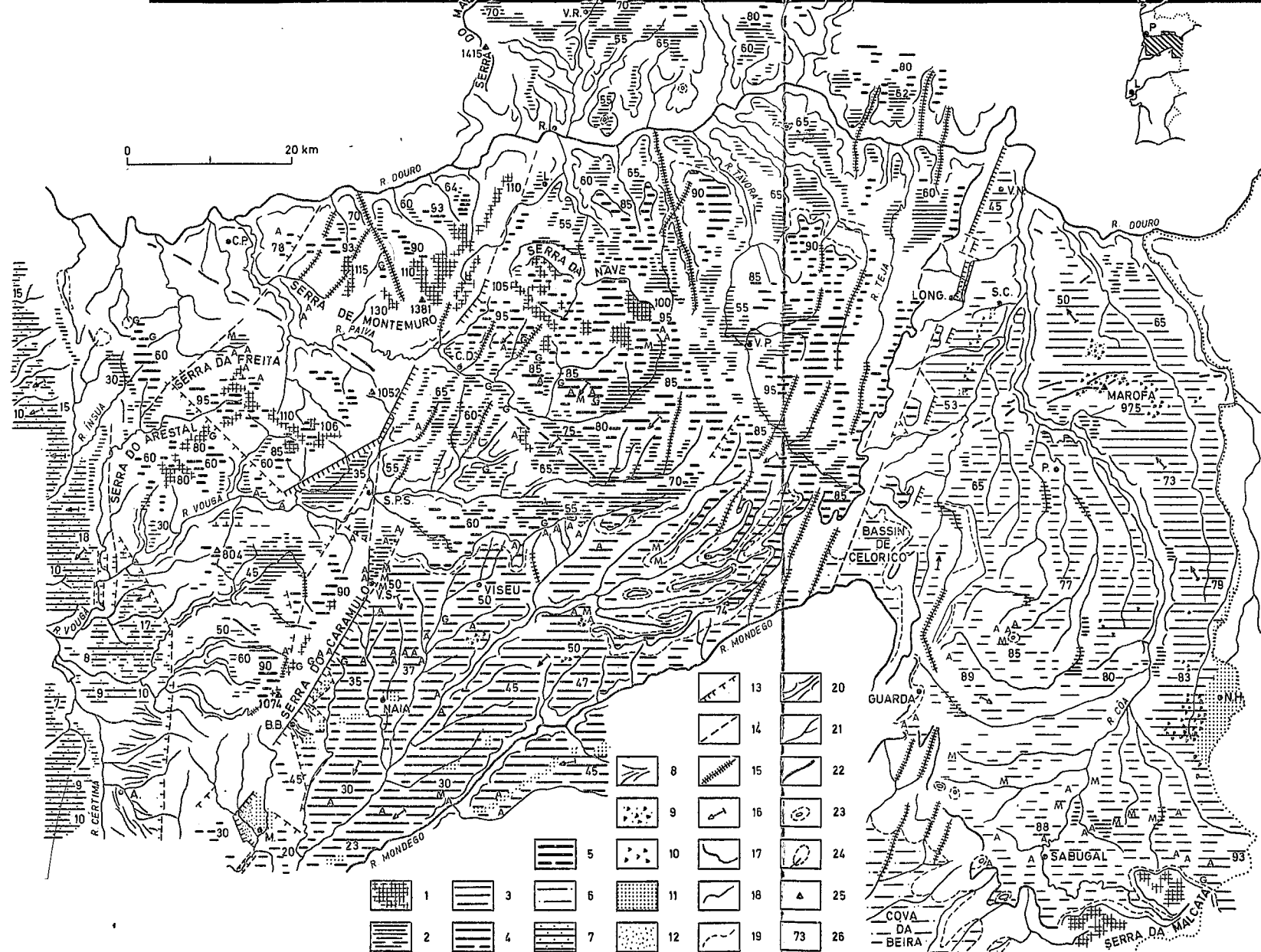


Fig. 5 — Esboço geomorfológico do Norte da Beira e localização das amostras de areias graníticas analisadas.

Níveis e superfícies de aplanamento: 1 — Níveis culminantes; 2 — níveis inferiores; 3 — superfície da Meseta; 4 — plataforma do Mondego; 5 — superfície fundamental dos planaltos centrais e níveis intermédios das montanhas ocidentais; 6 — Cova da Beira e bacia de Celorico; 7 — plataforma litoral. *Depósitos superficiais:* 8 — Cones do sopé da serra de Caramulo; 9 — derrames grosseiros de tipo *raña*; 10 — materiais grosseiros em revestimento pelicular e esparso; 11 — arcoses e outros arenitos de origem granítica; 12 — formação argilosa da bacia de Mortágua. *Acidentes tectónicos, vertentes e relevos residuais:* 13 — Escarpa de falha ou de flexura; 14 — alinhamento tectónico; 15 — vale de fractura; 16 — inclinação das superfícies de aplanamento; 17 — rebordo montanhoso; 18 — alto de vertente; 19 — base de vertente; 20 — encaixe fluvial superior a 150 m; 21 — rios; 22 — crista de rocha dura; 23 — relevo residual circunscrito; 24 — alvéolo; 25 — vértice geodésico (cota em metros); 26 — altitude em decâmetros. *Areias graníticas:* A — com caulinite e illite, mas sem montmorillonite e gibsite; M — com montmorillonite; G — com gibsite. *Abreviaturas dos nomes de lugar:* A. — Anadia; B. B. — Barreiro de Besteiros; C. D. — Castro Daire; C. P. — Castelo de Paiva; L. — Lamego; Long. — Longroiva; M. — Mortágua; N. H. — Nave de Haver; P. — Pinhel; R. — Régua;

da montmorilonite na superfície da Meseta (ocorre em 26 % das amostras) e a sua escassez nas montanhas ocidentais (existe apenas em 6 % das amostras) ⁽⁶⁾.

Estas diferenças de composição argilosa das areias graníticas estarão intimamente relacionadas com a evolução morfológica de cada uma das unidades do relevo do Norte da Beira? A investigação encontra-se ainda numa fase preliminar, afigurando-se prematuro tomar posição sobre este assunto. Sublinhe-se, contudo, que a natureza das argilas não parece ter qualquer relação directa nem com a composição dos granitos, nem com a altitude, nem com os valores de declive. Pelo contrário, parece haver uma clara ligação entre a ocorrência da gibsite e as quantidades actuais de precipitação: a gibsite só ocorre nas áreas em que a precipitação apresenta valores superiores a 1200 mm ⁽⁷⁾. Parece confirmar-se a ideia defendida por vários autores de que a gibsite pode neoformar-se nas regiões de clima temperado desde que a lavagem seja intensa, favorecida pela boa permeabilidade das areias graníticas e por uma elevada precipitação. O facto de, nas amostras analisadas, a montmorilonite nunca aparecer associada à gibsite (a presença de uma exclui a da outra) confirma este ponto de vista. Os valores mínimos de precipitação seriam, em todo o caso, bastante inferiores aos apresentados por A. FURTADO (1973) relativamente às areias graníticas do Minho. De qualquer maneira, os elementos disponíveis não permitem excluir a hipótese de que a gibsite encontrada no Norte da Beira seja herdada de climas mais quentes e mais húmidos do que o actual. A propósito da gibsite existente nos mantos de alteração das regiões temperadas, J. DEJOU e seus colaboradores afirmam: «...se é certo que os argumentos em favor de uma génese bastante recente não faltam, é no entanto ainda demasiado cedo para se concluir de maneira definitiva, dado o pequeno número de observações» (J. DEJOU *et al.*, 1977, p. 404).

Mas qual o verdadeiro significado morfoclimático a atribuir às argilas existentes nos mantos de alteração? Y. TARDY (1969) mostrou todo o partido que se pode tirar do estudo químico das águas circulantes nos perfis de alteração, das toalhas freáticas ou das nascentes, para o conhecimento das grandes vias da alteração actual sob os diferentes climas. Assim, nos climas equatoriais e tropicais húmidos, com fortes precipitações e temperaturas elevadas, a hidrólise é muito intensa, os cátions básicos são totalmente evacuados dos perfis de alteração, enquanto a sílica ou permanece em quantidades que permitem a formação de minerais argilosos com uma camada de sílica (caulinite), fenómeno que se denomina de monossilização, ou é totalmente exportada, dando origem aos hidróxidos de alumínio (gibsite), fenómeno que se designa por alitização. Nos climas tropicais com longa estação seca, em que as quantidades de precipitação são fracas mas as temperaturas se

⁽⁶⁾ Refira-se, todavia, que o número das amostras analisadas não foi equivalente nas diversas unidades do relevo e distribuem-se assim: plataforma do Mondego, 36; superfície da Meseta, 31; planalto da Nave, 27; montanhas ocidentais, 18.

⁽⁷⁾ De acordo com o mapa de precipitação inserto em S. DAVEAU *et al.*, 1977.

mantêm elevadas, a drenagem é deficiente, favorecendo a concentração das soluções e o desenvolvimento da montmorilonite, que é uma argila com duas camadas de sílica, e por isso se designa este fenómeno por bissialitização. As regiões temperadas húmidas, com precipitações elevadas mas com temperaturas moderadas, apesar de favorecerem a drenagem, são ainda propícias à bissialitização, pois a sílica é exportada apenas em pequenas quantidades. Estes estudos vieram confirmar na natureza os resultados obtidos por G. PEDRO por via experimental, com base nos quais este autor havia proposto uma sistematização dos tipos e graus de alteração química e a sua distribuição à superfície do Globo (G. PEDRO, 1968). Na sua tese, H. PAQUET (1970) defende a separação do domínio da bissialitização em duas zonas: uma zona setentrional, correspondente às regiões temperadas, em que os minerais com duas camadas de sílica são herdados (sericite, clorite, ilite) ou transformados (vermiculite, montmorilonite), mas onde não há verdadeira neoformação; uma zona meridional, correspondente aos climas mediterrâneos e tropicais com estação seca, onde se verifica a neoformação da montmorilonite.

Todavia, a simples presença da caulinite ou da gibsite nos perfis de alteração não pode ser tida como a prova irrefutável de um clima tropical húmido. Nas regiões temperadas húmidas as plagioclases fornecem estes minerais logo nas primeiras fases da alteração, observando-se o fenómeno, à primeira vista paradoxal, da coexistência de minerais primários, muito sensíveis à meteorização, com minerais argilosos evoluídos, resultantes de uma hidrólise intensa. Este facto é o resultado da alteração diferencial dos minerais. Assim, não pode atribuir-se o mesmo significado a uma caulinite derivada de uma plagioclase e a uma caulinite derivada de uma biotite. Nas areias graníticas do Morvan a primeira existe logo nas fases iniciais da alteração, enquanto a segunda apenas ocorre em areias graníticas herdadas do Terciário ou do Quaternário antigo (F. SEDDOH, 1973). A velocidade de alteração de um mineral primário depende da sua ordem de cristalização e foi expressa nas sequências de GOLDICH. Mas o termo da evolução, na sequência dos minerais secundários (sericite/clorite-vermiculite-montmorilonite-caulinite-gibsite/goethite), depende das condições do ambiente. «As combinações possíveis são muito variadas. Nos ambientes em que as hidrólises são muito lentas todos os minerais primários permanecem intactos. Nos ambientes hidrolisantes, mas muito confinantes, os minerais alteram-se todos em montmorilonite. Nos ambientes fracamente lixiviados a moscovite permanece intacta, a biotite transforma-se em vermiculite, a albite origina a montmorilonite e a anortite a caulinite. É o caso de certos saibros dos Vosgos. Quando a anortite atinge a gibsite, a albite pode parar na caulinite e a biotite na vermiculite ou na montmorilonite (caso de Alrance). Quando a lixiviação é muito intensa, os feldspatos dão gibsite ou caulinite, a biotite origina a caulinite e a moscovite a vermiculite (alterações ferralíticas)» (Y. TARDY, 1969, p. 85).

Assim, um perfeito conhecimento da intensidade da alteração deveria ter em conta as paragénese dos minerais isolados e não apenas a presença ou ausência de um determinado mineral na fracção argilosa.

Todavia, há uma diferença fundamental entre as areias graníticas das regiões temperadas e os solos dos climas tropicais húmidos, que reside na quantidade da fracção argilosa. Enquanto nos perfis ferralíticos das regiões quentes e húmidas se encontram por vezes horizontes completamente desprovidos de minerais primários, sendo em todo o caso frequentes quantidades de minerais argilosos de neoformação da ordem dos 50 %, nas areias graníticas das regiões temperadas, mediterrâneas e tropicais com longa estação seca, a percentagem dos produtos argilosos de neoformação pode avaliar-se em 3-4 % a 10-15 %, aumentando das regiões mais frescas para as regiões mais quentes (T. MUXART e P. BIROT, 1977, p. 235-239). Assim, é da maior importância comparar a natureza das argilas com a percentagem da fracção argilosa. Por outro lado, é preciso ter em conta o cortejo e a quantidade relativa dos minerais primários existentes nos perfis. Os cristais de plagioclase em diversos estados de alteração, a conservação ou não das lâminas de biotite, a percentagem relativa dos grãos de feldspato potássico e de quartzo, juntamente com a quantidade e a natureza da fracção fina, tudo isto permite fazer uma ideia do grau de alteração das rochas graníticas.

IMPORTÂNCIA DO TRABALHO DE CAMPO E DAS ANÁLISES DE LABORATÓRIO

Não repetiremos aqui o que já se disse acerca dos métodos de análise dos mantos de alteração. Queríamos apenas salientar o interesse fundamental dos estudos precisos da geoquímica das alterações, que incluem: a composição mineralógica e química das rochas sãs; a evolução dos minerais isolados ao longo do processo de alteração; as variações químicas globais em diversos perfis, com cálculo de índices de meteorização; a determinação da mobilidade relativa dos catiões, a partir de análises químicas das águas. Estudos deste tipo são ainda extremamente raros em Portugal e o geomorfólogo, por si, nada poderá fazer sem a ajuda dos especialistas desta matéria.

A natureza e a espessura dos mantos de alteração dependem largamente das vicissitudes da evolução morfoclimática. Todavia, as características dessas alterações e a própria evolução do relevo poderão ser influenciadas fortemente pela petrografia e estrutura do substrato rochoso. Sendo constituídos por minerais que apresentam graus muito diversos de sensibilidade à alteração química, é natural que a *composição mineralógica* constitua um dos principais factores que condicionam o diverso comportamento dos granitos em relação à alteração e à erosão. A análise do relevo em diversas partes do Globo permite afirmar que, de uma maneira geral, nomeadamente nas regiões húmidas, os granitos mais resistentes são as variedades mais ácidas, ricas em quartzo e em feldspato alcalino e pobres em biotite. Numa determinada região, o grau de resistência das diferentes rochas cristalinas pode por vezes exprimir-se pela percentagem de um ou outro constituinte principal, por exemplo da biotite (A. GODARD, 1965-a). Este facto justifica-se em rochas de textura granular, onde a alteração de um só elemento pode comprometer a coesão de todo o edifício rochoso; além disso, nas rochas eruptivas a

riqueza em minerais ferromagnesianos coincide com o aumento da percentagem das plagioclases e com a diminuição do teor em quartzo e em feldspato potássico. Mas a investigação da resistência potencial das rochas, relativamente às acções meteóricas, terá de basear-se na composição mineralógica global. Para tanto não bastará uma simples observação no campo ou em amostra de mão; ter-se-á que recorrer ao estudo petrográfico em lâmina delgada e calcular a moda com o auxílio do contador de pontos.

Intimamente relacionada com a composição mineralógica das rochas está a *composição química* das mesmas. Para A. RONDEAU (1958), o factor essencial, aquele que comanda a escala de resistência das rochas cristalinas na Córsega meridional, é a quantidade de sílica. Todavia esta maneira de ver é apenas válida nas regiões de clima húmido. Do ponto de vista do geomorfólogo, as análises químicas apresentam uma grande dificuldade: não se encontrando ele próprio preparado para as realizar, torna-se imprescindível a colaboração de laboratórios especializados. Como estas análises são longas e dispendiosas, o geomorfólogo limita-se quase sempre a utilizar as que se encontram publicadas. Uma vez que estas não são numerosas e foram feitas com objectivos diversos do da análise morfológica, compreende-se que a influência da composição química na erosão diferencial das rochas cristalinas não esteja ainda perfeitamente dilucidada.

A *rede de diaclases e fracturas* é outro factor muito importante da alteração dos granitos. Estas descontinuidades constituem superfícies preferenciais da circulação da água e da penetração das raízes das plantas, o que, para além dos efeitos mecânicos na desagregação das rochas, sobretudo se intervém o fenómeno da congelação-degelo, facilita a alteração química. Todas as diaclases e fracturas favorecem a circulação da água, mas são as descontinuidades verticais ou subverticais que permitem a penetração desta no seio da massa rochosa. Por isso convém, nos estudos da alteração das rochas graníticas, dar conta não só da densidade das diaclases mas também da sua orientação e disposição no maciço, distinguindo também as diaclases fechadas das diaclases abertas. Não havendo possibilidade de fazer um estudo sistemático dos vários tipos de diaclases, há todo o interesse de, ao menos, calcular a densidade das diaclases abertas, verticais ou próximas da vertical, que são as que mais contribuem para a fragilização das rochas. É um trabalho paciente, de observação no campo: utilizando sobretudo os cortes artificiais (pedreiras, taludes de estradas), conta-se o número de diaclases existentes numa distância escolhida convencionalmente e tomada na direcção perpendicular ao plano das juntas. O papel das diaclases terá de ser interpretado com muita prudência. Tratando-se de um maciço homogéneo do ponto de vista petrográfico, é geralmente fácil demonstrar que uma grande densidade de diaclases constitui um factor importante de enfraquecimento da resistência à erosão; o mesmo não acontece quando paralelamente actuam outros factores, nomeadamente a composição mineralógica e química.

A maior ou menor facilidade de penetração da água deverá ser vista também a uma escala mais reduzida, à escala do próprio cristal. A microfissuração dos grãos de quartzo, resultantes de intensas compressões tectónicas ou de outras causas, como seja a descompressão consecutiva à erosão da cobertura dos batólitos, constitui o factor mais importante da *porosidade* das rochas à escala da amostra. A porosidade condiciona a drenagem, a importância da percolação da água, logo a intensidade da hidrólise e a velocidade da alteração. As rochas graníticas possuem uma porosidade fraca, quando comparadas com outras rochas, mas ela apresenta variações sensíveis, que interessa quantificar. Vários métodos têm sido propostos para a medição ou simples avaliação da porosidade das rochas cristalinas. Assim, A. RONDEAU (1958), nas suas investigações sobre o papel da erosão diferencial no relevo da Córsega, utilizou um método muito simples, de fácil aplicação mesmo no campo, que consiste em medir o tempo necessário para a infiltração total de uma gota de água colorida com azul de metileno, colocada sobre a rocha. Recentemente, P. BIROT tem defendido a utilização de uma solução de «solucromo» com 98,5 % de água destilada, «a qual possui uma velocidade aparente de difusão várias dezenas de vezes superior à do azul de metileno» (P. BIROT, 1977, p. 169). Este processo foi utilizado pela primeira vez por G. MOTTET no estudo da permeabilidade das rochas vulcânicas das Terras Altas de Madagascar. Outra maneira de proceder consiste em mergulhar uma amostra na água, depois de seca e pesada; passado algum tempo calcula-se a diferença de peso da amostra embebida e da amostra seca, que corresponde à quantidade de água absorvida e depende da porosidade. Uma técnica mais sofisticada consiste na utilização de porosímetros de mercúrio: as amostras são submetidas a pressões consideráveis, o que permite a penetração do mercúrio nos mais pequenos espaços vazios. Consegue-se assim medir não só a porosidade total mas também a porosidade fraccionada, que é função do diâmetro dos poros (A. GODARD, 1965-b, p. 92). Todavia, os resultados das várias tentativas no sentido de exprimir em termos quantitativos a porosidade das rochas têm sido de certo modo decepcionantes, devido à grande dispersão dos valores obtidos. Esta disparidade é consequência não só de os métodos utilizados serem diferentes, mas sobretudo do desigual estado de conservação das amostras. Aliás, esta constitui uma das maiores dificuldades do estudo da erosão diferencial em rochas cristalinas, pois raramente é possível fazer uma amostragem de rochas perfeitamente sãs. Refira-se, a terminar este ponto, uma opinião formulada por P. BIROT (1951) e geralmente aceite, segundo a qual a porosidade é um factor secundário da alteração diferencial das rochas cristalinas em clima húmido, enquanto nos climas secos ela desempenha um papel mais importante que a composição mineralógica e química.

No que respeita à *dimensão do grão* e à *textura*, por via de regra as rochas cristalinas de grão fino resistem melhor à erosão do que as de grão grosseiro e de textura porfiróide; a orientação dos minerais segundo planos bem definidos constitui também um factor de fragi-

lidade em relação às texturas homogêneas. Uma vez mais, para uma boa apreciação deste factor isolado seria necessário fazer comparações entre rochas que se mostrem homogêneas do ponto de vista de outras características, o que geralmente não acontece. Por exemplo, no Norte da Beira, os granitos não porfiróides de grão médio resistem melhor à erosão do que os granitos porfiróides de grão grosseiro. Este facto é sobretudo nítido nos planaltos centrais, em que a superfície fundamental se encontra melhor conservada nos primeiros que nos segundos. Contudo, estas diferenças de textura coincidem, por via de regra, com diferenças de composição mineralógica e química: os granitos não porfiróides de grão médio a fino são, segundo as mais recentes sínteses geológicas, quase sempre de duas micas e de tendência alcalina, enquanto os granitos porfiróides de grão grosseiro são geralmente biotíticos e calco-alcalinos, por vezes de composição granodiorítica.

O estudo do modelado das regiões graníticas não pode desligar-se de uma análise global do relevo, necessária para o estabelecimento das etapas fundamentais da evolução morfológica e até para colocar correctamente o problema do diferente comportamento das rochas cristalinas relativamente às acções meteóricas. Uma via para a concretização deste estudo parece-nos ser a *cartografia pormenorizada*, feita no terreno, com base no mapa a 1:25.000 e incidindo sobre um certo número de «áreas-amostra» que exemplifiquem os principais problemas sugeridos por uma prévia análise do relevo. Um mapa geomorfológico de pormenor, fruto de um levantamento preciso e sistemático no campo e completado pelos necessários estudos de gabinete e de laboratório, reunirá um grande número de observações e de análises: o substrato rochoso, classificado segundo a natureza e as potencialidades virtuais de resistência à alteração e erosão; as formações superficiais, caracterizadas pela espessura, a granulometria, a sua disposição relativamente aos declives e às formas; o modelado, indicando sempre que possível a origem e grau de vitalidade das formas; os processos erosivos recentes e actuais, que constituem os agentes de transformação do relevo. Não se duvidará do interesse científico de um tal documento, desde que baseado na análise rigorosa dos factos, e do ponto de vista prático ele constituirá uma importante contribuição para o conhecimento do ambiente natural, com implicações nítidas no domínio da hidrologia (reservas de água), da pedologia, da agronomia, da exploração mineira e até da engenharia civil, para citar apenas as utilizações mais importantes.

Mas existem dificuldades, a começar pela própria definição da origem e da idade das formas, tanto mais que os maciços cristalinos são por via de regra desprovidos de depósitos correlativos datados com precisão. Um outro problema fundamental consiste na grande irregularidade da espessura das areias graníticas, tornando praticamente impossível a generalização cartográfica deste dado essencial. É provável que, num futuro próximo, os métodos de prospecção geofísica (baseada, por exemplo, na resistividade eléctrica) e de teledeteção permitam uma cartografia expedita de superfícies relativamente extensas. Por enquanto, apenas pequenos espaços destinados a importantes obras de construção

civil ou objecto de explorações mineiras são bem conhecidos quanto à profundidade atingida pelos mantos de alteração. Para obviar a este problema haverá que multiplicar as observações de superfície e as pequenas sondagens, de modo a permitir a classificação da espessura das areias graníticas por exemplo em três categorias, como é uso na cartografia morfológica francesa: inferior a 25 cm, de 25 a 75 cm e superior a 75 cm. O mapa de J. J. LAGASQUIE (1968), relativo às depressões graníticas de Erp e Soulan (Pirenéus orientais), um dos raras exemplos franceses de cartografia de pormenor em soco cristalino, mostra muito claramente que a simples distinção entre rochas alteradas e rochas sãs apresenta um interesse morfológico fundamental: a distribuição das formas e dos processos é bem diferente num e noutro caso.

A. DE BRUM FERREIRA

BIBLIOGRAFIA SUMARIA

- AMARAL, ILÍDIO DO (1969) — «Inselberge (ou montes-ilhas) e superfícies de aplanção na bacia do Cubal da Hanha em Angola», *Garcia de Orta*, vol. 17, n.º 4, Lisboa, p. 475-526.
- (1973) — «Formas de *Inselberge* (ou montes-ilhas) e de meteorização superficial e profunda em rochas graníticas do Deserto de Moçâmedes (Angola), na margem direita do rio Curoca», *Garcia de Orta*, Série Geog., vol. 1, Lisboa, p. 1-34.
- BAKKER, J. P. (1960) — «Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes», *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. I, Gottingen, p. 69-92.
- BARROS, L. AIRES (1971) — *Alteração e Alterabilidade de Rochas Igneas*, Lisboa, 57 p.
- BARROS, L. AIRES, BASTO, M. J., DINIS, J. S. e SILVA, C. G. (1975) — «Bilan minéralogique et géochimique de l'altération dans un profil de syénite néphelinique de Monchique (Portugal)», *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XIX, Lisboa, p. 117-127.
- BERRY, L. e RUXTON, B. P. (1959) — «Notes on weathering zones and soils on granitic rocks in two tropical regions», *Journal of Soil Science*, vol. 10, n.º 1, Londres, p. 54-63.
- BIROT, P. (1937) — *Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales Franco-Espagnoles*, Paris, 318 p.
- (1946) — «Contribution à l'étude morphologique de la région de Guarda», *Bull. Études Port.*, Lisboa, p. 1-47.
- (1949-a) — «Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional», *Rapport Comm. Cart. Surf. Aplam.*, U. G. I., XVI Congrès Int. Géog., Lisboa, p. 9-116.
- (1949-b) — *Essai sur Quelques Problèmes de Morphologie Générale*, Lisboa, 176 p.

- (1951) — «Sur les reliefs granitiques en climats secs», *Bull. Ass. Géog. Franç.*, n° 220-221, Paris, p. 138-141.
- (1958-a) — *Morphologie Structurale*, Col. «Orbis», P. U. F., Paris, 464 p.
- (1958-b) — «Les dômes cristallins», *Mémoires et Documents*, t. VI, C. N. R. S., Paris, p. 7-34.
- (1960) — *Le Cycle d'Érosion sous les Différents Climats*, Rio de Janeiro, 137 p.
- (1972) — «Recherche d'un modèle rendant compte de l'inégale perméabilité des roches cristallines», *Recherches géographiques en France*, Montréal, p. 47-52.
- (1977) — «À propos d'une nouvelle méthode de coloration pour l'étude de la perméabilité des roches», *Revue Géographique de l'Est*, t. XVII, n° 3-4, p. 169-170.
- BIROT, P., GODARD, A., PETIT, M. e TERS, M. (1974) — «Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement et de l'érosion différentielle dans le Transvaal septentrional et oriental (Afrique du Sud)», *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. XVI, fasc. 4, Paris, p. 421-454.
- BIROT, P., HENIN, S., GUILLIEN, Y. e DELVERT, J. (1962) — *Contribution à l'étude de la Désagrégation des Roches*, «Les Cours de Sorbonne», C. D. U., Paris, 232 p.
- BÜDEL, J. (1957) — «Die 'Doppelten Einebnungsflächen' in den feuchten Tropen», *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., b. 1, h. 2, Berlin-Nikolassee, p. 201-228.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1971) — «Alteração das rochas», *III Curso Ext. Univ. Ciênc. Geol.*, Lisboa, p. 106-128.
- COLLIER, D. (1961) — «Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempéré», *Annales Agronomiques*, vol. 12, n° 3, I. N. R. A., Paris, p. 273-331.
- DAVEAU, SUZANNE (1969) — «Structure et relief de la Serra da Estrela», *Finisterra*, vol. IV, Lisboa, p. 31-63 e 159-197.
- (1971) — «La glaciation de la Serra da Estrela», *Finisterra*, vol. VI, Lisboa, p. 5-40.
- (1973) — «Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal», *Finisterra*, vol. VII, Lisboa, p. 5-47.
- DAVEAU, SUZANNE e outros (1977) — *Répartition et Rythme des Précipitations au Portugal*, «Memórias do Centro de Estudos Geográficos», n° 3, Lisboa, 192 p. (2 mapas a cores f. t.).
- DEJOU, J. (1967) — «L'altération des granites à 2 micras du massif de la Pierre-qui-Vire», *Annales Agronomiques*, vol. 18, n° 2, I. N. R. A., Paris, p. 145-201.
- DEJOU, J., GUYOT, J. e ROBERT, M. (1977) — *Évolution Superficielle des Roches Cristallines et Cristallophylliennes dans les Régions Tempérées*, I. N. R. A., Paris, 464 p.
- DEMANGEOT, J. (1975) — «Recherches géomorphologiques en Inde du Sud», *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., b. 19, h. 3, Berlin-Stuttgart, p. 229-272.

- (1976) — *Les Espaces Naturels Tropicaux*, «Col. Géographie», Masson, Paris, 190 p.
- DERRUAU, M. (1952) — *Les Caractères Différentiels des Roches du Socle dans l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif Central Français*, Publ. Fac. Lettres Univ. Clermont, fasc. 6, 51 p.
- ERHART, H. (1956) — *La Genèse des Sols en tant que Phénomène Géologique. Esquisse d'une Théorie Géologique et Géo-chimique. Biostasie et Rhevastasie*, «Col. Evolution des Sciences», Paris, 90 p.
- FEIO, MARIANO (1951-a) — «Reflexões sobre o relevo do Minho», *Notas Geomorfológicas*, I, Lisboa, p. 5-15.
- (1951-b) — «A depressão de Régua-Verin», *Notas Geomorfológicas*, VI, Lisboa, p. 5-46.
- (1952) — *A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve*, Lisboa, 186 p.
- FEIO, MARIANO e BRITO, R. SOEIRO DE (1950) — «Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais», *C. R. XVI Congrès Int. Géog.*, t. II, Lisboa, p. 254-262.
- FERREIRA, A. DE BRUM (1978-a) — *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*, «Memórias do Centro de Estudos Geográficos», n° 4, Lisboa, 374 p.
- (1978-b) — *Erosão Diferencial e Modelado das Regiões Graníticas do Norte de Portugal (Projecto de Investigação)*, Lisboa, 88 p. (policopiado).
- FERREIRA, DENISE DE BRUM (1971) — *La Bordure Occidentale du Morvan. Étude Géomorphologique*, Mémoire de Maîtrise, Clermont-Ferrand, 151 p. (policopiado).
- FLAGBOLLET, J. C. (1977) — *Origine des Reliefs, Altérations et Formations Superficielles: Contribution à l'étude Géomorphologique des Massifs Anciens Cristallins. L'Exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest*, Sciences de la Terre, Mémoire n° 35, Nancy, 461 p.
- FLEURY, E. (1919-22) — «L'arénisation lapiaire forme spéciale de l'altération dirigée de certaines roches massives», *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XIII, Lisboa, p. 22-40.
- FLOOR, P. (1970) — «Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire», *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXI-II-III, Madrid, p. 245-248.
- FLOOR, P., KISCH, H. J. e OEN ING SOEN (1970) — «Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal», *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXI-II-III, Madrid, p. 242-244.
- FURTADO, A. F. A. SANCHES (1970) — «Sur l'arénisation d'un granite à muscovite», *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXI-II-III, Madrid, p. 249-252.
- (1973) — «Sobre a presença de gibsite em solos derivados de rochas graníticas em climas tropicais e temperados», *Garcia de Orta*, Série Geol., vol. 1, n° 1, Lisboa, p. 15-22.
- GODARD, A. (1965-a) — *Recherches de Géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest*, Strasbourg, 701 p.

- (1965-b) — Morphologie des socles et des massifs anciens. Questions d'altération», *Revue Géographique de l'Est*, t. v, n° 1, p. 91-101.
- (1966) — «Morphologie des socles et des massifs anciens: les 'tors' et le problème de leur origine», *Revue Géographique de l'Est*, t. VI, n° 1-2, p. 153-170.
- (1972-a) — «Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins», *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. XIV, fasc. 3, Paris, p. 265-296.
- (1972-b) — «Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines», *Recherches géographiques en France*, Montréal, p. 37-45.
- (1977-a) — *Pays et Paysages du Granite*, «Col. Le géographe», P. U. F., Paris, 232 p.
- (1977-b) — «Géomorphologie des socles. Les principaux courants de recherche en France», *Revue Géographique de l'Est*, t. XVII, n° 3-4, p. 145-163.
- GOLDICH, S. S. (1938) — «A study in rock weathering», *Journ. of Geol.*, vol. 46, p. 17-23.
- LAGASQUIE, J. J. (1968) — «Les dépressions granitiques d'Erp et Soulan, Pyrénées du Couseran», *Rev. Géog. Pyr. Sud-Ouest*, t. 39, fasc. 2, Toulouse, p. 137-149.
- LAUTENSACH, H. (1929) — «Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal)», *Zeitschrift für Gletscherkunde*, vol. XVII, Berlin, p. 324-369. Trad.: «Estudo dos glaciares da Serra da Estrela», *Memórias e Notícias*, n° 6, Coimbra, 1932, 60 p.
- (1950) — «Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich», *C. R. XVI Congrès Int. Géog.*, t. II, Lisboa, p. 270-296.
- LINTON, D. L. (1955) — «The problem of tors», *The Geog. Journ.*, n° 121, p. 470-487.
- MACEDO, J. ROCHA DE (1974) — «Contribuição para o conhecimento petroquímico das rochas graníticas da Área de Braga», *Boletim Geológico y Minero*, t. LXXXV-VI, Madrid, p. 725-738.
- MAUREL, P. (1968) — «Sur la présence de gibbsite dans les arènes du massif du Sidobre (Tarn) et de la Montagne Noire», *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, p. 652-653.
- MILLOT, G. (1964) — *Géologie des Argiles. Altérations, Sédimentologie, Géochimie*, Paris, 499 p.
- MUXART, T. e BIROT, P. (1977) — *L'Altération Météorique des Roches*, Pub. Dép. Géog. Univ. Paris-Sorbonne, n° 4, Paris, 279 p.
- NEIVA, ANA M. R. (1973) — «Geochemistry of the granites and their minerals from the central area of northern Portugal», *Memórias e Notícias*, n° 76, Coimbra, p. 1-43.
- NEIVA, J. M. COFELO, NEIVA, ANA M. R. e GODINHO, M. M. (1965) — «Meteorização do granito em clima temperado quente. Alteração do granito de Pisões (Montalegre)», *Memórias e Notícias*, n° 60, Coimbra, p. 33-51.

- NONN, N. (1966) — *Les Régions Côtières de la Galice (Espagne). Étude Géomorphologique*, Paris, 591 p.
- OEN YNG SOEN (1970) — «Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal», *Boletim Geológico y Minero*, t. LXXXI-II-III, Madrid, p. 271-298.
- OLLIER, C. D. (1959) — «A two-cycle theory of tropical pedology», *Journal of Soil Science*, vol. 10, n° 2, Londres, p. 137-148.
- (1960) — «The inselbergs of Uganda», *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., b. 4, h. 1, Berlin-Nikolassee, p. 43-52.
- PAQUET, H. (1970) — *Évolution Géochimique des Minéraux Argileux dans les Altérations et les Sols des Climats Méditerranéens et Tropicaux à Saisons Contrastées*, Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., n° 30, Strasbourg, 212 p.
- PEDRO, G. (1968) — «Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe», *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. x, fasc. 5, Paris, p. 457-470.
- PETIT, M. (1975) — «Le massif granitique du Chaillu et ses enveloppes gréseuses. Étude de géographie physique», *Trav. et Doc. de Géog. Tropicale*, n° 22, Bordéus, p. 3-108.
- PINTO, A. F. FERREIRA (1975) — «Geoquímica das alterações de rochas granodioríticas do Norte de Portugal», *Memórias e Notícias*, n° 79, Coimbra, p. 1-34.
- RIBEIRO, ANTÓNIO (1974) — *Contribuição à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental*, Memória n° 24, N. S., Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 168 p. (um mapa geológico f. t.).
- RIBEIRO, ORLANDO (1940) — «Problemas morfológicos do Maciço Hispérico português», *Las Ciências*, t. VI, n° 2, Madrid, p. 315-336.
- (1949) — «A Cova da Beira. Controvérsia de geomorfologia», *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXX, Lisboa, p. 23-41.
- (1955) — *Geografía de España y Portugal*, t. v, Portugal, Barcelona, 290 p.
- (1970) — «Genèse et diversité des montagnes portugaises», *Argumenta Geographica*, vol. 12, Bona, p. 214-224.
- RISER, J. (1975) — «Les modèles des granites du Jbel Sarhro oriental (Anti-Atlas oriental)», *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. XVII, fasc. 1, Paris, p. 61-72.
- ROGADO, N. QUINTINO (1971) — «Contribuição para o estudo dos solos derivados dos granitos existentes em Portugal», *Boletim de Solos*, n° 10, Serv. Rec. Ord. Agrário, Lisboa, p. 1-158 (policopiado).
- RONDEAU, A. (1958) — «Géomorphologie et géochimie (à propos d'altération différentielle en Corse)», *Bull. Ass. Géog. Franç.*, n° 271-272, Paris, p. 17-23.
- ROUGERIE, G. (1960) — *Le Façonnement Actuel des Modèles en Côte d'Ivoire Forestière*, «Mémoires I. F. A. N.», n° 58, Dakar, 542 p.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) — «Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)», *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXXVII, Lisboa, p. 1-617.

- SEDDOH, F. (1973) — *Altération des Roches Cristallines du Morvan (Granites, Granophyres, Rhyolites). Étude Minéralogique, Géochimique et Micromorphologique*, «Mémoires Géol. Univ. Dijon», n° 1, 377 p.
- TARDY, Y. (1969) — *Géochimie des Altérations. Étude des Arènes et des Eaux de Quelques Massifs Cristallins d'Europe et d'Afrique*, «Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.», n° 31, Strasbourg, 199 p.
- TEIXEIRA, C. e ASSUNÇÃO, C. T. (1961) — *Carta Geológica de Portugal. Notícia Explicativa da Folha 1-C (Caminha)*, Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 41 p.
- THOMAS, M. F. (1965) — «Some aspects of the Geomorphology of domes and tors in Nigeria», *Zeitschrift für Geomorphologie*. N. F., b. 9, h. 1, Berlin-Nikolassee, p. 63-81.
- (1974) — *Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climates*. Mac Millan, Londres, 332 p.
- TRICART, J. (1972) — «Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France», *Mémoires et Documents*, N. S., vol. 12, C. N. R. S., Paris, p. 37-105.
- WINCKELL, A. (1971) — *Rôle Respectif de la Tectonique Récente et de l'Érosion Différentielle dans l'Élaboration des Reliefs de la Retombée Nord et Nord-ouest de la Montagne Limousine*, Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 164 + XLIII p. (policopiado).