

REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA

Ano XX

ABRIL - JUNHO DE 1958

N.º 2

ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS NO NORDESTE BRASILEIRO

WILLI CZAJKA
(de Göttingen)

Este relatório preliminar baseia-se numa viagem de estudos promovida pela "Deutsche Forschungsgemeinschaft", Bad Godesberg, Bonn (Alemanha), que o autor empreendeu nos meses de agosto a outubro do ano de 1954 e para cuja execução foi favorecido com recomendações do Conselho Nacional de Geografia, do Rio de Janeiro. Deseja o autor expressar a sua gratidão pelos conselhos técnicos que, antes de iniciar a viagem, recebeu do professor HILGARD O'REILLY STERNBERG, catedrático de Geografia do Brasil na Universidade do Brasil, pela amistosa troca de idéias com o chefe da Secção Nordeste, do Conselho Nacional de Geografia, professor LINDALVO BEZERRA DOS SANTOS e outros membros dessa instituição, pela valiosa assistência dos professores da Universidade Estadual de Pernambuco, GILBERTO OSÓRIO DE ANDRADE e MÁRIO LACERDA DE MELO, e, finalmente, pelas gentilezas dos senhores geógrafos do Nordeste, quando de sua estada no Recife, e de muitas personalidades dos meios religiosos, culturais e administrativos. O autor agradece ainda muitíssimo ao professor FRANCIS RUELLAN, do Rio de Janeiro, que lhe proporcionou a possibilidade de participar, durante alguns dias, das excursões realizadas por ordem da secretaria da Educação de Pernambuco com estudantes de Geografia da Universidade daquele estado. Deseja também patentear o seu agradecimento à Companhia Hidrelétrica do São Francisco pela hospitalidade que recebeu em Paulo Afonso.

A viagem abrangeu o estado de Pernambuco, as cercanias das cachoeiras do São Francisco em Paulo Afonso (norte da Bahia), e os estados da Paraíba, Rio Grande do Norte, Ceará e Alagoas. A princípio foi o Recife o ponto de partida das diversas excursões; mais tarde, porém, foi o centro de operações transferido sucessivamente para Campina Grande, Moçoró, Fortaleza, Quixadá, Crato e Patos. Foram, então, visitados os planaltos de Garanhuns e Arcoverde, as serras Teixeira, Santana, Martins, Maranguape, Baturité, Araripe, trechos dos vales do baixo São Francisco, do Mundaú, Paraíba, Piranhas e Jaguaribe, o território das minas de Picuí e as regiões de Exu, Serra Talhada,

* Traduzido do alemão por JUDITH REICHEL.

Monteiro e Borborema Também foi percorrido o litoral entre Natal e Maceió.

As pesquisas geomorfológicas no Nordeste brasileiro foram precedidas de estudos idênticos em outras regiões áridas da América do Sul, a saber, nos Andes, no nordeste da Argentina e na Patagônia. Aliás, foi possível dedicar mais tempo a essas regiões. Fêz-se, pois, um estudo comparativo da riqueza morfológica de diversas regiões áridas, semi-áridas e subúmidas. Todo o programa de exploração, por conseguinte, foi elaborado sob pontos de vista climato-geomorfológico. Tratava-se, em primeiro lugar, de estudar os processos de erosão. Mereceu especial interesse o modo pelo qual se processa a desnudação e as formas de detalhe resultantes e, naturalmente, deviam também ser obtidos aspectos gerais da morfologia da crosta terrestre, pois o desenvolvimento da erosão não depende tão somente do clima mas, também, dos processos tectônicos que sempre influíram no relêvo. Estes processos, porém, eram diferentes nas três regiões sul-americanas mencionadas. Para o Nordeste brasileiro a relação entre tectônica e erosão é de máximo interesse, e é por isto que especialmente essas relações são estudadas neste relatório.

Examinando na Europa ocidental e central a morfologia da crosta terrestre, notou-se que esta, sob a ação do atual clima úmido e temperado, está sendo paulatinamente destruída, não continuando mais a formação de níveis de desnudação. Também o pleistoceno não desenvolveu a peneplanização das montanhas. Segundo a opinião dominante, as áreas de desnudação da Europa Central surgiram com o clima quente do terciário.

As desnudações dos blocos falhados da Europa Central, que ainda são identificáveis, têm assim caráter de formações fósseis. A fim de se ter uma idéia perfeita dos processos de desnudação, é preciso visitar regiões cujo clima seja idêntico ao que dominava na Europa Central na era terciária. Sob este ponto de vista, a visita ao escudo tropical do Nordeste brasileiro pareceu-me promissor. Tal iniciativa dependia da possibilidade de se obter uma idéia geral da orografia atual. Naturalmente, ainda estamos muito longe de poder esboçar um quadro geral geomorfológico do Nordeste brasileiro, pois para isto são necessários mais mapas topográficos em escalas pequenas. Também seriam necessárias pesquisas geológicas detalhadas para se chegar a um resultado mais exato. Conseqüentemente, neste relatório só se poderia cogitar de avançar um pouco mais, em prosseguimento aos valiosos trabalhos preliminares já realizados pelas instituições brasileiras. Tentar-se-á conseguir uma noção geral a fim de propor problemas. É neste sentido que deve ser encarado este trabalho preliminar.

O ESTADO ATUAL DAS PESQUISAS

O Nordeste brasileiro será considerado neste relatório como uma grande unidade geomorfológica. A oeste a escarpa da serra Grande se-

para a antiga depressão e região de sedimentação do Piauí e Maranhão da região de erosão e de blocos falhados que, com o cabo de São Roque, avança para o oceano Atlântico e se estende do Ceará até Alagoas. Os limites meridionais do conjunto geomorfológico do Nordeste são menos distintos. Como delimitação poder-se-á designar o baixo São Francisco, que em seu curso segue aqui a direção de NW para ESE. A região referida talvez corresponda à "região nordeste do Planalto Atlântico" proposta por A. AZEVEDO na sua classificação das unidades regionais do relevo(1). Em si, essas duas alas da depressão de ambos os lados do baixo São Francisco formam um conjunto, de acôrdo com exposição de R. OSÓRIO DE FREITAS(2). Por outro lado, uma série de morros tabulares a noroeste de Paulo Afonso, atravessando o São Francisco vai encontrar a margem setentrional do vale de sedimentos do norte da Bahia. Observamos, pois, a mudança de direção na difusão dos sedimentos. O restante dos morros tabulares referidos estende-se mais ou menos de NE a SW, mas o eixo do vale de sedimentos do norte da Bahia orienta-se de NNW para SSE. Portanto, ambos divergem da direção seguida pelo baixo São Francisco. Isto indica que a depressão inferior do São Francisco, que hoje aparece como tal no conjunto do relevo, não constitui uma área de depressão muito acentuada e certamente só era considerada um campo de depressão tectônica num sentido relativo.

Com relação aos fatos geológicos, em muitos casos especiais, pode-se sempre recorrer à obra de J. C. BRANNER (3) que registra tôdas as investigações feitas isoladamente. Será, entretanto, muito proveitoso consultar a crítica das observações publicada por H. GERTH (4). Também F. MACHATSCHKE expõe os problemas com muita coerência(5). Não é nossa tarefa citar as últimas e meritórias descrições gerais da geologia brasileira; referir-nos-emos apenas a alguns dos mais recentes trabalhos isolados. A exposição da geomorfologia do Nordeste, contida no tratado de Geografia do continente, de P. DENIS (6), constituiu, quando de sua publicação, uma obra de mestre em vista do volume dos fatos apresentados e da exposição dos problemas. Entrementes, porém, os conhecimentos topográficos foram muito melhorados com a publicação, pelo Conselho Nacional de Geografia, das séries de mapas 1:250 000 e... 1:500 000, de modo que pelo estudo dêstes também é possível conseguir melhor vista geral do conjunto. Uma zona estreita do litoral foi extensivamente levantada pelo Instituto Geográfico Militar. A série de mapas da faixa oriental da costa, nas escalas 1:25 000 e 1:50 000, pode servir especialmente para fins geomorfológicos, pois a região foi representada em isoipsas. Excelentes possibilidades para estudos locais proporcionam ainda 4 grandes fôlhas de 1:25 000, das cercanias de Campina Grande (Paraíba).

São de grande significação para a delimitação geomorfológica ocidental do Nordeste, os trabalhos sôbre geologia de W. KEGEL(7). O degrau da escarpa da serra Ibiapaba, a saber, a serra Grande, forma *cuesta* do devoniano. Entretanto, na encosta íngreme, em alguns lugares, também aparece o cristalino que, aliás, forma apenas a região fronteira

e o embasamento do devoniano. O degrau da escarpa no alto é formado de modo irregular, e em alguns pontos desaparece totalmente, como, por exemplo, em Jaicós. Ao sul dessa localidade desvia-se o limite do devoniano de N/S para NE/SW, tornando-se novamente visível no relêvo. Afluentes do Parnaíba que nascem a leste da bacia daquele rio, tais como o rio Poti, cortam o degrau em direção ao oeste. Nesse ponto o relêvo é menos acentuado. As nascentes desses rios achavam-se outrora em nível mais elevado do que o atual. Isto indica que a velha camada de sedimentos paleozóicos estendia-se mais para leste e os consideráveis sedimentos devonianos existentes naquele local vêm comprovar ainda mais este fato. A formação inicial dessas camadas é um conglomerado básico de origem fluvial. O encadeamento do relêvo do cristalino jacente, com diferenças de altitudes de 300 metros, levou KEGEL a concluir que a erosão que se havia processado no escudo brasileiro não era devida à ação marinha. De acordo com o mapa 1:500 000, acha-se situada ao sul da serra Grande (norte de Cratêus) uma quantidade maior de morros isolados, os quais não se sabe ainda se são autênticos morros testemunhos. A mesma questão surge com relação às serras ao noroeste de Sobral. Estão situadas a 40/50 quilômetros, do degrau da serra de Ibiapaba e encimam-nas superfícies extensas e planas. KEGEL verificou que toda a bacia do Parnaíba sofreu uma curvatura, cujos eixos vão de WSW para ENE. Este fato merece menção porque no Nordeste brasileiro vizinho se formam, na direção, zonas de levantamento e de vales que podem ser consideradas zonas de arqueamento. Ignora-se igualmente se na região de *cuesta* que se dirige para leste ao longo da fronteira do devoniano, além dos processos usuais de erosão verificados em *cuestas* não cooperou também, originariamente, a tectônica de falha. Esta questão é de muito interesse, porque no Nordeste brasileiro existe uma série de alinhamentos que apresentam a mesma direção. Pode-se, pois, dizer que as condições geológicas e do relêvo no rebordo ocidental do Nordeste também explicam a morfogenese deste.

Citando P. DENIS, R. OSÓRIO DE FREITAS em seu amplo estudo do escudo brasileiro e respectivos peneplanos, distinguiu no Nordeste um nível inferior A (200/300 metros) e um nível superior B (700/1 000 metros) (9). Este último compreende partes do embasamento cristalino bem como mesas sedimentares. O nível inferior A é considerado post-cretácio no que concerne a desnudação, devendo seu retalhamento coincidir com um terceiro ciclo de erosão. FREITAS relaciona a este nível A a declaração de P. JAMES de que no Ceará se deu um dos poucos casos de um *peneplain which is still essentially in place* se estender para a costa (10). Como se vê, isto representa uma restrição importante à interpretação de que todo o Nordeste deve ser considerado um peneplano *in situ*. Com relação a DENIS, L. BEZERRA DOS SANTOS também adota este parecer restrito (11). Teremos ainda de nos ocupar desta questão.

A pesquisa da cronologia dos processos de erosão é dificultada, no Nordeste, pelo fato de que só raramente podem ser estudadas as camadas que foram formadas correlativamente às erosões ocorridas. Igualmente é incerta a datação dos mais antigos sedimentos. Os restos destes, que ainda existem em forma de mesas e de serras tabulares, foram primeiramente classificados entre os períodos permiano e cretácico. Finalmente prevaleceu a opinião de que são depósitos cretácicos. Os depósitos terciários e quaternários foram reconhecidos nas proximidades da costa. Recentemente O. BARBOSA, baseado num estudo isolado, levantou a questão sobre se a existência de sedimentos no interior não provinha da era Rhät-Lias (12).

Foi dado andamento favorável ao exame isolado geomorfológico regional. A. J. PÔRTO DOMINGUES exibiu para a fôlha Paulo Afonso 1:250 000 um mapa que registra vários níveis de desnudação (13). Estas experiências foram utilizadas num exame mais minucioso que ultrapassou o setor da fôlha (14). DOMINGUES interessou-se também pelas pequenas formas da decomposição por ação meteorológica que surgem no cristalino. A monografia geográfica regional sobre a serra Negra (Pernambuco), publicada por G. OSÓRIO DE ANDRADE, disserta sobre um pequeno morro tabular que pertence ao grupo de camadas sedimentares da superfície situadas ao nordeste das cachoeiras do São Francisco (16).

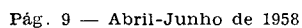
Já em 1902 F. KATZER teve a atenção despertada pelos *inselberge* (17). Descreveu êle os morros isolados campaniformes, situados no embasamento rochoso das grandes superfícies de erosão setentrionais do interior do Ceará. Caracterizam-se como verdadeiros *inselberge*, que são considerados problema climato-geomorfológico, especialmente porque nos seus arredores o embasamento rochoso nunca é recoberto de uma grande camada de detritos provenientes da decomposição por ação meteorológica (18). F. W. FREISE vê nos *inselberge* das regiões secas do Brasil formas resultantes da destruição de morros que outrora surgiram no clima úmido tropical como "pães-de-açúcar" (19). Como S. PASSARGE, que foi o primeiro a formular o problema desses morros, deu à formação e conservação dos *inselberge* particular importância, deve-se tomar conhecimento da opinião de FREISE, mesmo considerando as suas hipóteses muito avançadas. Depois que os *inselberge* e, conseqüentemente, os processos característicos da desnudação dos climas semi-áridos do Nordeste, tornaram-se conhecidos, foram êles incluídos na definição universal desse problema apresentada por N. KREBS (20). Recentemente também AZIZ NAZIB AB'SABER interessou-se pelas questões morfológicas do Nordeste e fez excelentes comentários sobre fotografias regionais que apresentam interessantes aspectos do planalto de Borborema (21).

OS PROBLEMAS GEOMORFOLÓGICOS DO NORDESTE

Embora o Nordeste, sob o ponto de vista geológico, se apresente como uma unidade, isto é, como a parte setentrional do escudo brasileiro, não se pode, entretanto, esperar que a sua disposição morfológica

atual e a formação gradual da sua superfície possam ser explicadas por alguns resultados comuns a toda a região, pois esta é polimorfa. Nem se pode dizer que a existência de escassos restos de mesas sedimentares simplificam as pesquisas. É justamente a dispersão dessas mesas sedimentares que suscita questões específicas. Além disso, os arqueamentos extensos estão em estreita relação com o problema da tectônica regional de falha. A situação atual dos mapas geológicos ainda não permite esclarecer a contento a influência que, nas suas modificações regionais, a composição petrográfica das formações cristalinas exerce sobre erosão e desnudação. Mesmo a difusão da intrusiva ainda não foi tão bem compreendida de modo a que a formação da estrutura cristalina pudesse ser avaliada comparativamente pela formação de certos acidentes, como, por exemplo, os *inselberge*. Depende, porém, de tal comparação entre diversas regiões parciais a obtenção de resultados satisfatórios. Também o mapa geológico mais recente (22), na composição do qual G. W. STOSE pôde utilizar trabalhos de AVELINO INÁCIO DE OLIVEIRA, distingue apenas um precambriano inferior e um superior, entendendo-se por este último o grau mais baixo de metamorfose de xistos cristalinos. Todavia, esses xistos mais friáveis na sua difusão hoje conhecida já parecem indicar algo sobre o desenvolvimento de velhas estruturas, o qual poderia ter experimentado uma certa renovação na constituição de formações jovens. Nos trechos central e meridional do Nordeste o "precambriano superior" orienta-se de W para E e no trecho noroeste, observam-se cristas de quartzito que se estendem para NNE. Mas isto são apenas pontos de referência para a comparação das estruturas mais velhas com os alinhamentos dentro da orografia mais recente. Enquanto P. DENIS ainda acreditava poder explicar a difusão dos "granitos", no novo mapa geológico mencionado não se fez referência a esse fato. Numa tal situação é conveniente considerar o que os estudos geomorfológicos podem conseguir e que, com a quantidade de problemas apresentados, ainda será necessário restringi-los para que não se façam muitas conjecturas onde já existem hipóteses bem fundamentadas.

1. *Classificação das regiões, segundo a terminologia clássica* — Com base num conhecimento suficiente da orografia e hidrografia do Nordeste, poder-se-iam utilizar os termos geomorfológicos em uso, a fim de classificar as formas existentes e fazer assim uma exposição explicativa com o propósito de indicar, em largos traços, a sua origem. Deste modo seria possível, por exemplo, falar sobre o peneplano ou também sobre diversos níveis de erosão. A disposição de áreas de desnudação em patamares, sua separação por grandes diferenças de altitudes em áreas reduzidas e o grau da dissecação poderiam ser discutidos, bem como os maiores ou menores morros e serras tabulares. Mas acima disto está, por exemplo, a pergunta, difícil de ser respondida, se as áreas de desnudação que recobrem o cristalino também são encontradas nas séries de morros tabulares em altitudes idênticas. Igualmente di-



fácil é explicar conclusivamente se nos rebordos dos morros tabulares existem falhas e se estas são apenas *cuestas* formadas pela erosão, quer as mesas sedimentares sejam inclinadas, quer sejam mais ou menos horizontais. As falhas em geral só podem ser determinadas com precisão quando tiverem atingido sedimentos ou então camadas petrográficas suficientemente diferenciadas. Nas formações cristalinas a sua descoberta muitas vezes só é possível depois de muita pesquisa, mesmo havendo esclarecimentos suficientes a respeito. Todavia, todos os pontos de vista contidos nos termos geomorfológicos gerais deverão ser encarados

2 *A relação genética das regiões.* — Se, com fundamento em um exame das formas existentes, a divisão regional foi definida com mais precisão, pergunta-se qual a posição genética das diversas regiões no quadro geral do desenvolvimento das formas no Nordeste e qual a relação entre uma e outra quanto à sua evolução. A meta ainda distinta é chegar-se aos poucos a este conhecimento. Mesmo nas regiões geomorfológicas bem exploradas da Europa Ocidental e Central, é com hesitação que se relacionam genética e cronologicamente as superfícies de desnudação separadas umas das outras. Em parte faltam as ligações entre camadas correlatas que se depositaram nos níveis mais profundos durante a desnudação, em parte a epeirogênese provocou concavidades e convexidades de dimensões tão diversas que as altitudes, de níveis separados entre si, não podem servir de critério para eventuais associações cronológicas. Não se trata de considerar o levantamento de níveis e a sua dissecação como uma simples sucessão de fatos, mas deve-se ter em mente que a fragmentação já começa com a elevação. No Nordeste acontece ainda que os grandes territórios erodidos ao longo dos rios não só avançam para o interior tanto na largura quanto no comprimento, mas continuam ainda hoje a sofrer o processo de desnudação. Os processos de aplainamento ainda se acham em ação. Por outro lado, há antigos níveis de aplainamento que já estão dissecados e, portanto, não mais sujeitos à erosão, constituindo hoje formas de destruição que se foram adaptando, lenta e verticalmente para baixo, a um nível mais profundo. Além disto, evidentemente, existem níveis de desnudação de altitude média, nos quais, como parcialmente em níveis inferiores do embasamento cristalino, ainda continua o processo de desnudação. Tudo isto deverá ser tomado em consideração ao proceder-se a um confronto das planícies. No Nordeste é francamente favorável o fato de que a disposição das superfícies de aplainamento segundo a sua extensão, as transforma parcialmente em “horizontes de referência” e passam a servir de ponto de referência ao invés da estratificação.

3. *Estudo dos processos de erosão* — No caso de serem muito complexos os trabalhos para a pesquisa das relações interregionais, são de grande importância as observações levadas a efeito em pequenas áreas. Ao invés das experiências cronológicas e de classificação, ocorre uma

observação funcional dos verdadeiros acontecimentos que ainda se desenrolam em desnudação e erosão. Como a concepção de “desnudação” e “erosão” é diferente nas diversas escolas geomorfológicas, para a compreensão dêste trabalho fica determinado o seguinte: por “desnudação” entende-se aqui a destruição das superfícies; por conseguinte, ela é precedida da decomposição por ação meteorológica das rochas próximas à superfície. Estuda-se como o material resultante dessa decomposição se movimenta sobre a superfície. Fala-se, então, no caso de regiões periodicamente secas, de carreamento, se bem que também este processo se possa diferenciar em seu curso. Por “erosão” entende-se, em primeiro lugar, o escoamento dos detritos em linhas fluviais, o qual por sua vez pode tornar mais profundos os leitos dos rios. Existindo grandes sistemas orográficos — que é o caso no Nordeste brasileiro — os detritos que provocam a desnudação da superfície movimentam-se em direção aos leitos dos rios, donde continuam a ser transportados aceleradamente no curso da erosão. O transporte também se faz em pequenas escavações, quer sejam gargantas, quer sejam sulcos das encostas. Esta parte das pesquisas geomorfológicas, bem como o que diz respeito à desnudação e à erosão, consiste, pois, no estudo intensivo dos pequenos acidentes e formações, que no seu conjunto criam as grandes formas. Só dêste modo é possível chegar mais perto da solução dos problemas no que se refere à gênese das formas, problemas estes apontados sob os itens 1 e 2.

4. *Influência do clima.* — Mesmo estes estudos pormenorizados encontram certas dificuldades, pois pressupõem a necessidade de mapas topográficos em grande escala. Há, porém, ainda outras circunstâncias a considerar. A decomposição por ação meteorológica e a erosão estão condicionadas a certos fatores climáticos. Em geral são conhecidas as relações fundamentais: a mudança das estações seca e úmida cria uma alternância repetida de decomposição por ação meteorológica e transporte dos detritos. Em compensação, no Nordeste, não há os efeitos das geadas. Mas a escassez de nuvens no período das secas ocasiona uma influência mais ativa do sol sobre a decomposição das rochas. Entretanto, as condições climáticas gerais dos processos geomorfológicos ora descritos não são idênticas para toda a região. Não se trata aqui apenas da transição da costa oriental úmida no inverno para o interior periodicamente muito seco do Nordeste. Nas regiões secas alternância dos processos de decomposição por ação meteorológica e de erosão é ainda mais acentuada pelas irregularidades periódicas do clima.

No momento, entretanto, o que se tem em mente é a divergência do clima no interior do Nordeste. As regiões mais secas formam uma zona curva — a curva está aberta para NW — que partindo do Rio Grande do Norte, especialmente do trecho de Moçoró e Macau, através de Currais Novos, Cabaceiras (Paraíba) e Sertânia (Pernambuco), atinge a depressão do São Francisco com Cabrobó e Juazeiro. Em frente a esta zona curva ainda se estende a SE, entre Pão de Açúcar (Alagoas)

e Caruaru (Pernambuco), uma cadeia de pequenas ilhas áridas. Uma região mais úmida e alta separa essas ilhas áridas da extensa zona seca central. Também para NW estende-se diante desta zona uma região maior, extremamente seca, que vai até a parte oriental do estado do Ceará e começa ao norte, mais ou menos na região de Cratêus. Também neste caso uma série de planaltos mais úmidos separa a zona árida central da região seca acima indicada. Esses planaltos começam na área de Fortaleza, seguem em direção ao sul e unem-se à serra do Araripe junto ao Crato. Sem esses planaltos, poder-se-ia supor que todo o interior entre Macau e Juazeiro, bem como entre Cratêus e Pão de Açúcar, seria uma única região árida com apenas alguns períodos de chuvas. As causas meteorológicas desses períodos, bem como das temidas estiagens, não são focalizadas neste trabalho. Em compensação, a subdivisão climática da região, sucintamente descrita, desperta interesse. É ela um fenômeno da divisão tridimensional da região e está em relação com a orografia. Por isto, também durante a estação da seca propriamente dita, frequentemente aparece, principalmente no Ceará, um nevoeiro tênue pela manhã, que conserva a umidade das encostas de morro mais elevadas. Nestes casos há nos planaltos regiões permanentemente úmidas, ao passo que ao pé dos morros domina a seca. Este fenômeno também ocorre no interior, por ex., na serra da Baixa Verde, em Triunfo (Pernambuco). As encostas nestes casos apresentam muitas vezes um barro vermelho e pode acontecer que pela manhã escorram água em consequência da umidade. A zona árida estando deste modo climaticamente dividida desde que existam elevações, a decomposição por ação meteorológica e a erosão também devem passar-se diversamente, de acordo com o grau de umidade e de seca nas diferentes regiões e altitudes, e contanto que dependam de condições climáticas. Além disso, as condições das séries de colinas durante a estação chuvosa podem ser tais que as zonas vizinhas ao pé dos morros ficam mais úmidas, como acontece ao norte da serra do Araripe. A comparabilidade dos fenômenos geomorfológicos do NE, tais como a decomposição por ação meteorológica, a erosão, e as camadas correlatas e formas de detalhe resultantes, fica um tanto restrita, pela subdivisão climática, para a obtenção de conhecimentos gerais. Segue-se disto que é preciso contar com certa variabilidade nas diferentes regiões. Consequentemente, em virtude dessas causas climáticas só resta fazer o estudo geomorfológico a começar da base, isto é, partindo das observações das regiões.

5 *A questão da mudança de clima* — O fato de que se deve contar com mudanças de clima no passado, constitui mais uma complicação. Considerando a reação sobre os trópicos das épocas frias e interglaciais pleistocênicas nas latitudes temperadas, deve-se perguntar, por exemplo, se a terra vermelha disseminada no interior em forma de ilhas, é unicamente o resultado da maior umidade regional no presente, ou se essas ilhas são resíduos de uma camada de terra vermelha muito extensa que já foi erodida em certos trechos. Com a queda eustática

do nível do mar durante as épocas frias do pleistoceno, o litoral avançou consideravelmente em direção ao oceano. Levanta-se, assim, a questão de saber se em virtude deste fato a zona seca do interior se alargou mais para leste. Os recifes da costa oriental não são formados apenas de corais, mas também de depósitos calcários da era quaternária, havendo, portanto, a possibilidade de aparecerem crostas calcárias, formação típica dos climas secos, desde que o terreno seja de natureza calcária. Seria necessário verificar exatamente se isto não é proveniente de uma expansão da zona seca durante o pleistoceno na atual região litorânea oriental. Se, porém, o clima atual pudesse ter prevalecido durante determinados períodos do pleistoceno, não seria então admissível a influência contínua de fatores climáticos invariáveis. Apenas podemos anotar isto no momento, mas a circunstância ventilada deve ser tomada em consideração para não se chegar a conclusões errôneas no estudo dos processos de erosão, pois, sob a ação de mudanças de clima, os acidentes do solo e as formas de detalhe podem ser recentes ou fósseis.

A DIVISÃO OROGRÁFICA E HIDROGRÁFICA DA REGIÃO

A ação do clima sobre a decomposição por ação meteorológica e erosão é principalmente estudada nas formas de detalhes. Do mesmo modo tudo se realiza nas formas maiores que, afinal, derivam em primeiro lugar de uma transformação tectônica do relevo. A epeirogênese e a movimentação de blocos criam as diversidades de relevo no qual se processam a decomposição por ação meteorológica e erosão já durante os movimentos em direção vertical. O resultado teórico seria a remoção total das novas diferenças de altitude e, por conseguinte, a criação de um peneplano mais ou menos regular, que, no nosso caso, está situado à altura do nível do mar, mas vai pouco a pouco, subindo da costa para o interior do país. Até que ponto é este o caso no nordeste do escudo brasileiro ainda deve ser estudado. Isto resulta de uma simples reflexão.

1. — O montante da erosão em direção vertical não é conhecido nas regiões centrais do Nordeste, nem do post-mesozóico, pois os remanescentes das camadas sedimentares são muito pouco extensos para que se possam tirar conclusões, não obstante a idade dessas camadas e, portanto, a eventualidade de serem da mesma idade, ainda não ter sido estabelecida.
2. — O montante do levantamento durante a era terciária em sua diferenciação regional também não foi ainda estabelecido. Encontramo-nos, pois, comparativamente, na situação de querermos calcular duas incógnitas com o auxílio de apenas uma equação matemática. De acordo com essa teoria, o relevo atual corresponderia à equação apresentada em primeiro lugar, na qual se oferecem duas grandezas incógnitas. Seria naturalmente possível considerar teoricamente para os sedimentos mesozóicos um único peneplano como área de depósitos e, portanto, como fase final do desenvolvimento. Ter-se-ia, pois, uma área de referência “zero” que foi de fato aplicada na geomorfologia antiga. Mas para evitar que um dogma teórico tenha influência sobre os resultados finais, deve-se perguntar quais as circunstâncias pró e

contra uma tal consideração. Para êste fim o melhor será começar com o estudo das atuais condições orográficas e hidrográficas.

1. *O nível mais elevado.* — Os limites dos estados do Nordeste foram traçados essencialmente segundo o princípio dos divisores de água. Pela observação do seu curso pode-se, pois, ter uma idéia da orografia. O relêvo muito variável na sua direção e disposição estampa-se nesses limites que se movimentam em linha sinuosa. Note-se o estreitamento do estado da Paraíba na altura de Patos, onde os limites do Rio Grande do Norte e Pernambuco ficam relativamente muito próximos. Especial interêsse merece o trecho a oeste dos limites do norte de Pernambuco, onde se enfileiram os mais altos níveis do Nordeste, mais ou menos na direção W/E. O trecho a oeste da série de morros tabulares de Araripe alcança 1 020 metros. Até ao sudeste de Crato a serra limítrofe desceu de um ponto culminante até 915 metros. Continuando o seu curso, torna a alcançar 1 060 metros em Triunfo. A serra então inflete-se para NE e eleva-se a 1 090 metros no Pico de Jabre a sudoeste de Teixeira. É preciso ressaltar que não somente a área da Chapada do Araripe não deve ser considerada como uma superfície de desnudação, pois, já os acidentes estruturais da formação, isto é, os sedimentos muito rasos, tornam compreensível que ela seja encimada por uma planície quase horizontal, como também a serra da Baixa Verde apresenta extensas planícies, num nível entre 900 e 1 000 metros. Como nível mais elevado consideramos aqui somente aquela parte da cordilheira formada de rochas cristalinas (cf. esquema cartográfico). Um outro nível muito elevado que corresponde ao que acaba de ser descrito, acha-se separado dêste, visto como a serra de Teixeira, com a qual termina a leste o nível mais elevado, só é continuada em níveis mais baixos, a saber, de um lado, no divisor de águas dirigido para o norte entre o rio Paraíba e o sistema do rio Piranhas, de outro lado, na direção ENE no planalto superior de Borborema.

A segunda parte do nível superior começa na área de Arcoverde (Pernambuco). Dêste local, a zona do desfiladeiro ainda sobe em direção a Pesqueira, dominada por um cume de 1 100 metros, donde o nível elevado segue em direção SE e termina no planalto de Garanhuns numa altitude de mais ou menos 900 metros (fig 1). Aliás, a ligação entre Arcoverde e Garanhuns já foi algum tanto desfeita dos dois lados por erosão regressiva. As correntes fluviais da bacia do Ipanema descem para o São Francisco; o rio Una e seus afluentes deságuam a leste. Dêste modo, no lugar do planalto ergue-se, mais ou menos no centro, entre Arcoverde e Garanhuns, uma série de morros divisores d'água que vão de NNE para SSW.

Quanto ao nível mais elevado, êste se divide em duas secções, uma ocidental e uma oriental, e, apesar das interrupções observadas em vá-

rios pontos, os trechos de Arcoverde e Garanhuns pertencem à parte oriental. A parte ocidental compreende, portanto, a serra de Teixeira e a oriental a serra de Arcoverde.

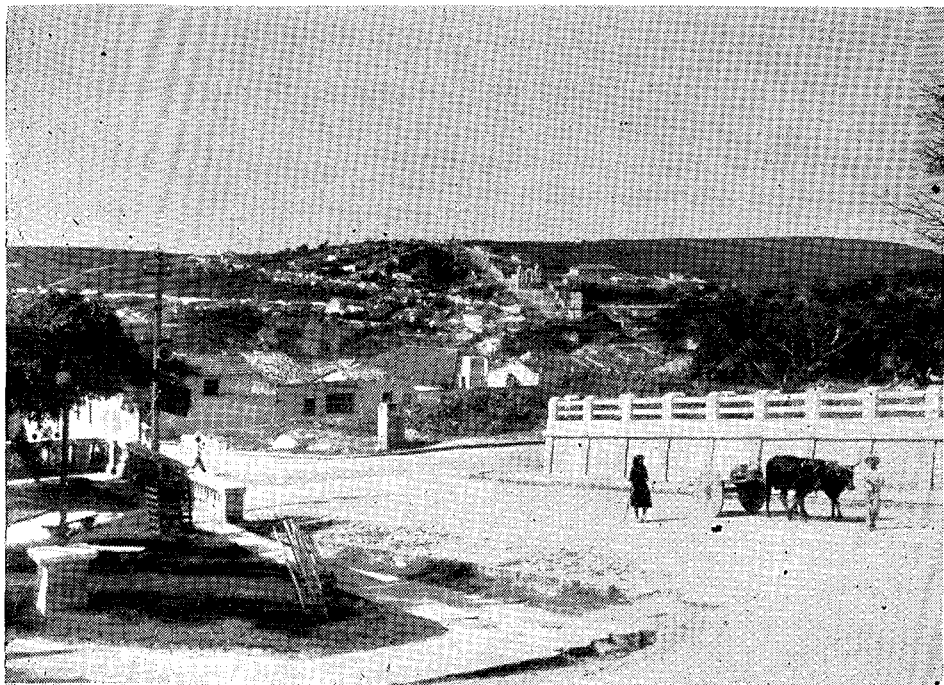


Fig 1 — Trecho do nível mais elevado em Garanhuns (Pernambuco), com 900 metros. Os vales estendem-se em vastas depressões até o planalto

2. *O declive para a depressão do baixo São Francisco.* — Os mais altos níveis estendem-se da serra de Araripe até Garanhuns, se bem que interrompidos em alguns pontos. Ao sul, a uma distância de mais ou menos 130 quilômetros, encontra-se a depressão do baixo São Francisco. Já frisamos acima que o extenso vale deste rio só é considerado uma verdadeira depressão num sentido relativo. Observando-se mais de perto a série de elevações que aparece entre a serra de Araripe e o planalto de Garanhuns, e que igualmente segue o curso do rio, verifica-se que ela toma direções muito diferentes. Aparentemente, portanto, a mesma direção seguida pelo vale e elevações que o acompanham ao norte, constitui um efeito secundário e, por conseguinte, recente dentro da atual conformação do relêvo. Entretanto, sempre subsiste uma espécie de declive desde as elevações até o baixo São Francisco.

Da foz até o cotovêlo fluvial de Cabrobó, a depressão do São Francisco pode ser encontrada até 310 metros (nível do rio). Esta depressão constitui uma área de rochas cristalinas, em que as mesmas se apresentam freqüentemente a descoberto. DOMINGUES mostrou como esta depressão acompanha o curso do rio em degraus claramente reconhecíveis. Aqui e ali erguem-se *inselberge* como testemunhos de níveis deslocados para trás ou para baixo (fig. 3). Da secção oriental do nível

mais elevado acima descrito, segue o declive localmente diverso. Já a soleira do São Francisco em Paulo Afonso indica que a depressão é atravessada por linhas tectônicas. O *cañon* a jusante das quedas mostra que a soleira principal foi deslocada para trás em linha reta, no mínimo 50 quilômetros, desde que ali tiveram início processos de levantamento transversais à depressão. 12 quilômetros a montante das quedas, o vale do rio segue entre os remanescentes de duas séries de morros tabulares que se elevam até 600 metros. A escavação resultante da força erosiva do rio neste local é de 400 metros no mínimo. Pequenas séries de morros tabulares mais ou menos isolados juntam-se em direção ao norte, anexando-se assim à zona de levantamento do mais alto nível, na área de Arcoverde. A altitude das séries de morros tabulares, porém, não alcança o nível mais elevado. A ceste e noroeste desta série de morros tabulares situa-se um grande número de serras isoladas, ao pé das quais se estendem planícies mais ou menos vastas. Uma planície maior que margeia o rio Pajeú de ambos os lados, segue do rio São Francisco para o norte, atravessando Floresta até a serra Talhada. Assim foi alcançado o sopé da série de elevações onde fica a parte ocidental do mais alto nível. Uma diferença de altitudes muito pronunciada do relêvo separa o mais alto nível, das planícies ao pé da serra Talhada. Das áreas mais baixas da extensa planície que margeia o

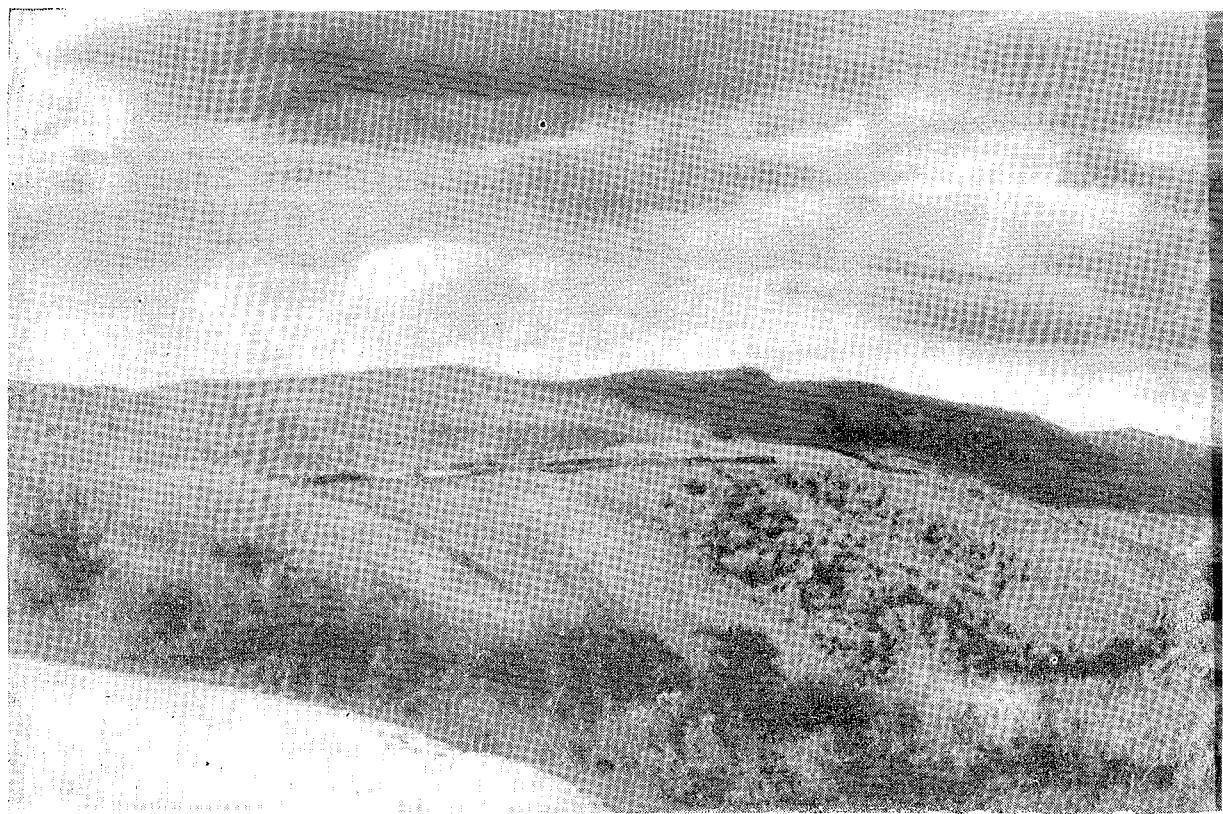


Fig. 2 — Vale velho e dissecado do rio Ipojuca (800 m) na zona de desfiladeiros entre Arco verde e Pesqueira (Pernambuco). No último plano uma cadeia dos níveis mais elevados, direção ENE, 1 000 metros. Fot. Czajka 9 626

rio Pajeú saem ramificações laterais, as quais atravessam os diversos morros situados na região fronteira ao mais alto nível.

Ao pé da serra Talhada não terminam as planícies, a saber, os largos fundos de vale. Com o rio Pajeú elas se voltam para ENE, para dentro da ponta de terra de Pernambuco, com a qual êste estado penetra no território da Paraíba. Uma planície extensa bifurca-se então em direção a Custódia e aproxima-se do divisor de águas, em Sertânia. Na verdade, entre Floresta e o divisor de águas, na Paraíba, elevam-se pequenas serras acima do embasamento rochoso da planície. É digno de nota porém como aí se ampliou, para os lados, um antigo fundo de vale formando uma rede de planícies intramontanas, ou, então, sob a influência de tectônica de falha, sobre uma área outrora mais ou menos contínua formou-se um relevo uniforme. Provavelmente, êsses dois fatos contribuíram para a formação dêsses aglomerados de serras e planícies. Deve-se notar que em Sertânia as planícies não são dominadas de modo marcante por elevações como na serra Talhada. A passagem através da serra divisora de águas em direção a Monteiro, e, por conseguinte, até o planalto de Cariri, a partir de Paraíba, efetua-se aos poucos por subidas e descidas. Os morros limítrofes na verdade ainda alcançam altitudes de mais de 700 metros, mas em confronto com as elevações que os cercam parecem insignificantes. A sua altitude média é de 150 metros no máximo. Encontramo-nos na zona que separa as secções ocidental e oriental do nível mais elevado acima descrito. Tomando-se em consideração que as planícies de Cariri — onde se desenvolve o rio Paraíba — se estendem para além da referida serra limítrofe, torna-se então provável que esta zona de separação dos dois níveis mais altos pertença a uma extensa e estreita faixa de terra, onde a intensidade de levantamento era inferior à das áreas de ambos os seus lados. Esta faixa se estenderia mais menos de Campina Grande até a área da serra Talhada e Floresta, alcançando assim a depressão do médio São Francisco. A existência de vales atravessando as serras que se elevam sobre as planícies entre Sertânia e Floresta, leva à suposição de que a rede de rios se desenvolveu do nível dos cumes das serras atuais para baixo: houve uma erosão considerável em direção ao São Francisco, alargando-se então a rede de vales em amplas planícies. A grande zona de depressão entre Cariri e o médio São Francisco não tem relação com o nível das atuais planícies do Pajeú, mas com um nível mais elevado e fechado que só mais tarde se transformou em serras isoladas e vales extensos. O rio Pajeú que se estende muito para ENE, indica o sentido da depressão. Para além do divisor de águas, no Paraíba, portanto em Cariri, as planícies ainda formam uma área indivisa. Só em ambos os lados do rio Paraíba são reconhecíveis, no mínimo, dois velhos fundos de vale que se dispõem um acima do outro como terraços de erosão. Os rios Pajeú e Paraíba ficariam, pois, na mesma área de depressão. Não há aqui absolutamente a intenção de afirmar, com base nas circunstâncias acima, que o curso do São Francisco no início da era terciária, a partir do seu

cotovêlo em Cabrobó, tenha seguido para o Paraíba através da zona de depressões do Pajeú. A fim de demonstrar êste fato, seriam necessárias outras características. O cotovêlo incomum do São Francisco, porém, indica um desvio que deve ser observado em relação com movimentos tectônicos.

Voltemos à descrição do declive do mais alto nível para o São Francisco. Foram mencionadas três diferentes formas de declives: as planícies de ambos os lados do rio Pajeú, entre a serra Talhada e Floresta, que passam diretamente, se bem que em degraus, para a depressão do São Francisco, a oeste daquelas planícies a zona das serras isoladas circundadas de planícies menores, e a sudoeste dessa zona, a região das séries de morros tabulares que se apóiam na zona de levantamento de Arcoverde e ainda continuam para além do São Francisco. O modo pelo qual o nível de Garanhuns desce até o baixo São Francisco não pôde ser observado na própria região. O mapa mostra, por meio de uma série de rios de planalto de curso normal, ter havido um forte desdobraimento por vales em direção à base de erosão representada pelo São Francisco.

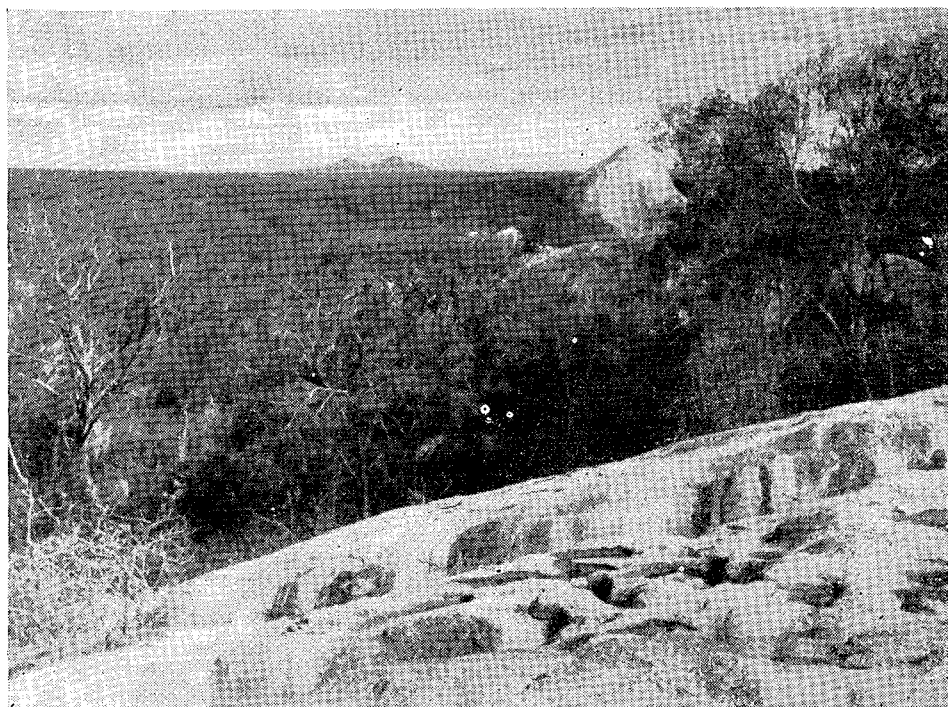


Fig 3 — Superfície de desnudação no Riacho da Gamboa a sudeste de Paulo Afonso (depressão do São Francisco). Rocha ruíniforme com sinais de erosão e decomposição por ação meteorológica no primeiro plano, "inselberge" no último plano. Fot Czaika 9 529

3. *As planícies intramontanas nas zonas dos rios Jaguaribe e Piranhas.* — Enquanto na parte meridional do Nordeste predominam, na orografia e hidrografia atuais, as direções N/E, relativamente WSW/ENE, na parte setentrional prevalece principalmente a direção NNE. Isto também acontece nas duas principais artérias de desagua-

mento, o Jaguaribe e o Piranhas. A foz do Piranhas está afastada 250 quilômetros, em linha reta, do divisor de águas oriental, isto é, do mais alto nível, e a do Jaguaribe 380 quilômetros. Dêste modo penetram profundamente no interior da região. Assim, a zona culminante do arqueamento, representada pelo mais alto nível aqui descrito, aparece como o principal divisor de águas. Os cursos dêsses dois rios unem-se num trecho inferior, onde atravessam a larga plataforma setentrional da costa, e num trecho ainda mais longo e intramontano. Percorrendo-se a região, naturalmente a posição intramontana do curso médio e, em parte, nem mesmo a do curso superior, destaca-se nitidamente desde o início, pois os rios são margeados por amplas planícies desde a plataforma da costa, e atrás do rebôrd montanhoso do norte as planícies alargam-se muito para os lados.

As planícies intramontanas estão separadas do terraço da costa por uma cadeia de elevações, que se orientam mais ou menos de oeste para leste. Os rios, na sua travessia, cortam a série de serras periféricas setentrionais em blocos isolados. A este a moldura setentrional de serras começa com a de Santana, que é uma série de morros tabulares. Do outro lado do vale do Piranhas encontram-se a serra João do Vale, a região montanhosa de Patu, consideravelmente recortada em vales, e a série de morros tabulares de Martins. Entre a região montanhosa de Patu e a serra de Martins a planície da costa só toma muito imperfeitamente o curso para o sul. Entre a serra de Martins e as encostas setentrionais da serra do Camará emerge o rio Apodi em direção à costa. Este rio que corre para o mar entre o Piranhas e o Jaguaribe, anexou a si, intramontanamente, apenas uma região desnudada de extensão limitada, mas repete-se aqui, em Pau dos Ferros, em ponto pequeno, o fenômeno das planícies e regiões desnudadas intramontanas alargadas em bacia, fenômeno este que aparece em grandes proporções na zona dos sistemas fluviais médios do Piranhas e, em parte, também do Jaguaribe. Seguindo por entre as serras do Amará e Baturité, o vale do Jaguaribe alcança a plataforma da costa. Nesse vale tem-se a impressão de que o rebôrd setentrional das serras fronteiro ao litoral é formado em tôda a sua extensão por uma série de depósitos. A serra de Martins, por exemplo, eleva-se abruptamente na superfície rochosa ao pé das serras da região circundante.

No interior, as regiões fluviais do Piranhas e Jaguaribe são limitadas lateralmente por um grupo de serras que se unem em direção N/S. Assim, do rebôrd setentrional partem serras divisoras de águas para o sul, até as elevações sôbre as quais assenta o nível mais elevado. A serra de Santana é assim ligada à de Teixeira por uma cadeia de serras esparsas que constituem um divisor de águas entre o Paraíba e o sistema Piranhas. A leste daquele divisor de águas ficam as planícies de Cariri, que se estendem até Campina Grande; a oeste encontra-se a grande planície intramontana de Patos e Caicó, onde se levantam alguns *inselberge* e séries de *inselberge*. Nessa área os afluentes do Piranhas espriam-se para E e W, formando uma espécie de bacia

cuja extensão de W e E é de mais de 200 quilômetros e que com as suas planícies fica abaixo de 300 metros, ao passo que ao seu redor se elevam serras que freqüentemente apresentam níveis planos de 800, 900 e mesmo 1 000 metros (fig. 9). Ainda intramontanamente, o Piranhas, voltado para a costa, transpõe o isoipso de 100 metros. As grandes planícies rochosas inclinam-se, pois, para o mar e apresentam um terraceamento pouco visível. A julgar pela altitude, são continuações da plataforma da costa que sobe para o interior, mas depois se une às planícies rochosas centrais e baixas de Jardim do Seridó, Patos, Pombal e Antenor Navarro por meio dos vales do Piranhas, de quase 10 quilômetros de largura. As serras que emolduram o divisor de águas oriental possuem *wind gaps* e cristas distintas, de modo que é possível concluir ter existido uma antiga rêde hidrográfica antes da elevação do referido divisor de águas. Para além dêste ficam atualmente as planícies de Cariri de 2-300 metros mais elevadas que as planícies centrais do sistema Piranhas.



Fig 4 — Decomposição por ação meteorológica do granito por hidratação e redução a cascalho sob a ação do sol e do líquen Erosão por esfoliação e erosão direta Trecho da rocha ruiforme no rio da Gamboa; cf fig 3 Fot Czajka 9 524

O divisor de águas entre o Piranhas e o Jaguaribe é formado pelas serras que se juntam à do Camará ao sul, a saber, as serras do Padre, São Gonçalo e Arará. Com esta última a cadeia se une à extremidade oeste da chapada do Araripe. Nessa cadeia passa o limite entre Ceará de um lado e Rio Grande do Norte e Paraíba do outro. São essas serras também freqüentemente encimadas por remanescentes de superfícies planas a uma altitude de 600-800 metros. Enquanto o Piranhas segue

por entre serras de E para W, o Jaguaribe alarga o seu leito para oeste. Ao S as suas planícies alcançam o ângulo situado entre as serras de Araripe e Arará. A SW atrai para a sua esfera planícies situadas em frente ao terraço devoniano da serra Grande. Ao norte, porém, este degrau é cortado em direção a W pelo rio Poti que vem da área de Cratêus. A região fronteira à serra Grande também escoar em parte para o rio Paraíba. A região montanhosa fronteira a Cratêus é fechada por um número maior de serras do lado da região do Jaguaribe médio, serras essas que formam uma grande curva aberta para E. Esta curva apóia-se ao norte na serra de Baturité, onde começa com a serra do Machado, seguindo através da serra das Matas e muitas outras em direção ao sul até a serra de São Domingos. No alto dessas elevações há peneplanos extensos, como o da serra de Baturité a quase 700 metros e os das serras do Machado e Matas a 500 metros. Na área formada pela curva aberta para oeste das serras referidas, encontram-se duas áreas baixas de erosão, ligadas ao sistema Jaguaribe. A área do norte é drenada pelo rio Quixeramobim e a do sul pelo rio Mombaça. Ambas não têm a mesma extensão das planícies intramontanas situadas no sistema Piranhas central. As duas zonas ocidentais de afluentes do Jaguaribe são separadas pelas serras de Santa Rita, de 600 metros, a qual é encimada por uma extensa superfície plana.

4. *Peneplano litorâneo setentrional.* — (Leste do Ceará e Rio Grande do Norte). A costa setentrional do Nordeste situada a leste do meridiano de Fortaleza, estreita-se, de W para E, de 220 quilômetros para 80 quilômetros. Seus limites ao sul constituem as serras periféricas setentrionais. A W começa a plataforma da costa ao pé das serras Maranguape, Baturité e Estêvão. Aí também entra um rio independente na zona costeira, antes de desaguar no Jaguaribe. A noroeste mais uma série de cursos fluviais independentes, seguindo o declive, corre diretamente para o oceano. Assim, o relevo da costa ocidental organiza-se em um sistema de divisores intermédios de vales. O embaçamento é constituído de rochas cristalinas. Ao longo das áreas fluviais encontram-se depósitos desagregados, ao passo que nos divisores intermédios de vales freqüentemente erguem-se pequenas elevações e rochas desnudadas. Como consequência do levantamento tectônico da serra Baturité, que tem as características de um *horst*, a plataforma da costa foi novamente desdobrada em vales em direção a NE e, finalmente, ficaram visíveis divisores rochosos intermédios de vales, entre os quais se acumularam depósitos desagregados.

No curso inferior do Jaguaribe desaparece o cristalino da superfície e mergulha para E. Em seu lugar aparece a grande mesa calcária de origem cretácea, que com as suas áreas uniformes se eleva, para o interior do continente, a um pouco mais de 200 metros. Mais adiante, na região fronteira às serras de Martins e Santana, a mesa calcária entra em cunha para o sul, de modo que sempre fica uma larga faixa de cristalino formando a zona da base do morro propriamente dita. É

possível que a camada sedimentar da serra de Santana seja constituída de sedimentos da mesma idade que os da mesa calcária na zona costeira. Isto seria uma indicação geológica da tectônica de falha que levantou as serras periféricas setentrionais fronteiras à plataforma do litoral. A mesa calcária baixa é cortada pelos rios em várias secções. O trecho mais ocidental é o mais extenso. É a chapada do Apodi entre Jaguaribe e o rio Apodi. A oeste de Açu um penhasco de arenito calcário indica que a abrasão marítima também colaborou no afundamento da mesa da costa. Como em muitos trechos da mesa calcária não existam linhas fluviais, vêem-se aí verdadeiras superfícies planas. Nesses trechos várias circunstâncias concorrem para a formação de planícies e sua conservação, a saber, a posição quase vertical das camadas, o fato de os largos divisores intermédios de vales não serem cortados na parte central em consequência da permeabilidade das rochas, e, possivelmente, também o efeito da abrasão marítima. Não se tratará aqui da disposição da linha costeira propriamente dita com as suas aluviões.



Fig. 5 — Área de desnudação ao sul de Paulo Afonso. Vale que ainda pertence ao nível e não pode ser considerado como um retalhamento deste. O rebordo rochoso do vale é a forma embrionária de uma rocha ruiniforme linear. Fot. Czajka 9 707.

5 A zona litorânea ocidental tem aspecto essencialmente diferente do da plataforma costeira do norte. A linha da costa, propriamente dita, apresenta cabos rochosos alternados com desaguadouros deslocados para o N, além de zonas de ressaca e mangues. Para o interior do continente encaixam-se estuários, e material quaternário e terciário recobre superfícies de abrasão a pequena altitude. Logo após, porém, emerge a oeste o cristalino recoberto de uma imensa camada

de terra vermelha proveniente de decomposição por ação meteorológica, que só nas regiões mais a leste tomou o caráter de sedimento em consequência das deposições circundantes. Dali em diante a região se eleva, em degraus, para o interior. A oeste de Recife são três os degraus, mais ou menos a 130 e 260 metros, e em seguida a 400-500 metros. Todos esses degraus são muito recortados. Dos níveis que poderiam ser reconstituídos, só existem restos. A formação em degraus mais para o sul também se evidencia pela existência de muitas quedas nos rios que descem do planalto de Garanhuns. No percurso do rio Mundaú até quase Maceió (Alagoas) encontram-se muitos penhascos.

A leste de Pernambuco a elevação é menos pronunciada, pois ali a região, como já foi descrito, só culmina no desfiladeiro entre Pesqueira e Arcoverde, isto é, bem para o interior do continente. Nestas regiões mais elevadas do interior de Pernambuco nascem alguns rios (Una, Ipojuca, Capibaribe). Ao passo que nas proximidades do litoral o relevo se dispõe em níveis escalonados e recortados, o terceiro terraço referido e, talvez, planícies mais amplas seguem vale acima como se fôsem velhos fundos de vale recortados. Até onde alcança a vista esses velhos fundos de vale constituem predominantemente terraços rochosos. Deve-se, porém, continuar a pesquisar no sentido de verificar se há remanescentes de camadas de detritos na superfície desses terrenos. O alto Ipojuca precipita-se do mais elevado e antigo fundo de vale, acima de Pesqueira, numa nítida soleira que tem o aspecto de uma cachoeira dessecada, e alcança a atual linha do vale de Pesqueira. O fundo de vale elevado tem aí 800 metros de altitude. Aliás, em sua descida, parece o vale ter sido previamente assinalado como fossa falhada que continuaria quase até Gravatá. Aí já nos encontramos na região do fundo de vale de 450 metros que até Caruaru se eleva a 550 metros. Este fundo de vale e o acima mencionado não têm ligação direta entre si, mas estão superpostos. Ao norte deste vale extenso, até as serras nos limites com o estado da Paraíba, a região acha-se igualmente disposta em degraus e vales. Isto prova que, como acontece com o vale do Ipojuca, os níveis baixos e retalhados da zona próxima à costa são substituídos, mais para o interior, por níveis intermédios em forma de velhos fundos de vale. Aliás, mais abaixo, também podem aparecer largos terraços fluviais, como é o caso do vale de Goiana.

Para além das serras das fronteiras da Paraíba também existem, ao longo do vale do rio do mesmo nome, velhos terraços de erosão. O Paraíba corre junto ao rebôrdio do sul da área rochosa do Cariri. Em contraste com os rios de Pernambuco, que penetram profundamente no continente, na Paraíba os níveis baixos e retalhados começam somente no rebôrdio do planalto de Borborema. Também aí se encontram degraus retalhados, porém, esses níveis baixos, só abrangem uma zona relativamente estreita. A erosão regressiva dos rios de planalto em geral não foi possível destruir o rebôrdio visível do planalto que descai para este. Mais para o norte os níveis periféricos escalonados são substituídos por pequenas serras ou morros isolados fronteiros ao rebôrdio

do planalto, principalmente nas regiões secas do Rio Grande do Norte. Entretanto, degraus de nível mais baixo introduzem-se na área de Santa Cruz e, tomando a direção de Angicos, seguem até a zona norte ao pé da serra de Santana.

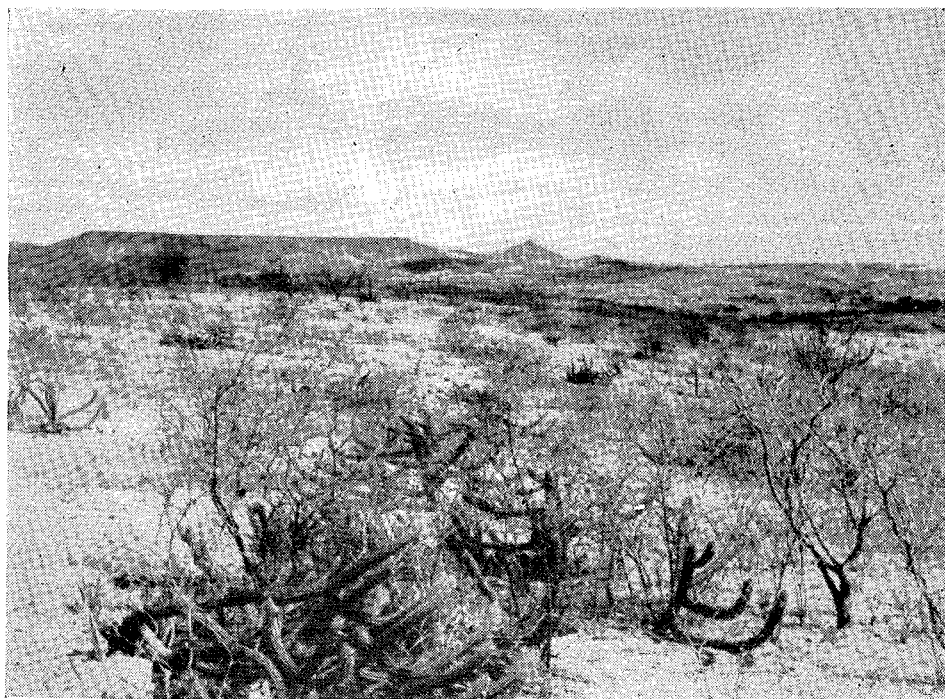


Fig. 6 — Zona de desnudação superficial muito movimentada ao sul de Picuí (Paraíba). Restos de morros tabulares. O rebôido destes recua, as planícies ampliam-se. Em depressões rasas o material resultante da decomposição por ação meteorológica é transportado aos principais cursos d'água. Fot. Czajka 11 010

Além das diferenciações acima referidas da zona litorânea oriental entre Alagoas e Rio Grande do Norte, nota-se em geral o seguinte: na série de arqueamentos do interior do continente formam-se, na zona litorânea oriental, níveis mais baixos, dispostos como degraus, de fora para dentro; esses níveis foram recortados pelos rios de planalto. Outros níveis que se introduzem entre os níveis mais baixos da zona da costa e os mais elevados do interior, penetram no continente, ora em forma de velhos e elevados fundos de vales retalhados, ora como planaltos. Aquêles predominam em Pernambuco e êstes na Paraíba. Lá, o velho fundo de vale acima de Pesqueira eleva-se a 800 metros e aqui, o planalto a oeste de Campina Grande alcança 400-500 metros, e mais de 600 metros a noroeste. Como os elevados fundos de vale e as planícies dos planaltos relacionam-se cronologicamente, não pode ser prontamente decidido. Em todo caso, tanto os fundos de vales elevados quanto os planaltos deverão, pela sua altitude, ser classificados como níveis intermédios que ocupam a área entre os níveis mais elevados do interior e os degraus mais baixos da zona periférica. A disposição climática atual é especialmente apropriada para conservar a condição que prevalece na distribuição do desdobramento dos vales. Os vales e

elevações da parte oriental de Pernambuco, bem como a região junto ao rebôrd do planalto da Paraíba, pertencem a uma zona mais úmida do que os planaltos no interior da Paraíba. Nesta zona mais úmida há hoje a tendência para a formação de vales lineares, e no planalto extremamente árido, situado a oeste e noroeste de Campina Grande, a desnudação pode desenvolver-se de tal modo a ser possível aos extensos níveis conservar-se, embora sejam lentamente afundados na sua totalidade.

6 O *planalto da Borborema* foi assim denominado evidentemente de acôrdo com a localidade de Borborema que está situada em linha reta a quase 60 quilômetros a noroeste de Campina Grande. Essa localidade encontra-se num vale de escarpa. Ao planalto acima da localidade sobrepõe-se um nível de 600 metros, sendo altitude também a de diversos planaltos situados na direção de Soledade. Ao Paraíba, que fica ao sul, anexa-se um nível de 400-500 metros, separado êste do seu nível vizinho mais elevado e situado ao norte, por um degrau ora mais nítido, ora menos visível. Ao sul o trecho mais baixo do planalto é limitado pela depressão do vale do Paraíba. Êsse trecho, freqüentemente denominado Cariri, estende-se a oeste até as serras que seguem da serra de Teixeira para a de Santana. A SW o planalto encontra, na região de Monteiro, as serras pouco elevadas das fronteiras do estado de Pernambuco. A leste todo o planalto termina no rebôrd da Borborema, podendo isso ser bem observado da estrada que o ladeia mais ou menos entre Guarabira e Pirpirituba (fig. 7). Já foi explicado, no ca-



Fig 7 — Rebôrd do planalto da Borborema ao norte de Guarabira (Paraíba) As formas indicam um rebôrd côncavo Czaika 10 907

pítulo anterior, como os níveis mais baixos e terraceados, ou morros isolados, se dispõem diante do planalto, e como este foi desdobrado em vales em diversos trechos (fig 8) O planalto está, portanto, bem delimitado no seu conjunto natural Aplicando-se normas geomorfológicas, não será recomendável usar a denominação "Planalto de Borborema" fora da região descrita.



Fig 8 — Boqueirão de vale no rebôrdio da Borborema, na localidade de Borborema Na encosta despenham-se blocos Fot Czajka 10 915

Isoladamente, o planalto também apresenta diferenciações regionais Já foi observado que o nível de 600 metros, situado na região norte de Borborema, não está totalmente circunscrito e que ao sul do mesmo nível se encontra um de 400-500 metros Essas duas superfícies de altitudes diferentes são superfícies rochosas A formação cristalina aflora freqüentemente e, além disso, o planalto é também muitas vezes recoberto somente por uma camada pouco espessa de material desagregado Ocasionalmente erguem-se pequenas elevações, que foram denominadas "serras" e que lembram fortalezas rochosas lineares São, porém, preponderantes as planícies sujeitas à erosão esta que ainda hoje se processa. Os dois níveis podem ser relacionados geneticamente de dois modos: ou o nível de 400-500 metros se formou exclusivamente às expensas do nível de 600 metros, por meio de uma erosão que se processou em sentido lateral, ou então o nível mais baixo é apenas um afundamento do nível mais alto e nesse caso o rebôrdio que os separa seria um dobramento Muitas circunstâncias são a favor dessa última suposição O nível de 400-500 metros atravessa o de 600 metros em direção NW, aproximando-se, assim, da área de Picuí

Da área Picuí-Cuité divergem linhas fluviais em três direções, a saber, para W, N e E, muito embora estejam geralmente secas. A erosão nessa região se efetua de modo tumultuoso (fig. 6). Uma vegetação muito escassa recobre essas massas desagregadas derivadas de decomposição por ação meteorológica, sendo que a região, quase totalmente circundada por uma área mais elevada, é extraordinariamente árida. O carreamento se faz mais ativamente pela rede de rios que se anexou ao sistema Piranhas depois de atravessar Picuí e Currais Novos. É nessa área portanto, que melhor se pode observar o resultado da erosão, onde, como testemunho desta, se erguem morros tabulares (fig. 6). Cuité está situada numa planície de idêntica estrutura e a área de Picuí ainda poderá ser incluída no planalto de Borborema, mas as planícies mais baixas e intramontanas situadas mais a oeste estendem-se daí até Borborema. É característico o fato de o sistema do rio Piranhas funcionar nesse local como transportador de detritos. O carreamento em direção ao Paraíba, evidentemente, se processa mais devagar.

RELAÇÕES GENÉTICAS ENTRE AS ÁREAS GEOMORFOLÓGICAS

De acordo com os conhecimentos gerais dos continentes primitivos, estes estão sujeitos a uma lei fundamental: tornam sempre a levantar-se e são sempre novamente destruídos. Isto observamos também no nordeste do escudo brasileiro. Ainda se pode ver, hoje, que com a destruição colaboram a desnudação e a erosão. Relativamente ao carreamento, os resultados da observação são excelentes em virtude do clima quente e periodicamente seco sendo que pela disposição dos níveis fica-se conhecendo algo sobre o movimento de levantamento da superfície. A descrição no capítulo anterior pôde ser baseada nesses fatos, e por vezes já é possível formular questões de ordem genética. No que diz respeito ao resultado real e à distribuição dos levantamentos, os nossos conhecimentos são apenas aproximados.

1. *Os diferentes grupos de níveis.* — Se se tentar agrupar as áreas isoladas da região acima descrita, pode-se começar pelos níveis de altitudes diferentes. Podem esses ser classificados pela sua posição geográfica, sua altitude e pelos processos de erosão que se realizam presentemente, isto é, se predomina a erosão superficial ou a erosão linear. A erosão linear é característica, principalmente, para as regiões orientais úmidas e próximas da costa e a erosão superficial, para as planícies mais baixas da zona central, a plataforma setentrional e a depressão do São Francisco. Além disso, há ainda uma série de níveis que se aproximam da superfície horizontal e que se encaixam nos grandes conjuntos regionais ora mencionados. Representam em parte o resultado de processo de desnudação mais antigos e em parte superpõem-se aos morros tabulares. Sem entrar em maiores detalhes sobre a

construção geológica e a idade das formações, podem-se agrupar as planícies de acôrdo com as suas altitudes, como segue:

- 1) O mais alto nível, 800-1 000 metros;
- 2) Os níveis intermédios de 500 (450) — 800 metros;
- 3) Os níveis baixos até 450 metros. Estes se organizam em dois grupos:
 - a) Os terraços periféricos de erosão na costa oriental,
 - b) As planícies da zona litorânea setentrional, que penetram extensivamente no interior, ao longo dos rios Piranhas e Jaguaribe, onde ocupam grandes áreas.

Os grandes intervalos das altitudes fornecidas para os diversos grupos de nível não são necessários unicamente com relação à pesquisa, pelo contrário, com as grandes distâncias existentes conseguem também corresponder eventualmente aos valores de levantamentos diferentes para cada região. Não se deve esperar que níveis geneticamente da mesma idade, e separados por grandes distâncias, tenham a mesma altitude. O agrupamento ora previsto está em si positivamente fundamentado, pois os terraços periféricos de erosão a leste, como formações relativamente jovens, e também o nível mais elevado, como remanescente evidente das mais antigas planícies, possuem característicos definidos que permitem chegar-se a uma conclusão quanto à sua idade relativa. Com exceção dos níveis intermédios, os grupos de níveis foram registrados no esquema cartográfico anexo (23). Os níveis intermédios aparecem, portanto, preponderantemente como áreas brancas, especialmente a leste de Pernambuco. Nem tôdas as áreas brancas, porém, representam verdadeiros níveis, mas em consideração aos presentes conhecimentos não foram registradas. Relativamente aos níveis intermédios e ao seu registro no mapa, o planalto de Borborema constitui uma exceção.

2. *A altitude das áreas dos morros tabulares.* — Deve-se agora averiguar qual a relação existente entre as chapadas e os níveis, pois, ora as suas planícies estão condicionadas, em primeiro lugar, à deposição de rochas e à resistência do material, ora, baseando-se em conhecimentos gerais, só se pode contar com a conservação de camadas sedimentares relativamente tão pequenas em regiões originariamente mais baixas do que as circundantes. Deve-se mesmo contar com o afundamento das camadas sedimentares em zonas de falha. Enquanto as mesas sedimentares, que foram as primeiras a ser levantadas a altitudes maiores, estavam sujeitas à erosão, as regiões mais baixas eram conservadas. A serra de Araripe (880-1 000 metros) e, também, a de Santana (900 metros) têm a mesma altitude que o mais elevado nível das formações cristalinas. Mesmo que se admita uma difusão maior da camada sedimentar e se verifique ao mesmo tempo ser muito grande a resistência da camada de sedimentos nas chapadas, pode contudo

ser provado que as duas mesas sedimentares, atualmente elevadas, deviam ter estado abaixo do nível daquelas regiões que, em virtude do arqueamento do seu subsolo, já haviam sofrido erosão. Para se avaliar a segurança dessa conclusão não importa muito que a idade da camada sedimentar não seja definida com absoluta certeza para todas as partes, pois, com o arqueamento em grande escala basta calculá-la, primeiramente, para o período postcretáceo. Entretanto, é importante que o estado de conservação das mesas sedimentares se apresente diverso. Na serra de Martins só se encontram restos insignificantes de rochas calcárias, sendo que a camada sólida que a recobre é constituída de material vermelho, muito resistente na base, cuja origem só poderá ser esclarecida depois de um exame microscópico. O embasamento principal da serra de Martins é formado pelo cristalino. Na serra de Araripe, sob uma camada igualmente sólida e vermelha, encontram-se areias friáveis fluviais (com camadas entrecruzadas), de coloração rósea, das quais um horizonte — presumivelmente o superior — foi transformado em quartzito pela infiltração de silício. Somente debaixo do arenito friável é que se seguem as camadas calcárias que poderiam determinar o horizonte do lençol d'água aí existente e que na região fronteira aparecem na superfície. Aliás, essas matérias calcárias, em vista de sua natureza fóssil, são consideradas deposições em água salobra (enseada), o que dá uma interessante idéia paleogeográfica do mesozóico.

A extensão erosiva diversa, as diferenciações planas do relevo durante a transgressão do mar cretáceo e as diferenças mais consideráveis do relevo durante o período continental do terciário que se seguiu, determinam também um grau de conservação muito diferente da camada sedimentar já distribuída em restos isolados. Deste modo ficam muito reduzidas as possibilidades de se empregarem as mesas sedimentares como critério no que diz respeito à intensidade de levantamento regional. As camadas que formam a superfície das serras de Santana e Cuité na plataforma da costa, poderiam ser mais ou menos da mesma idade. Acham-se, porém, em níveis completamente diferentes, a saber a 100, 600 e 900 metros. Além disso, tive a impressão de que na área nordeste fronteira à serra de Araripe (800 metros), em Milagres, (a menos de 500 metros), ainda existe arenito vermelho, ao passo que as serras mais para o nordeste já se compõem de cristalino. Deve-se, pois, contar com o fato de que em ambos os casos a tectônica de falha concorreu para a disposição das altitudes dos sedimentos remanescentes. Esta suposição justifica-se por ser em geral reduzida a potência dos sedimentos remanescentes e, portanto, menor o perigo de sofismas baseados em horizontes cuja equivalência transitória ainda não foi provada. A conservação dos restos de sedimentos nas regiões vizinhas em diferentes altitudes, após erosão e carreamento das camadas sedimentares que ainda ficaram, é, provisoriamente, nos exemplos citados, o único critério fraco que justifica admitir-se na fase inicial do levantamento terciário a permanência vertical das regiões

onde ainda hoje existem mesas sedimentares, porquanto as chapadas elevadas com suas escarpas devem a forma atual, isto é, as *cuestas*, à existência de camadas resistentes. Mas não foi unicamente a resistência dessas camadas que ocasionou sua conservação local até o presente, pois somente aquelas porções das camadas situadas abaixo do nível das zonas circundantes não ficaram sujeitas à imediata erosão total. Alçou-as o levantamento retardado dentro da tectônica de falha, possibilitando a formação de escarpas por nova erosão. Somente na série dessas elevações mais recentes é que as serras de Araripe e Santana poderiam ter sido erguidas às altitudes dos mais altos níveis. Talvez não seja tão sem conseqüências o fato de todas as mesas sedimentares remanescentes poderem ser estudadas dentro de uma linha que circunda toda a zona central, portanto a região do arqueamento principal, a qual também compreende os mais altos níveis atuais. A conservação das atuais mesas sedimentares poderia ter sido assim iniciada por terem estas contornado os flancos da região referida na fase original do arqueamento central.

3. *Zonas de levantamento e depressão* — Pelo agrupamento e caráter dos diversos níveis, bem como pela distribuição e disposição das mesas sedimentares mesozóicas restantes, deduz-se a seguinte hipótese: ao norte do baixo São Francisco há dois eixos de arqueamento e uma zona de formação preferencial de falhas, que se orientam de WSW para ENE, propriamente de W para E, e se sucedem de S para N. Portanto, a participação da tectônica de falha toma vulto para o norte, mas também determina para o sul áreas mais extensas, desde que alinhamentos que se façam notar no relêvo atual possam ser tomados como critério.

a) *A zona de arqueamento de Arcoverde* é hoje representada pelo trecho ocidental do nível mais elevado, indicando a expansão desse nível em direção a Garanhuns apenas, imperfeitamente, a direção NNE. Tem-se, ao contrário, pelo desenvolvimento na largura, a impressão de um arqueamento em forma de cúpola. Talvez fôsse recomendável representar essa área de levantamento dividida em dois eixos, dos quais um passando sobre Arcoverde e o outro sobre Garanhuns. É possível que tenha havido distorções em uma tal bifurcação e, na área dessa bifurcação, teria surgido, então, no curso do rio Ipojuca, a presumida fossa do centro de Pernambuco, a qual se estende até Gravatá. Também o conjunto de níveis entre Garanhuns e Arcoverde foi destruído por erosão regressiva, sendo possível que esta, na sua disposição natural, não tenha ficado completamente livre da influência da tectônica.

No rebôrdio oriental de toda a área do arqueamento entalharam-se os terraços dos recentes níveis de desnudação periféricos e assinalaram, assim, os períodos do movimento de levantamento. A partir deste ponto e em direção ao interior, igualmente como conseqüência do movimento de levantamento em degraus, continuam os altos fundos de vale até a

zona de Pesqueira-Arcoverde. Os níveis mais baixos do rebôrdio oriental foram recortados pelos rios de planalto, fato êste favorecido pelo clima mais úmido dessa região voltada para o Atlântico. No lado oposto, isto é, no flanco da área de levantamento do São Francisco, as mesas sedimentares foram conservadas.

O nível mais elevado da região de arqueamento pode ser considerado como um fragmento de um velho peneplano que, ao se iniciar o levantamento sob o terraço superior que forma a camada sedimentar, foi primeiramente exumado, mas em seguida sofreu mais um afundamento pela destruição do cristalino. Entre as mesas que ainda existem no flanco sudoeste da área de arqueamento, êste mesmo processo ocorre ainda hoje, como na serra de Tacaratu, porém, em menor escala. DOMINGUES chamou a atenção para êste fato.

FREITAS, se o entendi bem, considerou a culminação das zonas de levantamento atuais entre Arcoverde e Garanhuns como um indício de que a direção do eixo de arqueamento é de WNW para ESE, e eu consideraria o avanço mais pronunciado dessa direção como uma fase posterior ao levantamento. Se preferirmos admitir aqui, para a fase inicial do levantamento, um eixo WSW/ENE, fazemo-lo pelos seguintes princípios:

a) Os arqueamentos resultam da tectônica de falha. Os alinhamentos muito pronunciados, que na nossa região deixam supor a existência de perturbações, também indicam a direção ENE.

b) Os eixos mais antigos de levantamento também poderiam ter sido conservados nos alinhamentos das maiores elevações. Indicam êles igualmente a direção ENE para as zonas ocidental e oriental dos níveis mais elevados.

c) A grande bacia entre Floresta e Campina Grande estende-se igualmente nesta direção.

Só mais tarde, quando se verificaram distorções em toda a área externa do Nordeste junto ao Atlântico, com conseqüente tectônica intensiva de falha e depressão regressiva das grandes planícies intramontanas na região do Piranhas, consolidou-se na zona interna, entre Arcoverde e Garanhuns, uma área de elevação em sentido diferente, isto é, de WNW para ESE. A depressão do baixo São Francisco reflete essa direção, já tendo sido êste fato mencionado no capítulo sobre o declive para a depressão do baixo São Francisco. Com diferenciação correspondente de épocas, ambas as interpretações deveriam ser compatíveis. Isto também está de acordo com as opiniões gerais sobre arqueamento: ora os levantamentos epeirogênicos, nas suas fases posteriores, tornam-se cada vez mais visíveis no relevo em virtude da tectônica de falha, ora há deslocamentos para outras áreas da intensidade vertical, provavelmente resultantes de acidentes magmáticos no subsolo dos continentes. Mudanças regionais da intensidade de levantamento apontariam então tais acidentes. Não se admitindo êsses deslocamentos regionais das tendências de levantamento e afundamento, fica então sem nenhuma explicação o reafundamento das planícies atualmente intra-

montanhas, visto como ao norte delas surgiram as serras periféricas. Não se pode fazer perfeitamente uma idéia de que as áreas de erosão intramontanhas muito baixas sejam exclusivamente de origem jovem e exógena. Em consideração às relações gerais, proponho como hipótese de trabalho aceitar-se como do mais velho terciário, ao norte do baixo São Francisco, os enselamentos e vales que tomaram o rumo NNE.

Na zona de arqueamento original e mais meridional dessa direção (eixo Arcoverde), naquela época orientou-se para o norte a zona de vales já descrita. Começou esta zona no médio São Francisco, podendo, no seu curso, ser indicada pela posição das localidades de Floresta-Custódia-Monteiro, e terminou a E com o nível Cariri a 400/500 metros de altitude. Este último acompanhou no rebôrdio sul o curso do rio Paraíba, cujo leito naquele local é hoje muito profundo. O nível Cariri constitui o planalto meridional da Borborema, devendo ser considerado como um fragmento do velho peneplano que, entretanto, foi afundado por constantes erosões. O velho peneplano portanto, foi rebaixado pela erosão. Em compensação, na região do rio Pajeú não existe mais nenhuma antiga superfície de erosão fechada.

b) *A zona de arqueamento da Teixeira* — A seguinte zona de arqueamento é indicada no seu curso pelo trecho ocidental do mais alto nível das serras da Baixa Verde e Teixeira. Provavelmente, o nível setentrional de 600 metros do planalto da Borborema é a continuação dessas serras. Mas enquanto a zona de levantamento dêsse segundo eixo pode ser assinalada no rebôrdio sul da serra Talhada por uma falha, demarcando-se, assim, os seus limites com a zona deprimida das bacias, o nível mais elevado e o mais baixo do planalto da Borborema só são separados por uma concavidade voltada para o sul. Também o nível de 600 metros do planalto da Borborema indica o velho peneplano do Nordeste. O trecho mais elevado bem como o mais baixo do planalto da Borborema não têm relação direta com superfícies de erosão originariamente diferentes, mesmo que hoje estejam dispostos em dois degraus.

O trecho ocidental do nível mais elevado, que com o planalto superior da Borborema pertence ao mesmo eixo, também faz parte do antigo peneplano. Esta região que, para a intensidade da destruição, se acha tão distante das bases de erosão, possui hoje um mar de blocos de muitos quilômetros quadrados, situado na suave encosta sul da serra de Teixeira. Os blocos ficaram expostos em virtude do carreamento do material mais fino, admitindo-se que esta formação de blocos já é preparada subterrâneamente na fase de decomposição superficial da rocha por ação meteorológica. Mais para o oeste, o planalto ao redor da chapada do Araripe foi provavelmente alargado por levantamento posterior. Se o trecho ocidental da chapada se eleva hoje a 1 000 metros, isto indica intensidade de erosão diminuída naquela zona que se acha afastada dos rios maiores. Mesmo os trechos a leste da chapada apresentam uma camada de detritos muito espessa na *cuesta*, o que indica

que o material erodido que ficou depositado quando houve o recuo do bordo superior do degrau, só pôde ser transportado de modo insuficiente por ocasião da redução da camada de detritos.

Ao segundo eixo de levantamento segue-se, para o norte, a grande baixada das planícies intramontanas do alto Piranhas. A sua área oriental é representada pelo triângulo entre as localidades Patos-Jardim de Piranhas-Jardim do Seridó, e a ocidental fica entre Pombal e Antenor Navarro. Embora aqui também predominem planícies rochosas, há contudo um grande número de *horsts*. O relêvo no ângulo entre a serra da Baixa Verde (curso E/W) e a serra Gonzalo (curso N/S) tem caráter especial. O rebôrdio ao sul das planícies fronteiras à serra de Teixeira é formado por uma região de *cuestas*, resultante de tectônica de falha. *Horsts* menores na região fronteira foram transformados em *inselberge* que se elevam abruptamente na planície rochosa.

Para o oeste, isto é, além das serras limítrofes entre Paraíba e Ceará, há também áreas intramontanas de aplainamento. Constituem um fenômeno paralelo na região do Jaguaribe, porém, são muito menores. Também não pertencem aos vales de afundamento e consideramo-las como sendo vales alargados. Estão situadas junto aos rios Quixeramobim e Cangati entre as serras de Baturité e Estêvão.

Para o nordeste, a zona de depressão da principal superfície de erosão intramontana continua diminuída na área ao sul de Picuí. Aí se conservaram mesas tabulares a uma altitude mediana. Nesta região periférica do planalto da Borborema os divisores de águas já se acham bastante trabalhados.

c) A zona *Martins-Santana*, formada de *horsts*, é a terceira das zonas de levantamento. Seus *horsts* ainda apresentam em parte camadas sedimentares. As linhas de falha iniciaram-se principalmente no lado norte do relêvo, isto é, na área fronteira à plataforma setentrional da costa, e os grandes sistemas fluviais que ligam as planícies intramontanas com esta plataforma utilizam as largas passagens entre os *horsts*.

Chama a atenção o fato de que no rebôrdio montanhoso ao norte do Nordeste os alinhamentos E/W e N/S se alternam. Se observamos a seqüência desses alinhamentos de E para W, vemos que à linha E/W da zona Santana-Martins sucede a linha N/S das serras de Fortaleza (serra Maranguape e serra de Baturité). Seguem-se novamente as delimitações, em sentido E/W das regiões de levantamento fronteiras à zona costeira, a saber, entre Fortaleza e Sobral. Finalmente, além do rio Acaraú as serras avançam de novo para o norte. A repetição dessa disposição significa certamente uma regularidade da estrutura. Com referência à ingressão da plataforma costeira, poder-se-iam mencionar duas baías: Acaraú e Jaguaribe. Ao contrário do que acontece aqui, a linha costeira atual, no trecho das baías interiores, orienta-se em geral de NW para SE. No interior, porém, em todo o Nordeste, em direção ao ocidente, acentuam-se no relêvo as linhas N/S. Neste conjunto pode-se

ainda incluir o rebôrdio da serra Grande. Isto tudo porém, só é definido pelos grandes alinhamentos: isoladamente, a direção das falhas locais é muito mais complicada de se imaginar, mas a sua soma dá origem finalmente, às grandes direções do relevo que aqui procuramos interpretar.

4. *Entrosamento com as estruturas meridionais* — As regiões de levantamento bem como os eixos de arqueamento que se orientam de E para W, relativamente de ENE para WSW, cruzam-se com as séries de serras cuja direção é N/S ou NNE/SSW. Isto acontece nos seguintes lugares:

a) Na depressão oriental do planalto de Garanhuns, onde também a linha costeira de Alagoas até Pernambuco apresenta a mesma direção

b) No rebôrdio do planalto da Borborema.

c) No divisor de águas entre o planalto da Borborema e a intramontana da peneplanície de Patos

d) Nas serras divisoras de águas entre os estados de Paraíba e Ceará.

e) Nas serras a oeste de Jaguaribe, como cujos expoentes mais orientais podemos mencionar as de Baturité e Estêvão. Não é possível tratar neste trabalho das características individuais das serras entre o Jaguaribe e a serra Grande, pois não foram feitas observações específicas no local. A julgar pelo mapa, essas serras são na maioria dos casos encimadas por grandes superfícies planas. As menores superfícies de erosão do vale do Jaguaribe que penetram para o oeste nas regiões montanhosas (nos rios de Cangati, Quixeramobim e Mombaça), só podem ser ampliações laterais, mais recentes das planícies junto ao Jaguaribe, que, em direção às serras, talvez se transformem.

5 *Possível posição tectônica especial do planalto da Borborema.* — Dentro das áreas delimitadas pelo cruzamento dos dois sistemas de alinhamentos, o planalto da Borborema parece ocupar uma posição especial. Se não tomarmos em consideração a região de transição do Picuí, é bastante estranho que este planalto não apresente nenhum vestígio de camada sedimentar. O planalto, ao contrário, interrompe grandemente a zona periférica das restantes mesas sedimentares, se considerarmos a distância entre os morros tabulares que de um lado se erguem a sudoeste de Arcoverde e do outro novamente em Cuité. Isto é tanto mais estranhável porquanto o planalto da Borborema pertence aos níveis intermediários de altitude mediana (400/600 metros). Ou não existiu aqui uma camada sedimentar importante, ou esta já foi destruída. A camada sedimentar poderia ter sido retirada por erosão até deixar a descoberto o embasamento cristalino que, por sua vez, continuou a ser decomposto em virtude da ação meteorológica e da erosão. Isto teria exigido uma erosão bastante acelerada, ao que, porém, não corresponde a atual altitude abaixo do mais elevado nível (a NW a

serra de Santana com 900 metros e a SW o nível cristalino mais elevado com 1 000 metros e mais). Por outro lado, a parte inferior do planalto termina num vale, conforme já foi explicado, que se estende entre as áreas dos dois níveis mais elevados. Quer não tenha existido uma camada sedimentar no planalto da Borborema, quer aquela já tenha sido removida sem deixar vestígios, sempre se chega à conclusão de que o planalto em sua posição original constituía primitivamente região elevada do Nordeste (ainda cretácea ou terciária-remota), ou se tornou mais tarde, por outras circunstâncias, uma região de erosão ativa. No primeiro caso o planalto teria sido elevado prematuramente, permanecendo, porém, depois num vale entre dois eixos ativos de levantamento. No segundo caso poder-se-ia imaginar uma forte erosão de natureza fluvial. Ainda não se pode decidir qual desses casos seria tomado em consideração. Ambas as soluções, porém, não excluem o fato de que o planalto, encravado entre regiões mais ativas de levantamento, finalmente cessou o seu movimento para cima e se transformou, mais tarde, parcialmente, em uma zona de vales. Há, contudo, uma circunstância que torna provável a difusão geral das camadas mesozóicas. Na costa oriental existem cabos onde aparece uma quantidade de casos, hoje isolados, de formações cretáceas. A mais setentrional dessas formações acha-se em João Pessoa. Consequentemente, é provável ser o planalto da Borborema um peneplano exumado. A sua altitude, portanto, não poderia ser paleográfica já na era cretácea, mas surgiu somente durante o terciário. A desnudação dos sedimentos só poderá ter ocorrido depois de um levantamento que deveria ser então, do início da era terciária, sendo, porém, necessário aguardar os resultados de ulteriores observações para que se possa obter uma idéia mais exata. Para confirmar a posição especial do planalto da Borborema, só podemos assegurar, em conclusão, que uma região de desnudação originariamente unida se dividiu em dois planaltos, um superior e um inferior.

6. *Pesquisas isoladas para esclarecer as relações entre tectônica e processos de desnudação.* — Esta síntese experimental sobre o desenvolvimento geral tectônico-geomorfológico do Nordeste deixa muitas questões sem resposta. Pode-se, porém, dar primeiramente uma exposição resumida para fixar os pontos de partida das pesquisas regionais.

1) Simultaneamente com mapas de pequena escala devem ser determinadas as altitudes exatas e as extensões das planícies dos diversos níveis, e então, se conveniente, serão elas organizadas em ordem cronológica e de erosão.

2) Este processo deve ser aplicado tanto em relação aos níveis jovens superpostos em forma de degraus (não obstante estarem recortados) como às planícies extensas do interior.

3) Dever-se-ia especialmente examinar se as grandes e extensas planícies, além do declive que geralmente apresentam para a costa ou para um rio maior, se dispõem, em intervalos maiores em degraus eventualmente pouco salientes.

4) A natureza dos remanescentes da camada sedimentar deve ser determinada comparativamente, a fim de se conseguir mais pontos de referência para o estabelecimento dos valores relativos de erosão e levantamento diferencial

5) É necessário reconhecer a natureza dos processos recentes de erosão, assim como a erosão fluvial nas regiões úmidas de leste e a desnudação da superfície nas regiões áridas do interior (figs. 3/6 e 9/1).

6) A diferenciação climática deve ser estudada tanto quanto possível desde eras remotas pela verificação de formações fósseis, a revelação de outros indícios para a localização das zonas climáticas durante as eras geológicas e o estudo das camadas que foram formadas correlativamente aos processos de erosão. Deve-se, assim, estabelecer a era das formações cretáceas, a linha divisória climática entre a formação de terra vermelha e a redução de rochas a cascalho deve ser determinada para o presente e, se possível, também para o passado

7) Com o auxílio de camadas de detritos existentes em planos elevados, bem como de terraços formados por deposição, o sistema cronológico dos processos de erosão deve continuar a se firmar. Derrames de quartzo em áreas de desnudação não podem ser igualados a verdadeiras camadas de detritos

8) Os movimentos nas encostas devem ser estudados, quer sejam torrentes de material fino e umedecido, queda de blocos (fig. 8), ou também o recuo dos rebordos dos degraus das chapadas (fig. 6)

9) No estudo da história da rede fluvial, devem-se tomar em consideração os numerosos *wind gapes* e rupturas epigenéticas. São tão numerosos que foi adotada a denominação popular típica de "boqueirão". Provavelmente se apresentam em dois terraços, um mais elevado, sem ligação com a atual rede fluvial, e um mais baixo na própria rede fluvial ou junto a ela

10) Para o mais baixo dos terraços convém verificar até que ponto foram aterradas com material desagregado as regiões que, posteriormente, foram novamente liberadas.

Para todas as questões acima especificadas há no Nordeste vastas possibilidades de observação, e este trabalho ficaria por demais extenso se fôssemos ilustrá-lo com exemplos pormenorizados. Esse material de observação, entretanto, foi aproveitado nas considerações comparativas de todos os sistemas geomorfológicos, embora somente uma parte desses fatos pudesse ter sido mencionada minuciosamente

A CONTINUAÇÃO DO DESENVOLVIMENTO DO ARQUIPENEPLANO

Sob o item 5 do presente estudo fizemos referência à pesquisa relativa aos recentes processos de desnudação. Esses fatos são de especial importância, visto ser possível basearem-se em observações de fenômenos atuais, sendo que muitas das questões já propostas pressupõem o conhecimento exato dos atuais processos de erosão. Por este motivo é

preciso dar especial atenção ao estudo desses processos, principalmente à erosão superficial, característica para as extensas regiões do interior, tanto hoje quanto no passado. Dela resultam, em primeiro plano, as desnudações. A formação de planícies é especialmente favorecida por climas quentes variáveis, como acontece no interior do Nordeste. A erosão superficial não ocasiona apenas a formação de planícies, mas também conserva-as aprofundando uniformemente as superfícies.

1. *O Nordeste como objeto de estudo para a erosão superficial.* — O Nordeste brasileiro constitui clássico objeto de estudo da formação de extensas planícies pois:

a) Pertence a um continente primitivo, para o qual já é característica a alternância de levantamentos e fases de erosão, como eventual transgressão marítima e formação de camadas sedimentares.

b) A sua posição em relação ao oceano é tal que a suposição teórica de uma erosão até o nível do mar é de fato viável, desde que um novo levantamento e conseqüente tectônica de falha regional não interrompam ou anulem a obtenção dessa condição.

c) Prevalece um clima quente variável que favorece em alto grau a rápida desnudação e admite a conservação do peneplano desde que a tectônica não modifique todo o processo.

Esta última circunstância ocorre no Nordeste e é, justamente, onde a tectônica cria diferenças de relêvo que as variantes da erosão superficial podem ser estudadas. O cretáceo ocasionou uma transgressão e a formação de sedimentos sobre um embasamento cristalino, cujo relêvo não conhecemos em minúcia mas deve ter sido extensamente determinado por planícies. Naquela época também havia diferenciações do relêvo relativamente à altitude, na forma de ondulações rasas, como o indica a presença de depósitos de água salobra e de arenito de formação fluvial ao sul do Ceará. Uma absoluta uniformidade do peneplano, entretanto, conforme já indica o termo, não é necessária, mesmo que só sob o ponto de vista teórico.

2. *A noção teórica do peneplano "in situ" e a concepção funcional da desnudação.* — Na descrição acima das grandes planícies, sobressaem as seguintes unidades regionais:

a) A plataforma costeira setentrional que recobre o embasamento cristalino entre o baixo Jaguaribe e a serra de Baturité, embora o subsolo rochoso esteja geralmente oculto por material desagregado. Mais para o interior, entretanto, a rocha cristalina vem cada vez mais à tona, e para leste — ao sul do grande tabuleiro calcário da zona costeira, na região fronteira às serras periféricas, forma a superfície. Ao sul de Moçoró a rocha cristalina ergue-se, por exemplo, em Caraúbas e daí segue, numa faixa, através de Angicos até o *hinterland* de Natal. Dêste trecho da superfície de desnudação pode-se talvez dizer que se encontra *in situ*, ou melhor, à altura do nível do mar, depois que a erosão chegou a uma fase final, quer em desenvolvimento puramente terrestre, quer

também periodicamente sob a ação da abrasão marinha. Não é necessário focalizar-se aqui a questão sobre se, depois de concluída a erosão, a abrasão alguma vez desempenhou nesta região um papel principal, ou se a transgressão só se manifestou como consequência do afundamento epeirogênico. Deve-se acrescentar apenas que DOMINGUES, em outra região, a saber, na serra de Tacaratu, encontrou um conglomerado no embasamento. Seria mais importante saber se a abrasão marinha no postcretáceo cooperou na formação da plataforma costeira.

Neste conjunto é preciso averiguar ainda qual o sentido da declaração de que uma superfície de erosão se encontra *in situ*. Em vista do fato de que em diversas altitudes no interior de continentes surgem superfícies de desnudação que continuam a evoluir, é perfeitamente natural que não se possa considerar apenas o mar como agente de erosão. Também em regiões onde haja efetivamente uma superfície de desnudação à altura do nível do mar, recobrimdo o embasamento precambriano (tais casos não são numerosos), existem sempre casos individuais. Justamente em virtude dos seus fenômenos, que ocorrem apenas uma vez, tornam-se interessantes. Isto também prevalece para o Nordeste brasileiro. Com efeito, um trecho da superfície de desnudação alcança o nível do mar, mas sob condições muito modificadas: uma parte do nível pertence a uma extensa mesa calcária e, além disso, a parte restante, muito provavelmente, acabou de ser despojada da camada sedimentar, e arqueamentos e tectônica de falhas alteraram as altitudes. A designação *in situ* atribui-se, no Nordeste, quando muito um sentido paleográfico. O sentido peneplano *in situ* só é definido exatamente em teoria. Presentemente o Nordeste não constitui mais um exemplo no sentido teórico, nem mesmo para a plataforma costeira, isto é, como resultado final da desnudação de um relevo de serras até a paralisação da erosão em consequência da posição do nível do mar como base erosiva. Para se julgar da condição holocênica da desnudação e sua continuação, deve-se atribuir importância a fatos inteiramente diversos. Que espécie de analogia genética existe no Nordeste entre a plataforma costeira e outras grandes planícies rochosas? É desta questão que se tratará neste trabalho. Para este fim continuar-se-á depois desta digressão com a lista das grandes planícies.

b) *As planícies intramontanas* em posição relativamente baixa entram em contato com a plataforma costeira por intermédio dos vales fluviais. Partindo da costa, o embasamento rochoso alcança, em ascensão contínua, a altitude de 180 metros em Quixadá. Também em José Lopes (225 metros), onde em direção para o interior começa a camada de terra vermelha, aparecem esparsamente bossas rochosas desnudadas. No sistema Piranhas as superfícies desnudadas atingem 200 metros em Sousa, 250 metros em Patos e 220 metros em Jardim do Seridó. Por vizes a camada de detritos é mais densa, mas em geral prevalece a superfície rochosa. No curso do vale do Jaguaribe tem-se a impressão de que a superfície rochosa em alguns lugares se eleva em degraus suaves. Seria, entretanto, necessário averiguar se isto não re-

presenta condições apenas locais. No Piranhas não foi possível proceder-se a observações específicas com relação ao escalonamento rio acima. Caso existissem tais degraus — em vista da ascensão relativamente pequena — as suas altitudes só poderiam ser reduzidas e, então, provavelmente acusariam o ritmo dos levantamentos epirognênicos. Seriam, entretanto, chanfraduras insignificantes em todo o peneplano, ao qual pertencem tanto a plataforma costeira cristalina quanto as superfícies intramontanas desnudadas. A maior sucessão de áreas só é interrompida pela série de *horsts* no chamado rebôrdio do norte. Quanto ao valor do aprofundamento atingido para as baixadas na formação dos *horsts*, faltam pontos de referência.

De modo geral parece ser interessante reunir a plataforma costeira cristalina e as superfícies de erosão intramontanas em um único nível inclinado para o mar ou em um grupo de níveis pouco diferenciados. Acontece, porém, que na região da plataforma costeira acumulam-se massas desagregadas, ao passo que no interior prosseguem a decomposição contínua por ação meteorológica e a desnudação da superfície. Há então ali uma propagação subparalela da decomposição para baixo, enquanto que sob as massas desagregadas predomina, presentemente, uma fase de repouso.

Conforme provam os *inselberge* na área de Patos, houve uma considerável ampliação da superfície de desnudação. Este processo de desnudação era relativo ao nível já existente no norte, onde se encontrava o nível básico de desnudação. Portanto, o que parece ser uma superfície contínua da plataforma da costa até ao pé da serra de Teixeira — exceto alguns degraus de extensão mínima por acaso existentes — nada mais é que uma sucessão genética de norte a sul: ao norte a plataforma rochosa com uma leve camada de detritos; no centro a superfície rochosa que ainda permanece no estado de desnudação; as novas planícies que foram anexadas acham-se ao sul. Como provam os *inselberge* em Quixadá e ao sul desta, idêntica evolução ocorreu também na área do Jaguaribe, principalmente em direção ao oeste, mais ou menos portanto, para o lado da serra de Estêvão. As diversas áreas com superfícies de erosão representam, pois, funcionalmente uma umidade, umidade esta que, ligando-se de modo diverso a um arquipeneplano, continua-o diferenciando-se porém regionalmente. A concepção dinâmica da umidade funcional do peneplano pode substituir a concepção teórica do peneplano *in situ* para o Nordeste.

c) O planalto da Borborema é igualmente uma continuação da formação do arquipeneplano, embora de caráter específico. O peneplano foi aqui elevado a maior altitude: a parte setentrional corresponde à região do eixo de levantamento da serra de Teixeira e foi assim mais arqueada (600 metros). Ao longo do degrau bastante desgastado, em frente ao nível sul (400/500 metros) do planalto da Borborema, é possível que o nível inferior em direção ao norte demore a se alargar. Trata-se de um rebôrdio de arqueamento em frente ao qual não se ergue

nenhum *inselberg*. Os *inselberge* só aparecem muito esporadicamente na extremidade sudoeste do planalto e podem aí reduzir-se a pequenos *horsts*. De tudo isto resulta que o planalto da Borborema não é propriamente um peneplano fossilizado

d) *Os níveis mais elevados* também constituídos por superfícies planas (800/1 000 metros) Muito extensos no comprimento são, porém, de largura limitada. O trecho a oeste do nível mais elevado acha-se orograficamente relacionado ao nível de 600 metros ao norte da Borborema, porém é consideravelmente mais estreito. O trecho oriental desse nível mais elevado, que é mais desenvolvido na largura, foi seccionado por acidentes especiais nos trechos Arcoverde e Garanhuns. Houve a invasão de vales, mas não chegou a ser completamente transformado em uma região montanhosa recortada por vales. Apesar disto é preciso admitir que os planaltos são mais de caráter fóssil. Tiveram a sua origem no velho peneplano, mas pertencem tão pouco a esse peneplano dos níveis mais baixos quanto aos diversos trechos do planalto da Borborema

e) *As superfícies rochosas no São Francisco* que, sob a forma de degraus, acompanham o vale, de acordo com todo o conjunto, devem também ter iniciado a sua formação no velho peneplano exumado. Nelas porém a formação continua individualmente. Há já muito tempo que o rio transporta grande volume d'água, havendo por esta razão a tendência para se considerar o escalonamento das superfícies rochosas como velhos fundos de vale. A desnudação que indubitavelmente se processou na superfície, como acontece ainda hoje, fez-se em direção ao rio. A isto, porém, não corresponde o fato de que os degraus devem atravessar o rio. No caso das quedas do São Francisco, em Paulo Afonso, deslocamentos fizeram sentir a sua influência. Entretanto, é de se supor que no alto e no baixo São Francisco existam velhos fundos de vale encaixados uns nos outros. Nesses fundos de vale, que são terraços de erosão e, portanto, terraços rochosos, opera-se hoje uma desnudação superficial. Neste trabalho não se cogitará de apreciar, como deveria ser considerada, a cooperação rítmica do levantamento coordenado, que é igualmente de toda importância para o vale do rio. Para isto seriam necessárias maiores observações

O PROCESSO DA DESNUDAÇÃO EM CLIMA ALTERNADAMENTE ÚMIDO

1 *Alternâncias climáticas* — No capítulo anterior foram expressas duas asserções. Referem-se à continuação da desnudação superficial nas planícies sucessoras do arquipeneplano (peneplano paleográfico) e ao alargamento lateral das superfícies de desnudação nas áreas intramontanas. Os acidentes da erosão superficial em clima quente e alternadamente úmido, são conhecidos em princípio a época das secas pre-

para a erosão pela decomposição por ação meteorológica superficial; em combinação com as chuvas torrenciais da estação úmida resulta, por intervalos, um movimento dos detritos, primeiramente sôbre as superfícies (carreamento sob diversas formas), seguindo-se então, igualmente por etapas, o transporte nos sulcos fluviais que conduzem água periodicamente. Todo o Nordeste brasileiro acha-se cortado por uma rede de escoadouros. Nisto diverge de muitas outras regiões sujeitas à erosão superficial. É em geral mais úmido, principalmente localmente, do que outras regiões de clima semi-árido. Esta diferenciação climática, entretanto, já foi descrita neste trabalho e talvez seja ela a causa dos *inselberge* aparecerem em formas variadas. Além disso, provavelmente o efeito da alternância das épocas úmida e seca é aumentado pelo fato de a estação seca se prolongar por vários anos, sendo as chuvas abundantes, freqüentemente, só locais. A par da mudança geral periódica na sucessão dos anos há, conseqüentemente, a mudança episódica, o que foi explicado num capítulo especial (24) sôbre as diversas naturezas dos *inselberge*.

2. *Inselberge* como morros testemunhos. — Pela figura 4 pode-se observar a ação conjunta da decomposição por ação meteorológica e da erosão na rocha. O resultado final da desnudação é demonstrado com um exemplo da depressão do São Francisco (fig. 3). Após o afundamento dos níveis, permanecem os *inselberge*, consideradas assim como testemunhos da posição outrora mais elevada dos níveis. Os *inselberge* que se acham bastante ou completamente isolados devem ser distinguidos daqueles que se encontram em frente de um nível mais elevado. Estes últimos podem ser explicados de duas maneiras: são remanescentes de um degrau do relevo dissecado por vales que se alargaram consideravelmente e, neste caso, a formação de *inselberge* é iniciada por uma erosão fluvial bastante intensa. A outra possibilidade da origem desses *inselberge* é oferecida pelo fato de se encontrarem diante de um degrau formado por tectônica de falha, outros degraus de falha, por assim dizer pequenas séries de *horsts* que são desdobrados pela formação de vales e isolados pela erosão relativamente rápida das superfícies laterais. Uma participação muito intensa da ação fluvial é observada numa parte do grupo de *inselberge* de Quixadá (figs. 11 e 12); a decomposição de degraus de falha passa-se na região fronteira à serra de Teixeira em Patos (figs. 9 e 10). Com o decorrer do tempo os *inselberge* desta natureza transformam-se em blocos rochosos (figs. 10 e 11). Já se encontram então na área fronteira. As formas bem típicas são os *inselberge* campaniformes encontrados tanto ao sul de Quixadá como na área fronteira à serra de Teixeira. Em ambos os casos estão situados sôbre uma superfície rochosa de erosão. Áreas expostas à erosão superficial são vistas nas figs. 6 e 10.

3. *Inselberge* como critério para a continuação da erosão superficial. — O característico essencial de um *inselberg* consiste no fato

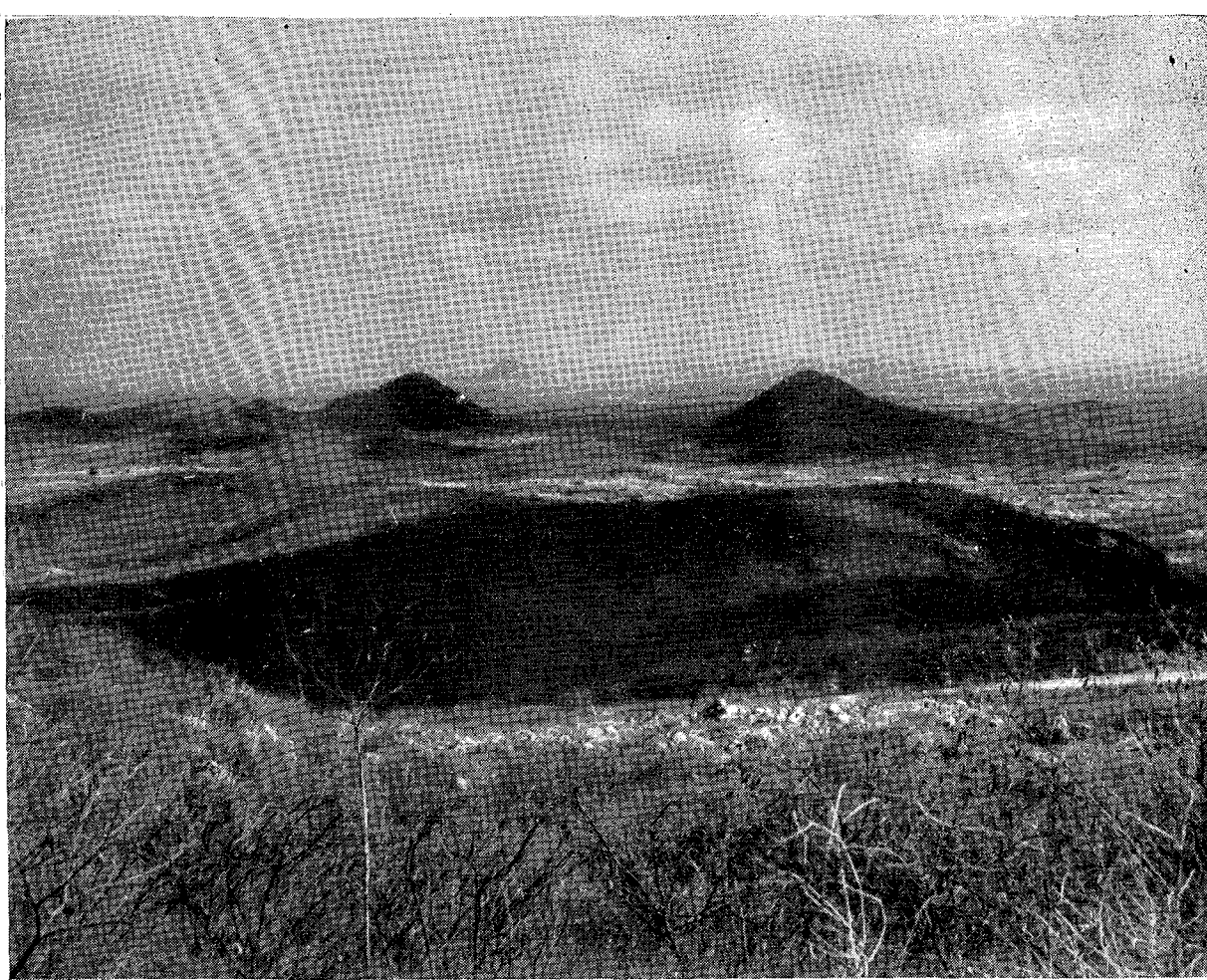


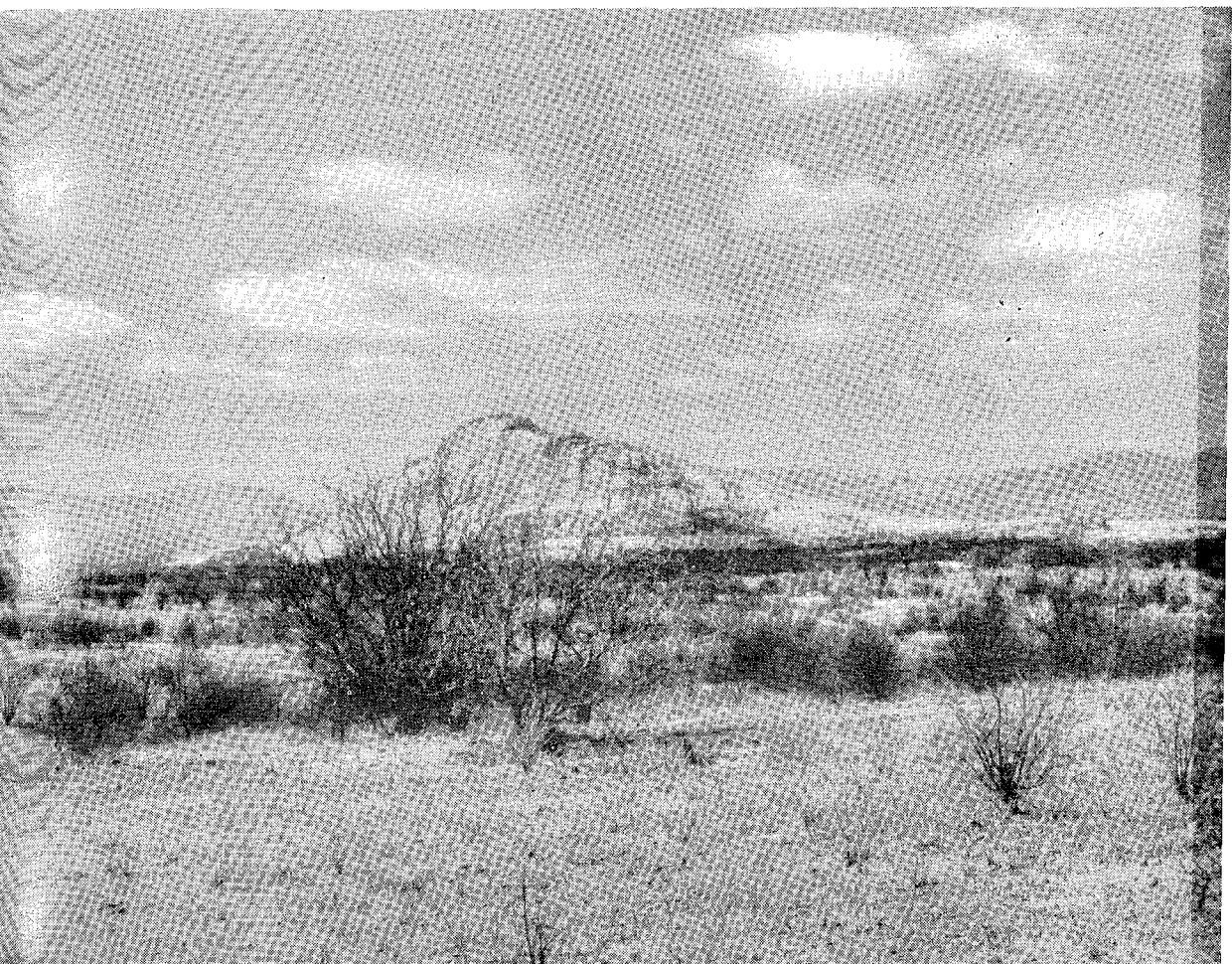
Fig 9 — Vista da serra de Teixeira sobre o peneplano de Patos (Paraíba). No plano médio pequenos "horsts" transformam-se em "inselberge" e a erosão superficial estende-se por entre os morros. No último plano "inselberge", na maioria campaniformes, sobre a superfície rochosa ao pé do morro. Fot. Czajka 10 314

de estar êle assentado sobre um embasamento rochoso e não apenas emergir de um terreno de aluvião de grande espessura. Geneticamente, o *inselberg* é definido pela erosão superficial da rocha sólida que o cerca, mas não com relação às diversas causas que o possam ter originado quando da decomposição de um nível mais elevado. Morros tabulares pequenos também podem ser verdadeiros *inselberge* quando estão cercados de um embasamento rochoso (fig. 6). Não se deve, entretanto, julgar que os *inselberge* sejam rochas que permanecem após o afundamento de um nível. Se o problema dessas formações fôr assim formulado, é necessário que se verifique toda vez se se trata de verdadeiros *inselberge* no sentido desta definição. Se forem de fato *inselberge*, então também são o indício de que uma erosão superficial se vem processando há mais tempo. Nos exemplos de Quixadá e Patos, provam êles que as superfícies de desnudação na área fronteira à região de *cuestas* foram alargadas. A mesma explicação é aceitável no caso dos *inselberge* existentes na área fronteira à serra de Patu (ao sul de Moçoró). Em todos êsses casos a superfície de desnudação do cristalino, que aparece intramontanamente e na mesa setentrional da costa, foi alargada para o sul.

Inselberge coniformes com declives que escoam no ângulo da escarpa, são próprios de climas mais úmidos. Aparecem também na área mais estreita fronteira à serra de Teixeira, mas não na região fronteira mais ampla (fig 9) Encontram-se ainda esparsamente na depressão do São Francisco (fig 3) e também no trecho SW do planalto da Borborema. Estes *inselberge* e as serras e morros em forma de ilha, no *hinterland* árido de Natal, enquadram-se perfeitamente na presente descrição do desenvolvimento, bem como na diferenciação climática de toda a região Os *inselberge* de Patos e Quixadá são de particular importância para a demonstração. Na verdade estão no nível do arquipeneplano cuja formação progrediu, mas são na realidade o indício de uma recente progressão lateral do peneplano Isto deu ensejo a que se falasse aqui de uma relação funcional genética que caracteriza uma área de desnudação como conjunto. Esta consideração não põe em evidência a exumação de uma formação velha Vê antes na transmissão da superfície velha para baixo e também na sua ampliação lateral um fenômeno geneticamente contínuo Planícies muito extensas podem ser consideradas como um conjunto de áreas

4. *Vales de fundo chato e rochas runíformes indicados como prova da continuação da erosão superficial.* — O efeito da desnudação não dispensa a função de sulcos lineares ou de outras depressões na

Fig 10 — “*Inselberge*” no peneplano de Patos (Paraíba) Carreamento da superfície no embasamento rochoso No último plano a serra de Teixeira (Cf fig 9) Fot Czajka 10 336



superfície Tôdas essas vias de transporte dos detritos pertencem à superfície Não indicam que o nível já está fragmentado e também não são muito profundas. Frequentemente observamos que no rebôrd de tais vales de fundo chato, condutores periódicos de água, se formam ourelas rochosas (fig. 5). De formas embrionárias desta natureza podem resultar rochas ruiniformes de disposição linear, que suportam muitos blocos isolados (fig. 3). São inúmeros nas superfícies rochosas do Nordeste. Em parte a desnudação processou-se em seu redor e ficaram isolados como pequenos *inselberge*. Também essas formações, pelo seu número elevado, são uma indicação de que a desnudação ainda está em andamento.

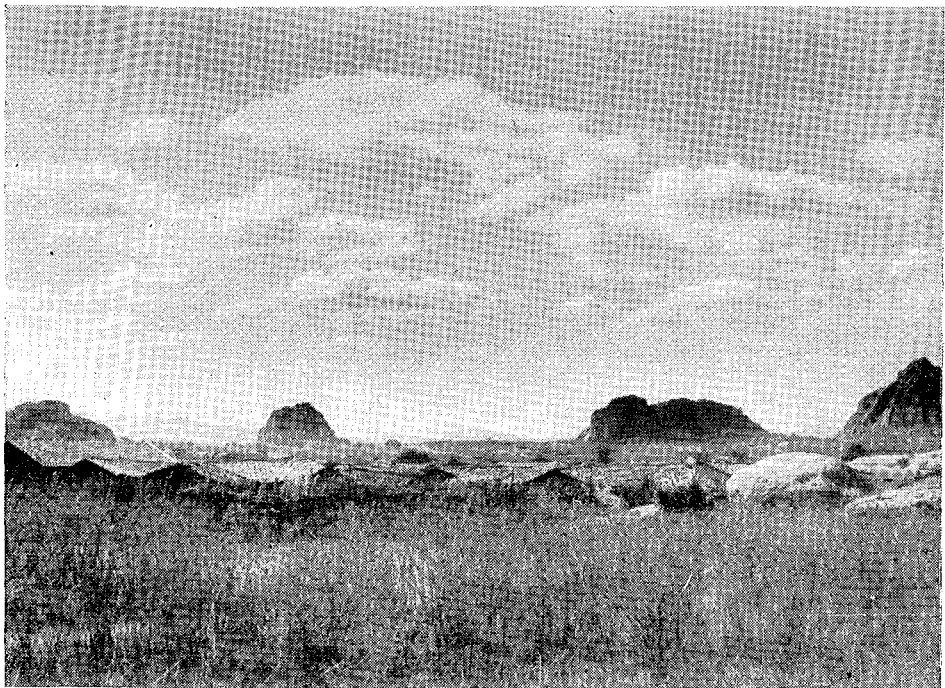


Fig. 11 — Série de “inselberge” na superfície de erosão de Quixadá. No último plano serras jeansuás do oeste ao Ceará Fot. Czałka 10 623

5. *O peneplano funcional como ponto de referência* — Isto é de grande importância para as pesquisas, pois a relação das áreas de desnudação em níveis mais baixos, e no caso do planalto da Borborema, também em nível médio, é geneticamente dupla:

a) As áreas de desnudação derivam de um arquipeneplano exumado, mas pela superfície atual, não são mais idênticas ao velho peneplano. Entrementes também podem ter estado sujeitas a levantamento e, regressivamente, a afundamento. Finalmente, os valores mais recentes da erosão também podem ter sido muito diversos.

b) Continuam hoje sujeitos à erosão superficial, acompanhada dos fenômenos de carregamento e formação de *inselberge*, vales de fundo chato e rochas ruiniformes, bem como bossas rochosas e mares de blocos. Estes fenômenos apresentam-se diferenciados segundo a região,

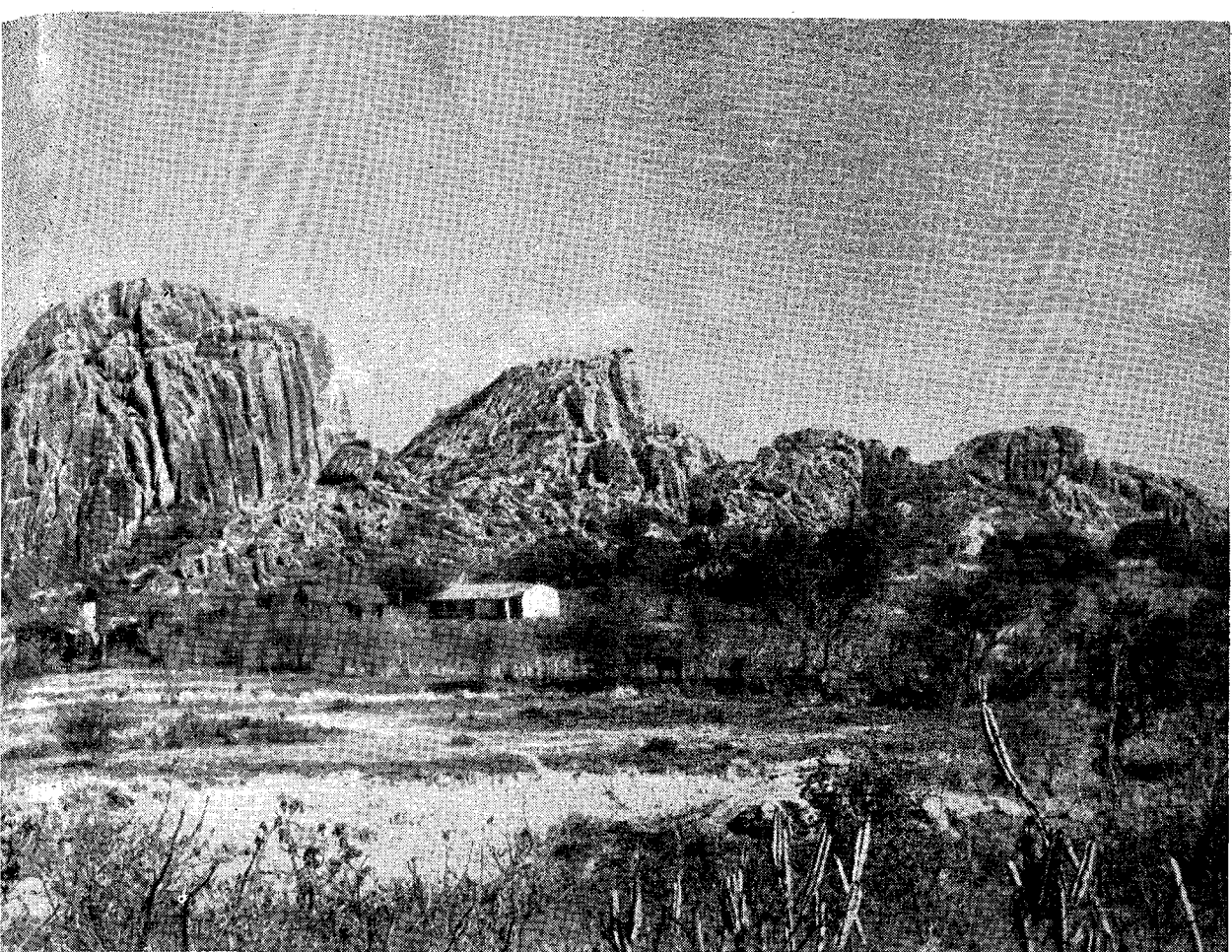


Fig 12 — Série de “inselberge” em decomposição, como fase inicial de “inselberge” isolados (cf fig 11) Decomposição por ação meteorológica e erosão do cristalino como na fig 4
Fot CzaJka 10 707

motivo por que nos referimos a um conjunto genético do peneplano no sentido funcional. Não é mais à forma final que se dá tanto valor, mas aos processos que se desenrolam numa planície conjunta.

A intervenção dos arqueamentos e da tectônica de falha torna a movimentar o relevo, separando eventualmente superfícies unidas. Enquanto alguns trechos do arquipeneplano que ainda hoje permanecem sob uma camada de sedimentos aguardam a exumação, os processos de desnudação nos níveis mais baixos e médios situados sobre a formação cristalina estão em pleno andamento e os restos do arquipeneplano fóssil nos níveis mais elevados encaminham-se para uma destruição paulatina. No todo o arquipeneplano não representa um ponto de referência para pesquisa do desenvolvimento da formação geomorfológica, mas sim o conjunto funcional definido do peneplano atual. A contiguidade das diversas fases de desenvolvimento juntamente com depósitos de detritos, a conservação de sedimentos na forma de mesas tabulares, os *inselberge* e as diferentes altitudes dos níveis, proporcionam no conjunto, no sentido funcional, marcos relativos às várias eras que permitem dizer-se algo sobre a evolução e distribuição da tectônica, bem como sobre as relações interregionais da gênese em geral.

Tudo quanto se passou entre a transgressão cretácea e a atual fase de evolução já se deu com o escudo brasileiro, muito embora como con-

seqüência provável da ausência de extensa tectônica de falha. Naquela época foi exumado o embasamento cristalino pré-devoniano. A região de *cuestas* da serra Grande indica até onde as velhas camadas paleozóicas já recuaram em direção ao oeste.

BIBLIOGRAFIA

- 1) A. DE AZEVEDO, *O Planalto Brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo* — Boletim Paulista de Geografia N° 2, 1949, São Paulo (Brasil), pp 43/53
- 2) R. OSÓRIO DE FREITAS, *Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil* — Rev. Brasileira de Geografia XIII 1951, pp 171/211
- 3) J. C. BRANNER, *Outlines of the Geology of Brazil to Accompany the Geologic Map of Brazil*, Bull. of the Geological Society of America, vol 30 m 1919 pp 189/338
- 4) H. GERTH, *Geologie Südamerikas* — 1 Band Berlin 1932/1941
- 5) F. MACHATSCHKE, *Das Relief der Erde* — 2 Aufl II Band Berlin, 1955
- 6) P. DENIS, *Amérique du Sud* Géographie Universelle, tome XV, 1° partie, Paris, 1927
- 7) W. KEGEL, *Contribuição para o Estudo do Devoniano da Bacia do Paraíba* Boletim n° 141, Min. da Agric., Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 1953
- 8) W. KEGEL, *Das Paläozoikum des Paraíba-Beckens* (Piauí und Maranhão, Brasilien) — Comptes Rend de la dix-neuvième session, Congr. Geol. Int., Alger 1953, pp 165/169
- 9) R. OSÓRIO DE FREITAS, *Relevos polícíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro*, Bol. Paulista de Geogr., n° 7 1951, São Paulo, pp 3/19
- 10) P. JAMES, *Latin America*, New York, 1950
- 11) L. BEZERRA DOS SANTOS, *Relevo e Estrutura do Nordeste Brasileiro*, Bol. Geográfico, n° 104, ano IX, 1951, Rio de Janeiro, pp 855/856
- 12) O. BARROSA, *Sobre a idade das camadas mesozóicas do Nordeste do Brasil*, Notas preliminares e estudos, n° 72 (Min. da Agric. Div. de Geol. e Min.) Rio de Janeiro, 1953
- 13) A. J. PÔRTO DOMINGUES, *Contribuição à geomorfologia da área da fôlha Paulo Afonso*, Rev. Bras. de Geogr. Ano XIV, n° 1, 1953, pp 27/56
- 14) A. J. PÔRTO DOMINGUES, L. BEZERRA DOS SANTOS, N. STRAUCH, W. A. EGLER, *Reconhecimento geográfico de parte do sertão nordestino*, estudo da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso (Conselho Nacional de Geografia), Rio de Janeiro, 1952, pp 1/62
- 15) A. J. PÔRTO DOMINGUES, *Provável origem das depressões observadas no sertão do Nordeste*, Rev. Bras. de Geogr. Ano XIV, n° 3, 1953 pp 305/315
- 16) G. OSÓRIO DE ANDRADE, *A serra Negra, uma reliquia geomórfica e higrófitas nos tabuleiros pernambucanos*, Recife, 1954
- 17) F. KATZER, *Der Landschaftscharakter von Ceará* (Brasilien), Globus LXXXII, Braunschweig (Deutschland 1902, pp 1/5)
- 18) F. RUELLAN, *O papel das encostas no modelado do relevo brasileiro*, Bol. Paulista de Geogr. n° 13, pp 5/18, n° 14, pp 3/25
- 19) F. W. FREISE, *Inselberge und Inselberg-Landschaften im Granit- und Gneisgebiete Brasiliens*, Zeitschrift für Geomorphologie, 1936/38, pp 137/168
- 20) N. KREBS, *Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge*, Abhandl. Preuss. Akad. d. Wiss. Jahrg 1942, Math. Nat. Klasse, n° 6, Berlin 1942
- 21) AZIZ NAZIB AB'SABER, *O Planalto da Borborema, na Paraíba*, Bol. Paulista de Geogr. n° 13, São Paulo, 1953, pp 54/73
- 22) G. W. STOSE (The Geol. Soc. of America), *Geologic Map of South America*, 1:5 000 000, 2 Blatt, 1950
- 23) F. MACHATSCHKE, conf. 5) Compare, com referência a níveis intermédios, p. 485, *Morphologische Skizze von Nordbrasilien*, de W. CZAJKA
- 24) W. CZAJKA, *Das Inselbergproblem auf Grund von Beobachtungen in Nordbrasilien*, Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft Festschrift für F. Machatschek, Gotha 1956 (no prelo).

SUMMARY

In the Post-Cretaceous era occurred an exhumation in Nozoittheast, Brazil, regionally different from the paleogeographic peneplain: The remnants of the Mesozoic sedimentary layer (table hills) show that this exhumation it is not yet completed. The new evolutive cycle began with a positive epeyrogenic movement probably in the end of Cretaceous period. The tectonic movement from which resulted the faults began to be shown more and more in the relief. We can see through the displacements that the influence of the fault formations on the relief features is more evident in north than in south.

The rise movements didn't occur only in transitory phases but their intensity during these phases was modified from a region to another. It is probable that in Borborema Plateau displacements had existed since the beginning. Later this region remained stationary regarding the other zones that nowadays show the highest levels (800/1000 m).

In the relief features we can see three remarkable zones whose directions are NNE and E and probably correspond to greater rise axis during the main phase of tectonic movement:

a) Arcoverde Zone, which later, in direction to Garanhuns by width perhaps adopted a cupola form, breaking to East;

b) Teixeira Zone, which goes to the Borborema North Plateau;

c) Martins-Santana Zone, formed by a series of "hoits" (ornith edge mountain).

Among the three rise axis there are two valleys: between a and b, the Floresta-Campina Grande Depression which rims in the east with the lowest plain of Borborema Plateau from 400/500; between b and c an intermountain depression situated in the region of Rio Piranhas System in which by a side, the paleogeographic peneplain (arquipeneplain) continues its development on the other side it was carved by erosion laterally (functional part of the planeplain).

The low and intermountain areas of denudation are connected to a north coastal platform by the large Jaguaribe and Piranhas valleys. In contrary, the east coastal region shows stepped erosion levels divided in valleys that present the rhythm of the rise movements. The platform conditions in the north coast and its connection with intermountain denudation areas which formation continued recently, show that the expression "peneplano in situ" has only one paleogeographic sense to the Northeast of Brazil. Actually the coastal platform and the intermountain plains belongs to the functional part of a peneplain whose formation recently had a differential continuation. The arqui-peneplain exhumated on them continued its formation to the bottom and to the sides. The flat surfaces of the highest levels, in contrary, have the characteristics of a fossil peneplain on which the arqui-peneplain was put down vertically.

The Borborema plateau, also originated from the arqui-peneplain, was situated between the recent functional part of the peneplain and the highest levels of fossil plains. Although this plateau is higher than the intermountain denudation area of Patos begun its graduate union to the intermountain denudation plains of Piranhas System by regressive erosion over Picui area.

The closing of the rise zone and of the valleys directed to the East with the watershed whose direction probably is N/S, constitute a geographic feature of intermountain plains and of the Borborema Plateau. Watching attentively we find that the direction must be NNE the one which appears in other ranges between Alagoas coast and Ceará west mountains.

The transportation and special formations of erosion to which belong the "inselberge" prove that the surface denudation continues in lowest intermountain plains as in Borborema Plateau and S Francisco Depression. Important testimonies are the "inselberge" regions of Quixadá and Patos. There the "inselberge" are situated in front of closed mountainous regions.

In Quixadá area the "inselberg" formation is due to the wideness of the valley system and in Patos Zone by the erosion of small "hoits". The "inselberge" are placed over rocky surfaces which surround them and are laterally increased by erosion. The two "inselberge" regions are as the others testimonies (ruined rocks, flat bottom valleys) a prove that the denudation process is continuing. In the Northeast geomorphological genesis the tectonic forces cooperated and the erosion process were due to the meteorological action. A variable and hot climate give the condition to the erosion process and NE is an excellent objective to the study for the knowledge of these process.

RÉSUMÉ

À l'époque postcrétacienne il se réalisa au nord-est brésilien une exhumation, régionalement différenciée, de la pénèplaine paléogéographique. Les résidus de la couche sédimentaire mésozoïque prouvent que cette exhumation n'est pas encore complètement terminée. Le nouveau cycle évolutif a commencé par des surélévations de nature épirogénique, possiblement dès l'époque du crétacé plus avancé. Dans les curvatures comme dans des effondrements la tectonique de faille, qui accompagnait toujours les surélévations, a commencé à se détacher chaque fois plus clairement dans le relief. Dès que les alignements laissent apercevoir des dislocations on peut noter que l'influence exercée par les formations de faille dans le relief est plus évidente au nord qu'au sud. Les surélévations ne survinrent pas seulement dans les périodes transitoires, mais leur intensité, selon les apparences, se modifia pendant ces différentes périodes, d'une région à l'autre. Il est possible qu'il est eu dès le commencement des curvatures dans le plateau de Borborema. Plus tard cette région est restée stationnaire en relation aux autres qui aujourd'hui possèdent des niveaux plus élevés (900/1 000 m). Dans ces montagnes on peut distinguer trois zones dirigées vers NNE, relativement E, auxquelles, possiblement, correspondent des axes de surélévation plus grands pendant la période principale du mouvement tectonique: a) la zone de Arcoverde, qui, peut être plus tard, par élargissement dans la direction de Garanhuns, a pris la forme de dôme en se fendant alors vers l'est. b) la zone de Teixeira, qui accompagne le relief jusqu'au plateau de Borborema. c) la zone Martins — Santana, formée par une série de "hoits" (leibold septentrional de la montagne).

Dans les trois axes de surélévation il y a deux vallées: entre a et b la dépression Floresta — Campina Grande, qui se limite à l'est avec la plaine plus basse du plateau de Borborema à 400/500. Entre b et c, la dépression intra-montagne dans la région du fleuve Piranhas, dans laquelle d'une part la pénèplaine paléogéographique (archi-pénèplaine) a continué à se développer et d'autre part elle a été latéralement élargie par l'érosion (ensemble fonctionnel de la pénèplaine).

Les zones basses et intra-montagnes de dénudation sont liées à la plate-forme côtière septentrionale par les longues vallées du Jaguaribe et du Piranhas. La région de la côte orientale, au contraire, présente des niveaux d'érosion échelonnés et divisés en vallées qui nous montrent le rythme des surélévations.

Les conditions dans la plate-forme de la côte septentrionale et sa liaison avec les zones de dénudation intra-montagnes, dont la formation a continué récemment, prouvent que l'expression "pénèplaine in situ" n'a de sens paléogéographique que dans le nord-est brésilien. En réalité la plate-forme côtière et les plaines intra-montagnes appartiennent à l'ensemble fonctionnel d'une

pénéplaine dont la formation s'est poursuivie récemment d'une manière différentielle. L'archi-pénéplaine exhumée a souffert ici une continuité de formation autant vers le bas que vers les côtés. Au contraire les surfaces plates des niveaux plus élevés ont toutes les caractéristiques d'une pénéplaine fossile dans laquelle l'archi-pénéplaine a cependant été effondrée verticalement.

Le plateau de Borborema formé aussi dans l'archi-pénéplaine est situé entre l'ensemble fonctionnel de la pénéplaine actuelle et les plaines fossiles des niveaux plus élevés. Quoique ce plateau soit plus haut que la zone de dénudation intra-montagne de Patos, son annexion successive aux surfaces de dénudation intra-montagne dans le système du fleuve Piranhas a été initiée par l'érosion régressive sur la zone du Picuí.

La limitation des zones de surélévations et des vallées orientées vers l'est avec les diviseurs d'eau dont la direction est plus ou moins N/S, forme un encadrement orographique des plaines intra-montagnes et du plateau de Borborema. Observée plus attentivement on s'aperçoit qu'il s'agit d'une direction NNE, qui apparaît aussi en d'autres alignements entre le littoral de Alagoas et les montagnes de la partie occidentale du Ceará.

Les divers effets de l'érosion et ses formations particulières, telles que les "inselberge", prouvent la continuation de la dénudation superficielle dans les plaines intra-montagnes plus basses, aussi bien qu'au plateau de Borborema et à la dépression du São Francisco. Des témoins importants sont les régions des "inselberge" de Quixadá et de Patos. Les "inselberge" sont ici localisés faisant face à des régions montagneuses fermées. Dans la zone de Quixadá la formation de "inselberge" est le résultat de l'élargissement du système des vallées, et, dans la zone de Patos, de la dissécation des petits "horts". Les "inselberge" sont significativement placés sur des surfaces rocheuses qui les entourent et qui augmentent latéralement par l'érosion. Les deux régions des "inselberge" sont, pourtant, avec d'autres témoins caractéristiques (roches ruiniformes des vallées de fond plat, mer de blocs) une preuve irréfutable que les procès de dénudation sont encore en progrès.

Dans la genèse géomorphologique du nord-est ont coopéré les forces tectoniques et les procès de décomposition et d'érosion orientés par l'action météorologique. Un climat chaud et variable présente les conditions pour la réalisation de l'érosion, en faisant du nord-est un excellent objet pour la connaissance de ces procès.