

REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA

Ano XVIII

ABRIL - JUNHO DE 1956

N.º 2

A GEOMORFOLOGIA DO BRASIL ORIENTAL

LESTER C KING

University of Natal South Africa

INTRODUÇÃO

A presente pesquisa é parte integrante de estudos que há muito desejava realizar, mais especificamente, uma comparação, fase a fase, entre o desenvolvimento da paisagem brasileira e a geomorfologia africana que me é familiar há muitos anos. Estas pesquisas tornaram-se possíveis através da generosidade do governo brasileiro, expressa em convite do Conselho Nacional de Pesquisas, ao qual manifesto gratidão não só pelas facilidades para pesquisa científica em um magnífico país, mas também pela oportunidade de conhecer um povo acolhedor e culto. Com especial prazer registro o interesse e assistência do Dr. DJALMA GUIMARÃES que contribuiu grandemente para a eficiência com que pude trabalhar.

O transporte por *jeep* foi fornecido pelo Instituto Tecnológico de Belo Horizonte e em todas as viagens fui acompanhado pelo geólogo Dr. MANUEL TEIXEIRA DA COSTA e pelo motorista MÁRIO DEMAS, ambos do mesmo Instituto. A leal cooperação destes homens é devido o fato de termos podido percorrer uma área tão vasta, mais de três vezes a área total das Ilhas Britânicas, no curto período de dois meses e meio.

Ao Sr. DEMAS, que à época conduziu o *jeep* com consumada capacidade através de 21 000 quilômetros em toda espécie de estradas, sobre areia, lama e poeira, através de rios e altas montanhas, registro aqui minha especial admiração.

Enquanto viajavamos, as superfícies de erosão cíclica (as unidades da paisagem brasileira) foram mapeadas continuamente, e os nossos itinerários foram escolhidos de modo a realizar uma série de circuitos transversais que cobriram a maior parte dos estados de Sergipe, Bahia, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo. Os resultados das nossas observações puderam, assim, ser confirmados periodicamente, bem como a acuidade da interpretação assegurada. As altitudes foram determinadas com auxílio de um barômetro aneróide, verificando-se o mesmo, sempre que possível, em pontos cotados. O instrumento, de acordo com as verificações realizadas, desempe-

* Traduzido por ROBERTO GALVÃO, da Divisão de Geografia do C N G

nhou fielmente sua função, porém não é possível garantir que pequenos erros não tenham tido efeito sobre algumas das determinações

O relatório exhibe as limitações comuns a um rápido reconhecimento, mas o autor espera que os grandes traços da geomorfologia brasileira estejam bem interpretados e expostos de modo claro. Durante todo o trabalho o principal objetivo foi deixar que a paisagem brasileira se revelasse ao invés de procurar enquadrá-la em idéias derivadas de outros continentes: êste foi um modo de aproximação essencial. A comparação com a África será feita em relatório posterior.

A presente pesquisa cobre a maior parte do planalto oriental e fornece respostas a muitos problemas; porém, muito resta ainda a ser feito: uma investigação minuciosa do vale de afundimento do São Francisco, as zonas de feição tabular do oeste, em Goiás e Mato Grosso, as feições morfológicas dos estados semi-áridos do norte, incluindo as relações da formação Pirabas, de *facies* marinha e, naturalmente, a vasta bacia do Amazonas, todos demandam estudos posteriores. Se bem que tenhamos consultado a maior parte da bibliografia quer em inglês ou português, tememos que, pelas falhas nos serviços de bibliotecas, tenham escapado à nossa apreciação importantes contribuições de colegas brasileiros. Se assim fôr, apresentamos aqui as nossas excusas.

Uma grande lacuna é constituída pelo fato de que as folhas da carta topográfica a 1 : 100 000 não puderam ser obtidas para alguns estados, seja aqui ou na África, embora tivéssemos consultado algumas, há vários anos, nas coleções de mapas da Real Sociedade de Geografia (Royal Geographical Society), em Londres. A falta destes elementos trouxe algumas dúvidas tanto no campo quanto durante os estudos subsequentes.

O ASPECTO DO BRASIL ORIENTAL

A região aquí estudada se acha compreendida entre o vale do rio São Francisco e o litoral atlântico, continuando-se em direção sudoeste até São Paulo. Inclui partes de seis estados e cobre, aproximadamente, um milhão de quilômetros quadrados. No âmbito desta área ocorre uma grande variedade de aspectos. Existem vários planaltos de erosão e escarpadas serras, amplos vales e os espetaculares picos gnáissicos arredondados (*bornhardts* ou pontões) pelos quais as paisagens brasileiras são famosas. Alguns aspectos da paisagem são predominantemente produto de erosão, outros de agradação e outros, ainda, são considerados como tendo tido origem tectônica. Algumas dessas feições do relevo mostram os efeitos de pesadas chuvas tropicais, enquanto outras apresentam a nudez das formas de relevo desenvolvidas em ambiente semi-árido. No Itatiaia apresenta-se uma paisagem modelada pelo gelo pleistocênico; em Minas, encontra-se uma característica topografia subterrânea de grutas calcárias. Todas as variedades de paisagens costeiras são exibidas, desde os declives abruptos da serra do Mar às longas restingas e lagoas das baixadas litorâneas, tão bem descritas por A. R. LAMEGO. Provas tanto de elevação quanto de subsidência em relação ao nível do mar, aparecem com

abundância. O vulcanismo moderno, considerado como fator isolado, não se acha presente.

Nossa tarefa consiste em descrever êsses vários tipos de paisagem e, se possível, classificá-los de modo a que possam ser imediata e sistematicamente compreendidos. Procederemos a essa análise comparando as inúmeras feições existentes a um número relativamente reduzido (cêrca de meia dúzia) de ciclos de desnudação, seguindo-se sucessivamente através do tempo geológico, e de tal modo ativos que cada um dêles, no seu desenvolvimento a partir do litoral em direção ao interior, abarca as formas esculpidas pelo anterior e é, êle próprio, recoberto pelo novo modelado de seu sucessor. Nesta concepção de um desenvolvimento ordenado por ciclos de erosão subseqüentes é que reside o segredo da compreensão da geomorfologia brasileira.

Naturalmente, as formas pertinentes a um determinado ciclo podem assemelhar-se, até certo ponto, às de ciclos anteriores ou posteriores, já que tôdas essas feições morfológicas foram esculpidas sôb a ação de agentes desnudantes similares; todavia, nem todos os ciclos atuaram durante o mesmo período, antes que fôssem substituídos e, portanto, alguns dêles atingiram, mais do que outros, um estado de aplainamento (peneplanação) mais avançado. Além disso, as superfícies cíclicas mais antigas existem há tanto tempo que foram destruídas na maior parte do país, permanecendo atualmente como altos planaltos ou tuncamentos de cristas *; as superfícies cíclicas mais recentes, ao contrário, não existem há bastante tempo para que pudessem aplainar grandemente a região e são, assim, representadas principalmente por vales, jovens ou maduros. As superfícies intermédias, de idade terciária inferior, como veremos, são as que exibem as maiores extensões e a maior perfeição de aplainamento. O observador logo aprende a reconhecer essas superfícies terciárias antigas que tomam o horizonte (Foto 1), e a usá-las como referência à qual as características dos ciclos mais antigos e mais jovens podem ser comparadas a fim de que sejam datados.

Assim, em poucas palavras, o elemento fundamental do cenário brasileiro foi uma vasta planície, produzida pela desnudação, entre o Cretáceo inferior e o Terciário-médio, quando foi soerguida, sendo mais tarde reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica, ** que escavou vales em quase tôda a superfície, ou, localmente, uma série de elevações de tôpo coincidente, sôbre as cristas. Apesar disso, êsse planalto dissecado ainda permanece e é possível reconhecê-lo desde a bacia do Paraná, através de Minas, no sul da Bahia, onde forma feições tabulares, e no Espírito Santo, onde constitui a concordância de cristas das montanhas. Esta vasta peneplanação, que concorda com superfícies de deposição nos contrafortes andinos e abaixo dos pampas argentinos, é denominada *peneplanação Sul Americana*.

Resíduos mais antigos ocupam atualmente apenas uma pequena porção da paisagem brasileira, principalmente na zona montanhosa ao sul de Belo Horizonte e ao longo dos divisores entre os rios que drenam para o norte, para o Amazonas e o Tocantins.

* N do T — *Ridge, bevels*, no original inglês

** N do T — *Polycyclic stream incision*, no original inglês

É claro que o ciclo Sul-Americano atuou durante um tempo muito longo, permitindo que superfícies anteriormente aplainadas sobrevivessem, já que tão poucos remanescentes de ciclos pré-terciários ainda são visíveis. Porém, os indícios de vários aplainamentos cíclicos anteriores são claros e com uma distribuição tal que mostra que também esses ciclos, nas suas respectivas eras, reduziam as primitivas paisagens brasileiras à condição de aplainamento intenso ou ondulação suave, em escala que interessou a todo país. Estes aplainamentos mostram também extensas formações que os recobrem, espessas ou delgadas, concordantes ou discordantes, e participam, até certo ponto, da natureza das paisagens fósseis.



FOTO 1 — A ampla chapada do ciclo de erosão Sul-Americano (Terciário inferior) no nordeste de Minas

Em ordem decrescente, estas superfícies são: *post-Gondwana*, de idade cretácea superior, que não se apresenta nunca completamente aplainada e cuja topografia é freqüentemente acidentada; *Gondwana*, uma superfície extremamente aplainada que apresentou durante o Cretáceo inferior uma inclinação quase tão grande como a da superfície Sul-Americana, posterior; uma superfície desértica (sub-Botucatu), de desenvolvimento local e de idade triássica superior; finalmente, uma superfície fóssil, a mais antiga de todas, que emerge localmente de um espesso manto (centenas de metros) de rochas do tipo gondwânico. Trata-se de terrenos que sofreram uma glaciação antiga, e de idade Carbonífera. Todas estas superfícies antigas serão revistas a seguir, juntamente com os indícios que inferem sobre suas idades.

Os ciclos de erosão que se sucederam ao ciclo Sul-Americano e que atuaram durante o Terciário superior e o Quaternário, após os soerguimentos epirogênicos do Terciário médio, e posteriores, são marcados pelo entalhamento e abertura de vales que destruíram a maior parte do planalto produzido pelo ciclo Sul-Americano e que ocupam agora quase toda a paisagem (ver mapas morfológicos); só localmente, todavia, esses ciclos posteriores atingiam uma

fase avançada de aplainamento. O ciclo de erosão denominado Velhas, que sucedeu imediatamente o Sul-Americano e atingiu um nível de base no Terciário superior, por exemplo, acha-se presente, tipicamente, sob a forma de vales que dissecam o planalto produzido pelo ciclo Sul-Americano; porém, no nordeste baiano, os últimos vestígios do aplainamento Sul-Americano foram destruídos pela erosão, e o ciclo de erosão do Terciário superior (Velhas) acha-se representado pelos tabuleiros.

De modo geral, os dois ciclos são co-extensivos e na área examinada o aspecto mais típico é uma superfície sobre a qual intervieram dois ciclos, formando planaltos referidos ao ciclo Sul-Americano ou concordâncias de cristas e vales devidos ao ciclo Velhas, comumente com uma altitude de 100 metros, se bem que esta seja localmente variável, como é óbvio.

A erosão cíclica quaternária acha-se representada na área adjacente à costa (ciclo Paraguaçu), onde algumas vezes destrói tôdas as topografias anteriores. O ciclo apresenta duas fases, mas em nenhum local atingiu a fase de aplainamento generalizado (ver mapa morfológico). Trata-se, essencialmente, de um ciclo de vales recentes que marginam o continente.

Após o entalhamento dos vales do ciclo Paraguaçu, no Pleistoceno, somente pequenas variações dos níveis da costa e do mar estão marcadas no litoral. Digno de nota é o pronunciado afogamento (Foto 2) que afetou as extremidades inferiores dos vales principais, a profundidades de 50 a 80 metros, e que foi observado em tôda a costa estudada. A êste afogamento deve o Brasil muitos excelentes portos (Salvador, Vitória, Rio e Santos) e as lagoas que constituem uma das mais interessantes características do litoral (Ilhéus). Êsses leitos afogados, porém, são seguidos, imediatamente para o interior, por desníveis apreciáveis marcados por um patamar rochoso que apresenta uma série de rápidos e cachoeiras, como se vê nos rios Itabuna e Contas. O curso inferior afogado do rio Itapemirim e as famosas cachoeiras do mesmo, 35 quilômetros a montante, bem como o rio Paraíba, que apresenta um patamar rochoso em São Fidélis, onde a altitude é de 24 metros a poucos quilômetros a montante do delta, constituem outros exemplos. Uma tal combinação de características contrastantes só pode representar o resultado de um de dois processos: a) que os rios, recentemente soerguidos, não conseguiram escavar seus leitos antes que uma elevação do nível do mar rapidamente afogasse os seus cursos inferiores, ou b) que uma inclinação em direção ao mar ocorreu segundo um eixo situado a poucos quilômetros do litoral, de tal modo que a costa foi soerguida enquanto o mar foi deprimido. O levantamento eustático do nível do mar que se seguiu à glaciação de Würm pode ser invocado para a explicação da última hipótese, enquanto a conhecida inclinação em direção ao mar da superfície sub-Barreiras (vide), anterior, que bem pode ter-se repetido, fornece uma base adequada para a primeira hipótese. Provas que permitam concluir em favor de uma das hipóteses, a ponto de excluir a outra, não foram encontradas; porém, enquanto o levantamento do nível do mar na época post-Würm é fora de dúvida, a elevação contínua de tôdas as superfícies de erosão cíclica, no interior, é uma indicação clara de que o principal papel deve ser relacionado à inclinação para o mar.

(abaixamento da costa) É este um importante princípio ao qual nos deveremos referir novamente no texto: enquanto a zona adjacente à costa e o interior do Brasil se elevarem repetida e intermitentemente desde os períodos Mesozóico-médio até o Recente, a zona marinha adjacente ao litoral foi outras tantas vezes deprimida, ocorrendo os movimentos, simultaneamente, segundo um eixo situado próximo à linha de costa atual. Do mesmo modo, segundo o eixo esteja para o interior ou para fora, em relação ao litoral, as características locais da costa são do tipo soerguido ou submeiso, respectivamente.

As razões contra a tese do afogamento são reveladas principalmente pela ocorrência de terraços marinhos soerguidos e praias, nos níveis de 50-60 metros, 20-30 metros e 5-7 metros (RUI OSÓRIO DE FREITAS, 1951, p. 36). Os dois últimos apresentam continuidade com terraços fluviais em altitudes concordantes, e suas relações com a fase de submergência são também discutidas por FREITAS. Todas as feições observadas na costa são referidas aos períodos Pleis-

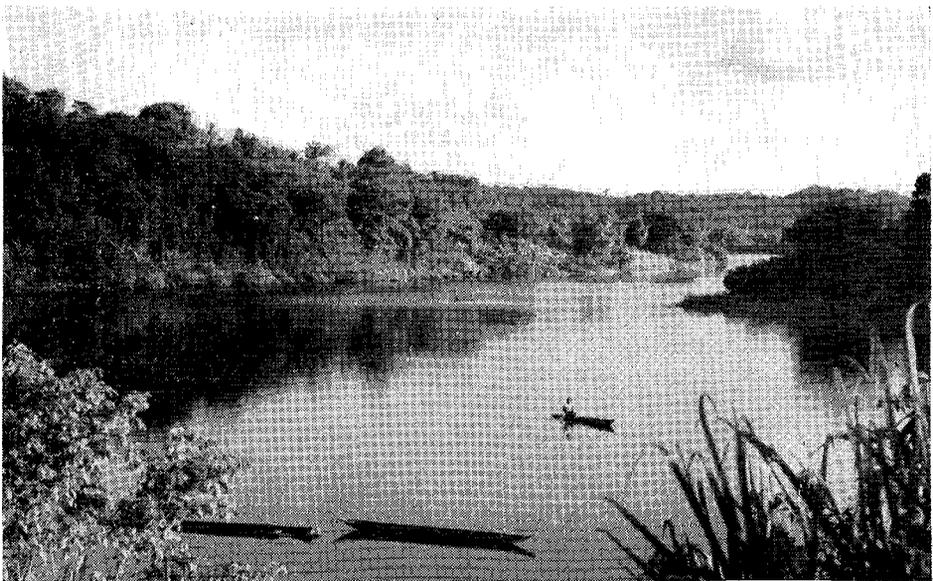


FOTO 2 — Curso inferior afogado do rio Itabuna, Bahia, típico da maior parte dos rios que atingem a costa leste, antes de atingirem o mar. Fotografia tirada a 12 quilômetros do litoral em Ilhéus

toceno e Recente, e como acumulações posteriores à série Baneiras (areias avermelhadas), que é geralmente considerada do Plioceno

Desde a afogamento, também, a linha de costa tem sido consideravelmente regularizada pela deposição. Deltas pantanosos desenvolveram-se nas bacias das lagoas; longas restingas ligam os pontos salientes da costa e planícies costeiras (baixadas litorâneas) aumentaram progressivamente por linhas de praias sucessivas. Na embocadura dos rios de maior porte (como o Doce e o Paraíba) deltas foram depositados em direção ao mar. Estudos especiais sobre essas feições foram realizados por LAMEGO (1940, 1948) que assinalou um abaixamento bem como um levantamento eustático do nível do mar, no Pleistoceno.

As baías de Guanabara, no Rio de Janeiro, e Todos os Santos, em Salvador, apresentam interêsse especial já que vários autores sugeriram que sua origem é tectônica. A baía do Rio de Janeiro, conhecida mundialmente por seu magnífico cenário, exhibe uma forma de afogamento típica, com escarpas abruptas descendo rapidamente sobre águas profundas, próximo à barra, e com planícies deltaicas em torno de sua periferia, mais ao interior. Ao fundo levanta-se a magnificente escarpa da serra do Mar. Se é verdade que estas formas são produto de tectonismo, então o falhamento acha-se associado à formação da baía; porém, se são somente formas de erosão, a famosa baía de Guanabara é semelhante às formas de afogamento do resto da costa, desde Aracaju até o Rio Grande do Sul. As únicas faturas que foram demonstradas são as descritas por LAMEGO (1945) no lado oriental da baía, em Niterói, e que possivelmente são anteriores à topografia moderna, como quase tôdas as fraturas do estado do Rio de Janeiro. De modo geral, vejo-me inclinado a considerar as formas encontradas (produto de afogamento e entulhamento posterior) nessa famosa baía, como similares e simultâneas com as mesmas formas encontradas no resto da costa e a reduzir os supostos efeitos de movimentos diferenciais em sua formação.

Para a baía de Todos os Santos, outros autores (veja-se OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943, p. 583) demonstraram que ocupa um vale de afundimento cretáceo, entulhado pelas séries cretáceas Santo Amaro, Ilhas e São Sebastião, constituídas por areias e vasas. O flanco ocidental é constituído por granitos e gnaisses arqueanos, enquanto o lado oriental é formado por um outro bloco de granito, o de Salvador. A que distância, para o norte, chegou esse *graben* cretáceo é difícil precisar, mas a 200 quilômetros nessa direção, e a mais da metade dessa distância, até a depressão cretácica do baixo São Francisco, estão preservadas camadas dessa idade nas quais se encontram remanescentes de plantas e *Estherias* (OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943, p. 578), em uma depressão que bem poderia ter sido um *graben* cretáceo que se estenderia até Araci, Tucano e até além do baixo São Francisco. A baía atual pouco deve a essas estruturas mesozóicas, já que no Terciário superior a área foi aplainada pela superfície cíclica que denominamos "Velhas" e que cortou através das camadas cretáceas e do granito do bloco de Salvador, se bem que numerosas elevações residuais tenham permanecido a oeste de Feia de Sant'Ana. Sobre essa superfície de desnudação, acumulou-se uma espessa cobertura de argilas e areias pliocênicas (barreiras).

Somente mais tarde os movimentos tectônicos do fim do Terciário ou do Pleistoceno inclinaram essas formações para o mar, em direção ESE, tornando mais íngreme o curso do rio Paraguaçu que escavou, então, um largo vale no seu baixo curso, já próximo da baía de Todos os Santos. O afogamento desse vale pleistocênico do baixo Paraguaçu e seus afluentes, produziu a atual baía.

Os deslocamentos modernos por falhamento parecem, portanto, não estar estabelecidos por observações concretas na costa leste do Brasil ao sul do rio São Francisco.

O MODO DE DESENVOLVIMENTO DA PAISAGEM BRASILEIRA

Não são conhecidas, no vasto interior do Brasil, formações marinhas de idade post-paleozóica, nem existem razões para suspeitar que tais formações existiram e que foram subsequenteemente arrasadas pela desnudação. As formações post-paleozóicas que aí ocorrem em larga escala, são tôdas, sem dúvida, de tipo continental, existindo portanto razões para que se acredite que, a não ser pela faixa adjacente à costa e pela depressão subandina a oeste, o Brasil constituiu como que uma "terra firme" durante todo o tempo geológico que importa aos objetivos do presente trabalho

As feições morfológicas podem ser divididas, de modo geral, em duas grandes classes: de agiadação e de degradação, das quais as últimas são as mais comuns. Os dois tipos são freqüentemente encontrados no Brasil e podemos exemplificá-los, o primeiro, pelas extensas aluviões da bacia amazônica, o segundo pelas chapadas e planaltos dissecados de Minas. As planícies costeiras (baixadas) e os tabuleiros da Bahia, recobertos por areias da formação Barreiras, bem como os antigos planaltos do interior, recobertos por areias e xistos (*shales*) cretáceos, das séries Bauu e Urucuia, constituem um tipo complexo no qual a superfície moderna é produto da desnudação, recobrindo uma fase anterior de agiadação que, por sua vez, encobre uma superfície ainda mais antiga, cuja origem foi produto de desnudação

No âmbito da área estudada, predominam as superfícies de desnudação e o desenvolvimento dessas feições deve ser procurado principalmente no modo pelo qual evoluem tais superfícies. Esta questão do modo pelo qual evoluem as superfícies de desnudação foi recentemente posta em evidência (KING, 1953) e a publicação de uma tradução inglesa da obra de WALTHER PENCK — *Die Morphologische Analyse*, deverá trazer novas discussões sobre o assunto. Não desejamos, porém, entrar aqui em exposições teóricas nem impor ou discutir os processos de evolução de encostas defendidos por DAVIS, PENCK, KING ou qualquer outro autor. Nosso único propósito é determinar o que mostram as paisagens brasileiras, na região estudada, quanto à maneira pela qual se originaram e evoluíram

Os vastos aplainamentos da paisagem são aparentes a qualquer observador e parece fora de dúvida que constituem as unidades com que qualquer topógrafo (sic) terá que lidar. Estes aplainamentos ocorrem a várias altitudes sobre (e mesmo abaixo) o nível do mar, em certos casos devido ao fato de uma única superfície inclinar-se consistentemente em uma direção; em outros porque duas (ou mais) superfícies aplainadas ocorrem justapostas em níveis diferentes. Um exemplo deste último caso é encontrado na superfície (ciclo Velhas) que emerge de sob o nível do mar em Aracaju, Sergipe, e que, com seu recobrimento de areias da formação Barreiras, eleva-se gradualmente para sudoeste até além de Cícero Dantas e Jeremoabo, na Bahia, onde constitui tabuleiros (ainda recobertos pela formação Barreiras) em altitudes que ultrapassam 500 metros sobre o nível do mar. Em outros locais, esta mesma superfície pode ser observada elevando-se a quase 1 000 metros de altitude. Um exemplo do primeiro caso acima citado (uma única superfície) é visto em Vitória da Conquista, onde escarpas abruptas se elevam da superfície da vasta chapada que ocorre

no norte de Minas e no sul baiano (ciclo Sul-Americano), até um planalto mais elevado (ciclo post-Gandwana) que é claramente mais antigo

Sempre que dois de tais aplainamentos são observados em justaposição, acham-se separados por escarpas relativamente abruptas. Estas escarpas mostram tôdas as características das escarpas de erosão. Seus contornos, suas relações com os aplainamentos superiores e inferiores e suas relações com a rocha matriz afastam qualquer interpretação que as considere de origem tectônica e eliminam, portanto, qualquer possibilidade de que os aplainamentos superiores e inferiores constituam partes de uma única superfície que tivesse sido deslocada por movimentos da crosta. Não se trata de uma única forma de erosão mas sim de *dois aplainamentos distintos*, sendo cada um, bem como a escarpa que os separa, produto de erosão. Este fato é demonstrado em inúmeros exemplos, cobrindo milhares de quilômetros, pelas próprias paisagens brasileiras; e elas ali estão para que sejam consideradas e usadas pelos observadores.

São, com efeito, essas escarpas, que tornam possível a definição das unidades aplainadas e que fornecem um meio de mapear as unidades de erosão cíclica representadas pelos aplainamentos.

É impossível que tais escarpas fôssem estáticas, resistindo aos processos erosivos que sobre elas operam; e, na verdade, o material residual delas derivado constitui prova evidente de sua natureza regressiva e, se outras provas fôssem necessárias, seriam representadas pelos pedimentos que se lançam do sopé das escarpas para a planície inferior, mostrando pelo menos uma parte do terreno sobre o qual as escarpas regrediram e demonstrando, ainda, a maneira pela qual a própria planície foi criada, pelo desenvolvimento e coalescência de pedimentos isolados. Sobre as planícies mais jovens, as formas de muitos pedimentos são claramente visíveis, porém, onde o aplainamento foi prolongado, e onde os depósitos superficiais e solos profundos são generalizados, as formas dos pedimentos só podem ser definidas através de medidas feitas a instrumento. Uma cobertura arbustiva dificulta, também, a investigação de muitas superfícies. Todavia, em tôdas as superfícies de aplainamento em que procedemos a cuidadoso exame, não houve nunca fato algum que nos levasse a duvidar que sua origem e desenvolvimento são devidos a múltiplos pedimentos (pediplanícies)

A paisagem brasileira, na extensa região estudada, mostra, portanto, que evoluiu, e evolui, pela regressão de escarpas e pedimentação, uma conclusão em concordância satisfatória com observações realizadas em outras regiões do globo terrestre

Uma precaução é, porém, necessária. Sempre que uma superfície é policíclica, as feições de um ciclo podem suceder-se tão rapidamente umas às outras que não houve tempo ou espaço suficiente para o desenvolvimento de pedimentos de largura apreciável. Assim acontece nas proximidades de Belo Horizonte, onde quatro ciclos se acham representados e onde os pedimentos não se acham claramente visíveis (Foto 3); porém, mais ao norte, na direção de Sete Lagoas, os pedimentos são bastante desenvolvidos, alcançando distâncias consideráveis a partir das escarpas intercíclicas



FOTO 3 — Vista para oriente, em Belo Horizonte, mostrando a cidade no vale do ciclo Velhas, o truncamento de tópo do ciclo Sul-Americano no espaço baixo, de cor mais clara, além da cidade (esquerda), o ciclo post-Gondwana na crista mais escura acima (também à esquerda) e traços do truncamento Gondwana na serra do Curral (extrema direita)

As próprias escarpas intercíclicas mostram muitas vezes íntima concordância de declive em certas regiões, como se tôdas tivessem atingido uma forma estável de pendente. Nas superfícies de desnudação dos terrenos arqueanos a oeste e noroeste de Feira de Sant'Ana, por exemplo, os inúmeros morros residuais e montes que se elevam dos largos pedimentos e pediplanícies mostram uma notável concordância na forma e no declive. Esta condição só deve ocorrer se, após atingir a forma estável, a escarpa regride paralelamente a si mesma. Isto é o que parece ocorrer com as escarpas intercíclicas em toda a região em estudo.

Após essas considerações, é possível compreender o aspecto escalonado da paisagem brasileira. Cada superfície aplainada permanece virtualmente inalterada até que é alcançada e destruída pela escarpa do ciclo de erosão subsequente, abaixo e além da qual se desenvolve a pediplanície do novo ciclo.

Cada um dos ciclos de erosão sucessivos é gerado por um soerguimento do bloco subcontinental, do que resultam dois grupos de feições morfológicas, um relacionado à linha de costa, outro ao sistema de drenagem. O primeiro grupo é relacionado a uma escarpa desenvolvida pela erosão nas adjacências da costa. À medida que essa escarpa regride para o interior, as feições do novo ciclo de erosão desenvolvem-se entre ela e o litoral. Um exemplo de tais escarpas é a da serra do Mar, tanto ao fundo da baía de Guanabara quanto em Santos. Ao mesmo tempo, um segundo grupo de feições morfológicas desenvolve-se onde os rios mais importantes e seus tributários estão afundados na superfície soerguida anterior, talvez a grandes distâncias no continente, como acontece em São Paulo e no oeste mineiro, onde o aplainamento devido ao ciclo Sul-America-



FOTO 4 — O planalto dissecado além da serra do Mar, a cerca de 98 milhas a leste de São Paulo; vista para o norte, de 23° 15' S, 45° 5' W (Prof J L RICH, "The face of South America", American Geographical Society)

no foi reduzido a um planalto dissecado pelos tributários do rio Grande. As vertentes dos vales regridem, por sua vez, em direções opostas aos eixos desses vales, reduzindo rapidamente o restante do planalto anterior. Deste modo, muito comumente no Brasil, as vertentes regressivas do ciclo "Velhas" (Terciário superior) destroem rapidamente as chapadas do ciclo Sul-Americano (Foto 4).

Sob todos os aspectos, a evolução da paisagem brasileira segue muito de perto os princípios estabelecidos como "Cânones da evolução das paisagens" (KING) *

A SUCESSÃO DE SUPERFÍCIES DE DESNUDAÇÃO E AGRADAÇÃO

Desde o Paleozóico médio que o Brasil foi quase continuamente u'a massa continental. Através do país deslocaram-se duas séries de formas de relevo, presentes por vêzes, lado a lado, e alternando-se outras vêzes, no tempo. A primeira série compreende ciclos de desnudação ou erosão, e a segunda ciclos de agradação ou sedimentação. Na combinação dessas duas seqüências acha-se escrita a história da evolução da paisagem do leste brasileiro desde a sua emersão dos vastos mares silurianos (Bambuí).

A preservação de fósseis nos membros sedimentares permite que as duas seqüências sejam datadas com acuidade razoável, de modo que podemos relacioná-los como segue:

* N do T — *Canons of landscape evolution*, KING, Lester C — 1953

Períodos alternados de deposição e desnudação no Brasil oriental:

Recente — areias da costa, aluviões, calcários superficiais e poeiras vermelhas do interior.

Pleistoceno — profunda incisão de vales e regressão das escarpas de erosão mais importantes. *Ciclo de desnudação Paraguaçu* Duas fases

Plioceno (provavelmente superior) — Série Barreiras e séries relacionadas compostas de areias vermelhas. “Silcretes” Ausência de fósseis

Terciário superior — incisão de vales em Minas e São Paulo, com aplainamentos no norte baiano, do ciclo de erosão Velhas

Mioceno inferior — vários depósitos arenosos jazendo sobre a superfície do ciclo Sul-Americano, difíceis de datar pela ausência de fósseis

Terciário inferior — aplainamento generalizado do ciclo Sul-Americano, que forma o lineamento fundamental no qual a erosão subsequente modelou

Cretáceo superior — Arenitos vermelhos e leitos de seixos das séries Bauru e a maior parte da paisagem brasileira

Urucuaia. Em Sergipe, em seguida a flexuras regeneradas, rochas marinhas do cretáceo superior. Fósseis tanto na série marinha quanto na continental.

Cretáceo superior — Em seguida ao soerguimento da massa continental, um ciclo de erosão “post-Gondwana” cortou vales e planícies na paisagem pré-existente, do ciclo Gondwana.

Cretáceo inferior — em áreas restritas, arenitos vermelhos de tipo continental. Em Sergipe a superfície gondwânica foi flexionada por sub o nível do mar e recebeu um capeamento de sedimentos marinhos do Cretáceo inferior (Albiano).

Jurássico — Na maior parte do Brasil desenvolveu-se uma superfície de erosão que apresenta um aplainamento excepcionalmente intenso. Representa o ciclo de desnudação Gondwana.

Triássico superior — Arenitos vermelhos da série Botucatu, seguidos por vastos derrames basálticos nos estados do Sul.

Triássico — Uma superfície de agradação sob regime desértico; representada pela discordância na base da série Botucatu Poucos detalhes conhecidos; aparentemente de grande extensão e com relêvo baixo

Triássico-carbonífero — Uma grande fase de sedimentação sobre uma massa continental em processo de afundamento (subsidência) Acumulação de rochas do tipo Gondwana começando com tilitos, rochas de clima temperado frio e, finalmente, rochas de clima temperado quente (série Estrada Nova). Fósseis de répteis e plantas. Ausência de série marinha.

Carbonífero-devoniano — Uma superfície cujo relêvo variou de moderado a baixo; modelada finalmente sob lençóis de gelo

A fase mais antiga, do Carbonífero ao Triássico, foi predominantemente de sedimentação sobre uma massa continental em processo de subsidência; a mais moderna, do Jurássico ao Recente foi predominantemente de desnudação sobre uma massa continental em elevação intermitente. Podemos, agora, discutir esses acontecimentos com maior detalhe.

Os terrenos carboníferos de glaciação

Em seguida à retirada dos vastos mares silurianos, somente pequenas áreas inundadas permaneciam no Amazonas, em Goiás e no Paraná. Em outras áreas, o Brasil oriental parece ter sido inteiramente continental durante o Devoniano e o Carbonífero. Poucos pormenores das superfícies antigas são conhecidos, todavia, até o Carbonífero superior, quando geleiras continentais se estendiam sobre uma paisagem cujo relêvo era essencialmente baixo. As geleiras exerceram ação abrasiva sobre essa superfície, aplainaram-na e poliram-na, removendo o solo proveniente das rochas até que a superfície veio a



FOTO 5 — Rochas arqueanas da superfície de glaciação carbonífera emergindo dos varvitos e tilitos do primeiro plano. O uniforme aplainamento glacial é evidente. Vista tomada próximo de Indaiatuba, São Paulo.

consistir, na maior parte, de elevação rochosas desnudadas (*roches moutonnées*) e depressões irregulares sem drenagem. Esta superfície trabalhada pelo gelo pode ser observada atualmente nos estados do Sul do Brasil, onde as formações glaciais carboníferas sobrejacentes, menos resistentes, estão sendo removidas pela erosão. Exemplos típicos foram estudados nas proximidades de Itu e Indaiatuba, São Paulo, formando como que uma pequena escarpa na área de rochas de tipo gondwânico da bacia do Paraná (Foto 5). Tanto RICH (1953, p. 11) quanto DE MARTONNE (1940, p. 7) visitaram essa área, declarando, o primeiro, que esta superfície fóssil não apresenta o espesso recobrimento de-

composto geralmente observado nas áreas graníticas brasileiras, e notando, o segundo, que “esta superfície pré-permiana era sem dúvida uma planície perfeita”. Sua declividade de 1 a 3%, desde Salto de Itu (altitude 550 metros), para o norte, até Campinas, foi considerada por DE MARTONNE como produto de movimentos tectônicos posteriores

No oeste de Minas, DJALMA GUIMARÃES (1951, pp 132-5) assinalou, seguindo B. FREYBERG, um certo número de ocorrências, tôdas muito pequenas, de leitos de seixos cimentados e que parecem ser mais antigos que os arenitos Areado (triássicos). Alguns dos seixos são facetados e pensa-se que os depósitos são associados às glaciações carboníferas. Se esta interpretação fôr correta, os depósitos devem se achar sôbre uma superfície carbonífera. O mapa que acompanha o mesmo relatório mostra várias ocorrências sôbre os divisores, onde provavelmente são também subjacentes ao aplainamento Gondwana (Cretáceo). Permanece a dúvida, porém, quanto à superfície carbonífera ao norte e a oeste de Abaeté; não se sabe se sofreu glaciação tão intensa como a de São Paulo

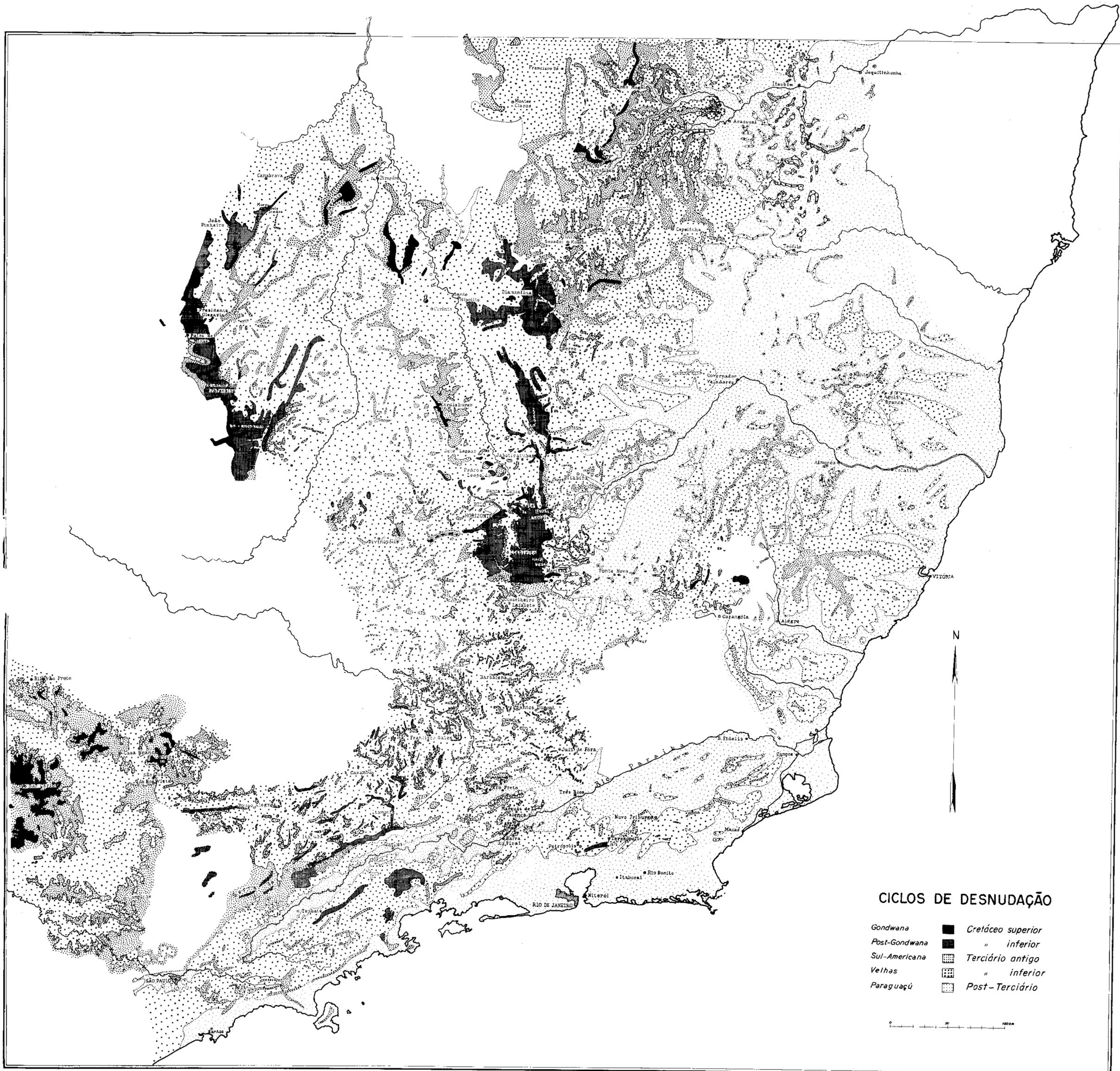
A seqüência de rochas do tipo gondwana

Jazendo sôbre a superfície de glaciação do Carbonífero superior, encontra-se uma série de varritos e tilitos que englobam os detritos que permaneceram quando os lençóis de gelo estagnaram e se dereteram. Esse depósito é seguido por xistos (*shales*) escuros contendo fósseis de plantas e carvão que se acumularam sob condições de clima temperado frio; a êsses xistos sucedem-se, por sua vez, xistos e arenitos verde-cinzentos e vermelho-ocre (com répteis fósseis) — série Estrada Nova, que indicam um ambiente temperado quente. Estas formações, como é possível observar no mapa geológico do Brasil, cobrem uma vasta área do interior, entre as latitudes de 4 e 32° Sul. As minúcias da estratigrafia local acham-se resumidas no texto da obra de OLIVEIRA e LEONARDOS (1943); pelo presente, apenas anotamos que esta vasta e espessa formação de Santa Catarina, tão semelhante ao sistema Karroo da África do Sul e à formação Gondwânica da Índia, na sua seqüência e litologia características, acumulou-se em meio continental. Presumivelmente apresentou, durante a sua formação, uma série de fases de agradação, muitas das quais em massas de água interiores

O deserto triássico

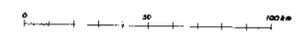
A acumulação dos sedimentos de tipo gondwânico foi seguida por um curto intervalo de desnudação durante o qual uma paisagem verdadeiramente árida foi desenvolvida.

Se bem que a extensão original dêste deserto triássico seja imprecisa, êle foi generalizado, e F. de ALMEIDA opina que foi esta uma das maiores áreas desérticas conhecidas em épocas post-Cambrianas. A própria superfície é revelada na discordância da base do arenito Botucatu e é marcada, em algumas áreas, por uma delgada camada irregular de calcário silicificado, congênere,



CICLOS DE DESNUDAÇÃO

- | | | |
|---------------|---|-------------------|
| Gondwana | ■ | Cretáceo superior |
| Post-Gondwana | ■ | " inferior |
| Sul-Americana | ▨ | Terciário antigo |
| Velhas | ▨ | " inferior |
| Paraguai | ▨ | Post-Terciário |



geològicamente, do *calcrete* arenoso que cobre grandes extensões do deserto de Kalahari, na África do Sul.

Se bem que apresente considerável importância estratigráfica, êste deserto triássico exumado tem pouca significação na paisagem moderna.

Em alguns locais parece coincidiu com o aplainamento gondwânico, posterior, e existem lugares (na região do divisor São Francisco-Paranaíba, a oeste do Paranaíba, na grande bacia de sedimentos páleo-mesozóicos; próximo à confluência Araguaia-Tocantins) onde três superfícies cíclicas — o deserto triássico, a superfície Gondwana e a superfície atual, convergem e concordam intimamente em posição. Tanto sedimentos Botucatu quanto basaltos triássicos também aparecem, em discordância, abaixo do Cretáceo em duas áreas de Mato Grosso e, ainda aqui, provavelmente subsiste a correlação entre as três superfícies cíclicas.

O abaciamiento (*basining*) da bacia do alto Paraná é bem conhecido através da posição das camadas de tipo Gondwana. Até onde é válida a interpretação nos mapas geológicos, o abaciamiento verificou-se antes da acumulação das camadas cretácicas e algumas talvez sejam anteriores à série Botucatu e relacionadas aos processos que originaram o plano desértico triássico. Algumas deformações aparecem também mais ao norte do Brasil, onde os arenitos Botucatu quase não ocorrem, assentando os basaltos réticos, algumas vezes, diretamente sobre o Permiano ou mesmo sobre o Carbonífero de *facies continental*. A desnudação triássica aparece, então, abaixo das lavas

Os arenitos Botucatu e as lavas réticas

O deserto triássico transformou-se rapidamente em deserto arenoso, com ocorrência generalizada de dunas de areia avermelhada e cursos d'água temporários, pelos quais as águas pluviais ocasionalmente corriam para lagos temporários, antes de desaparecer (*facies* de Sant'Ana)

As características do arenito Botucatu típico foram descritas por GUIMARÃES (1951, p. 53): "O arenito Botucatu apresenta grã-fina, com grãos de quartzo bem rolados, uma pequena porcentagem de ortoclase e microclina granular cimentada por produtos de decomposição. Sua cor é rósea ou vermelha". Nos afloramentos-tipo, em São Paulo, a espessura máxima não excede 250 metros, as cores são vermelho, rosa e amarelo e a grã varia de média a fina e é muito uniforme. A rocha é friável, exceto quando silicificada junto ao contacto com o basalto subjacente. A estratificação entrecruzada é muito comum (Foto 6). O aspecto geral da formação faz pensar em um meio arenoso, de um deserto de *ergs* quase livre de vegetação.

O triássico marinho só é conhecido em uma pequena área próxima à embocadura do rio São Francisco, em Sergipe.

Duante o Rético, lençóis basálticos invadiam o deserto e desviavam-se, por vezes, para o norte, onde assentam sobre rochas mais antigas, além do deserto arenoso. Nos estados do Sul, onde as lavas ocorrem de modo generalizado constituindo capeamentos de planaltos, em toda a bacia do Paraná, e onde recobrem a escarpa voltada para o mar, a espessura é geralmente da or-

dem de 100 metros. As rochas apresentam tipos bastante uniformes e filiam-se ao tipo toleítico (*tholeiitic type*). Muitos diques de alimentação cortam o arenito Botucatu subjacente, e são responsáveis por alguns efeitos do metamorfismo de contacto.

Provavelmente será da mesma idade uma associação de intrusões em álcalis que mostra notável associação com a elevada faixa de terrenos que se estende de oeste para leste através do estado do Rio de Janeiro, onde atinge uma altitude de mais de 2 800 metros nas Agulhas Negras, no maciço do Itatiaia. A importância dessas eruptivas já foi ressaltada por GUIMARÃES (1947).

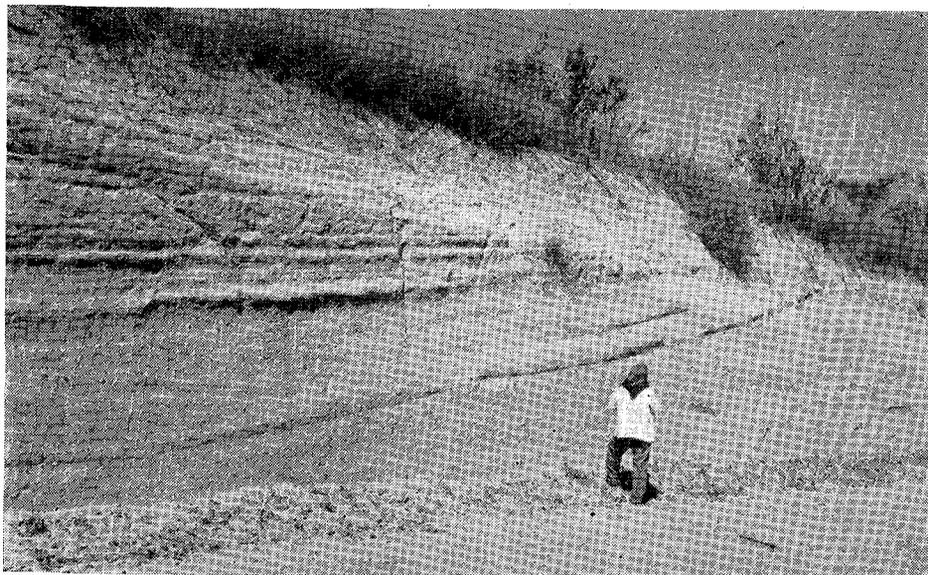


FOTO 6 — Estratificação entrecruzada no arenito Botucatu na estrada para São Pedro, a noroeste de Piracicaba, São Paulo

O ciclo de desnudação "Gondwana"

Após a emissão das lavas réticas, a desnudação prevaleceu praticamente em todo o Brasil. Só localmente se acumularam arenitos vermelhos (série Uberaba). Prolongando-se durante todo o período jurássico, a fase erosiva reduziu a superfície, em todos os lugares, a uma planície extraordinariamente uniforme, que inclui, algumas vezes, fragmentos já arrasados da superfície desértica triássica ou sub-Botucatu.

No todo, as formações triássicas parecem ter sido removidas em grandes áreas pelo ciclo Gondwana antes que os depósitos terrestres cretáceos fôsem sedimentados. Permaneceu, porém, evidentemente, uma concordância geral, no jazimento e na forma, entre as superfícies triássicas e Gondwana.

Como só ocorre nos divisores mais importantes, ocupando a posição mais alta em relação aos próprios cumes (Foto 7) a superfície Gondwana apresenta boas razões para que seja considerada como a superfície mais antiga do Brasil atual.

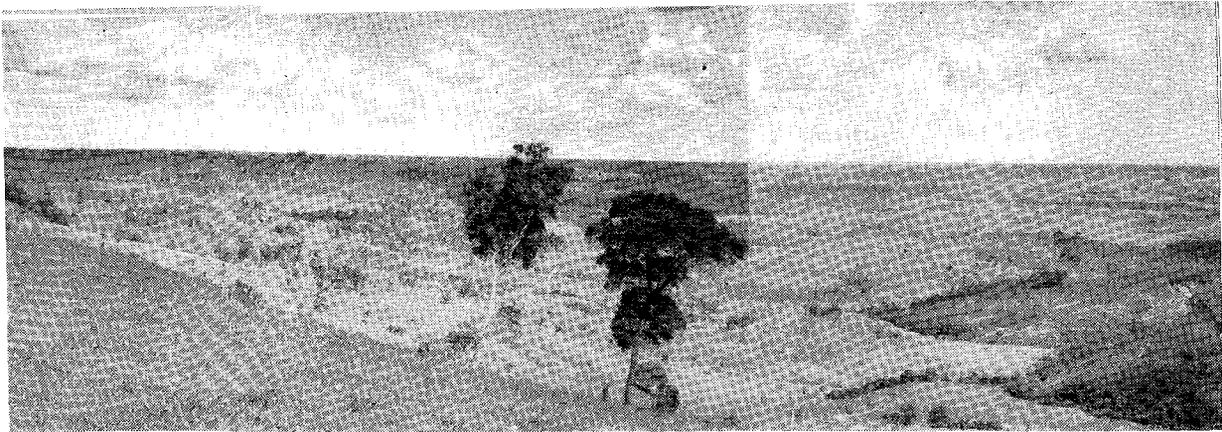


FOTO 7 — A superfície Gondwana aparece na linha de cristas dissecadas por vales dos ciclos Sul-Americano e post-Gondwana. Vista para sudoeste, da estrada principal, ao sul de Carmo do Paranaíba, Minas

Além do mais, tôdas as superfícies anteriores são exumadas ou fósseis. Enquanto que a maior parte da superfície Gondwana permanece atualmente em estado fóssil sob um capeamento cretáceo, em outras regiões, tais como área montanhosa ao sul de Belo Horizonte, essa superfície parece não ter tido nenhuma cobertura sedimentar e foi exposta continuamente aos elementos desde o Cretáceo até os dias atuais.

Já foi sugerido que (KING, 1950, p' 124) a superfície Gondwana é, mesmo, mais antiga do que o Brasil e fazia parte da topografia do antigo continente austral Gondwana, que já existia antes que os atuais contornos da América do Sul fossem estabilizados e antes que a bacia do oceano Atlântico fosse criada.

Vistos a distância, os aplainamentos desse ciclo aparecem, frequentemente quase perfeitamente uniformes (Foto 7), porém a observação de um ponto mais próximo geralmente revela pequenas irregularidades resultantes de processos erosivos posteriores.

Sempre que a rocha matriz forneceu o material adequado, a superfície Gondwana apresenta-se protegida por uma camada de canga, parte da qual é bastante rica para que tenha sido trabalhada como minério de ferro, como no planalto a sudeste de Belo Horizonte.

Os sedimentos do cretáceo inferior

No nordeste da Bahia e Sergipe, a superfície Gondwana apresenta uma flexão e, próximo à costa, passa por baixo de uma seqüência sobrejacente de rochas cretácicas marinhas (Albianas) de modo que é, ali, de idade cretácea inferior. Estas formações (Riachuelo) são constituídas de siltitos e xistos (*shales*) de cor amarelo-castanho, apresentando os xistos (*shales*) delgadas lentes de calcário, ocasionalmente fossilíferas. Aparecem arenitos próximo à base da formação.

A superfície Gondwana acha-se sob formações cretácicas, de norte a sul, na porção central do Brasil. Aqui a discordância do Cretáceo em relação às lavas triássicas, ao arenito Botucatu e às formações permianas e carboníferas, representa a superfície em estudo (Gondwana), que aparece algo modificada por um ciclo post-Gondwânico.

Ao observador parece que, entre as areias cretácicas (*facies terrestre*) do interior, duas séries deveriam estar presentes, uma referida ao Cretáceo in-

feior, provavelmente de distribuição-restrita e recobrimdo somente a superfície Gondwana, e outra, referida ao Cretáceo superior, generalizada e assentando tanto sobre a superfície Gondwana quanto sobre a post-Gondwana. A última série é bem conhecida na posição estratigráfica indicada e com a extensão observada. É datada por répteis fósseis. Quanto à primeira série, porém, parece não existir referência concreta na bibliografia. Este fato não constitui surpresa, de vez que as duas séries seriam litologicamente idênticas e só seria possível distingui-las pela existência de fósseis.

O problema será novamente discutido neste relatório, quando analisarmos as formações de areias vermelhas do interior.

O ciclo de desnudação Post-Gondwana

A superfície post-Gondwana raramente se apresenta bem aplainada e, sendo quase tão antiga como a superfície Gondwana (ambas são de idade mesozóica superior), só se mostra preservada em uns poucos locais favoráveis.

Esta superfície ocorre, assim, formando bancos ou terraços* sobre os flancos das montanhas que são cortadas pela superfície Gondwana; permanece, como a superfície mais alta, sobre elevações que não apresentam altura suficiente para que tivessem sido atingidas pela superfície Gondwana; ocasionalmente, como acontece próximo de Vitória da Conquista, constitui um planalto que se eleva sobre uma chapada mais jovem que o circunda por um ou mais lados. Ainda mais freqüentemente, esta superfície forma uma zona de terrenos acidentados entre um remanescente da superfície Gondwana e a superfície Sul-Americana (Foto 8), como acontece na região do divisor entre o oeste e o leste mineiro.

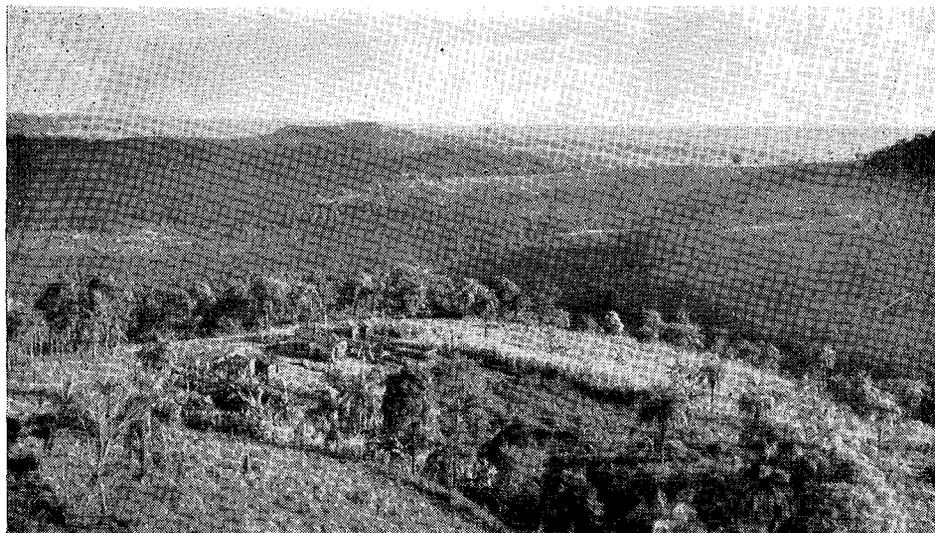


FOTO 8 — Terrenos da superfície post-Gondwana no primeiro plano, aplainando o Sul-Americano a distância. Ao norte de Carmo do Paranaíba, Minas

* N do T — Benches no original em inglês

Os sedimentos do cretáceo superior

Em contraste com o restrito desenvolvimento dos sedimentos do Cretáceo inferior, as formações do Cretáceo superior são generalizadas no Brasil. A maioria dessas formações apresenta a *fácies* terrestre “areia vermelha” e são tão semelhantes à formação Botucatu que chegam a não apresentar diferenciações litológicas. No sul, os arenitos, siltitos e xistos são referidos à série Bauu (Foto 9a), na qual foram encontrados fósseis de quelônios, crocodilos e outros

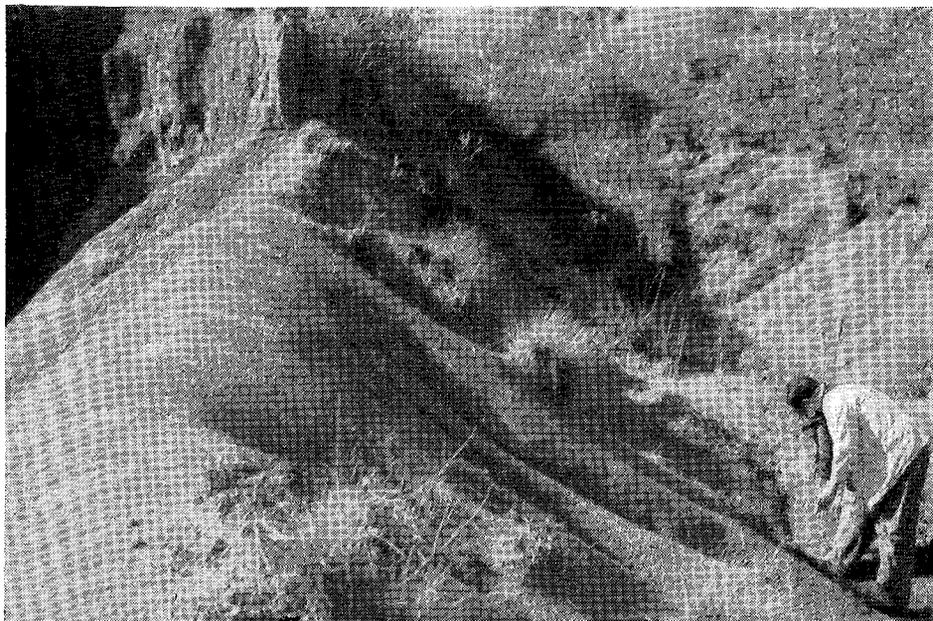


FOTO 9a — Areias e argilas vermelhas (Cretáceas) da série Bauu. No planalto ao norte de São Pedro, São Paulo, estas areias e argilas assentam sobre uma superfície Gondwana (ou possivelmente post-Gondwana, em parte) que truncou levemente as lavas basálticas (Rético)

répteis, fósseis destes que, acrescidos de peixes e invertebrados, constituem provas suficientes para que se possa colocar aquela série no Cretáceo superior.

No oeste de Minas, a série Urucuia, bem semelhante, que recobre os divisores a oeste do vale do São Francisco, é presumivelmente da mesma idade, porém não existem fósseis que corroborem essa opinião; mais para oeste, em Goiás e Mato Grosso, ocorre de modo generalizado a formação Parecis, que também se assemelha à série Bauu. Bem a oriente ocorre a série Brotas (avermelhada) do Recôncavo, contendo plantas fósseis e *Asterias*, bem como a sucessão comparável de arenitos e xistos vermelhos de idade cretácea que ocorrem no antigo *graben*, que se prolonga para o norte, a partir do Recôncavo, passando por Aiuru e Tucano, até além do baixo vale do São Francisco.

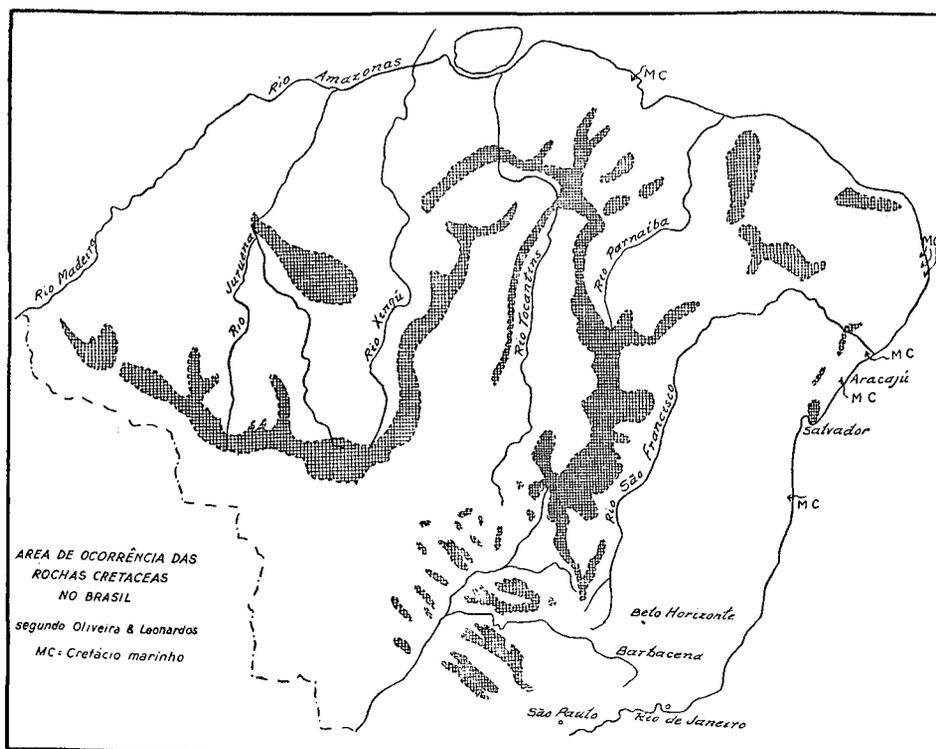
Tôdas essas ocorrências constituem, todavia, remanescentes que apresentavam maior extensão. Com efeito, como pode ser visto na figura 1, tudo indica que a maior parte do interior brasileiro foi um deserto arenoso durante o Cretáceo superior, como também aconteceu durante o Triássico.

As camadas de *fácies* continental do Cretáceo superior, no interior, assentam diretamente sobre a superfície Gondwana e os vales da superfície post-



FOTO 9b — Formações marinhas do Cretáceo superior com grande abundância de fósseis Pinheiro, Sergipe

-Gondwana se afundaram até ela, a não sei pelo fato de que, nos vales referidos, aparecem, por vêzes, na base, leitos de seixos de quartzo bem rolados que atingem espessuras de vários metros. Estas ocorrências de seixos de quartzo aparecem esporadicamente em áreas de muitos quilômetros quadrados



Fl 1 — Distribuição das séries de rochas cretáceas no Brasil. Essas séries são de tipo continental a não sei quando marcadas "M" (marinho) (Segundo OLIVEIRA e LEONARDOS)

Na sucessão costeira a desnudação é representada pelo hiato Albiano-Senoniano (descontando-se uma curta transgressão de idade Turoniana inferior). Assim como a superfície que a antecedeu (Gondwana), a superfície post-Gondwana foi basculada em direção ao mar, na região da costa, e tornou-se assim sujeita à deposição das formações marinhas (Senoniana e Daniana). De acordo com as observações dos técnicos do Conselho Nacional do Petróleo, o calcário Laranjeiras apresenta uma espessura de quase 500 metros. Sua cor é creme ou cinzenta, nodular ou finamente granulado, com fósseis marinhos e, pelo fato de ser compacto, tende a formar elevações, algumas das quais ainda se apresentam cobertas por formações terciárias. A formação Sapucaí, sobrejacente e com 250 metros de espessura, é constituída por calcário com estratificação delgada, interestratificado com xisto e margas (*marl*). O mergulho regional é para sudeste, para o oceano, mas existem várias estruturas anticlinalis.

Mais ao sul, ao longo da costa baiana, porém ao norte de Ilhéus, aparece a formação Algodões, marinha e referida ao Cretáceo superior, do baixo rio Maraú.

Além desta, ocorrem outras formações marinhas cretáceas, que se acham do lado do mar, na plataforma continental, por motivos tectônicos, a não ser em Itaboraí, a leste da baía de Guanabara.

O ciclo Sul-Americano

A superfície Sul-Americana foi esculpida durante um longo período no decorrer do Terciário inferior e atingiu grande uniformidade de aplainamento.

Esta superfície aparece freqüentemente como chapadas que se elevam sobre sistemas de vales ou planícies onduladas, produto da ação de ciclos posterior-



FOTO 10 — Típicos elementos cíclicos da paisagem brasileira: o aplainamento do Terciário médio com testemunhos mais antigos da serra do Machado, sobre os resistentes quartzitos Itacolomi, e o vale cíclico do rio Jequitinhonha (Terciário superior) Próximo de Caracatiba, Minas

ies (Foto 10) As largas chapadas entre Senador Mouão e São Domingos do Aiaçuai (Foto 1) são típicas desta superfície cíclica. Constituído um planalto dissecado, ela recobre a maior parte do oriente paulista (Foto 11). Depósitos superficiais de canga aparecem sobre a superfície, como no caso da chapada no sopé oriental da serra do Caraça (Foto 12) e em Barão de Cocais (Foto 13).

Como foi declarado anteriormente, os remanescentes aplainados desta superfície ainda a individualizam, apesar da dissecção subsequente, como a superfície fundamental da qual a topografia moderna foi esculpida. Vários au-

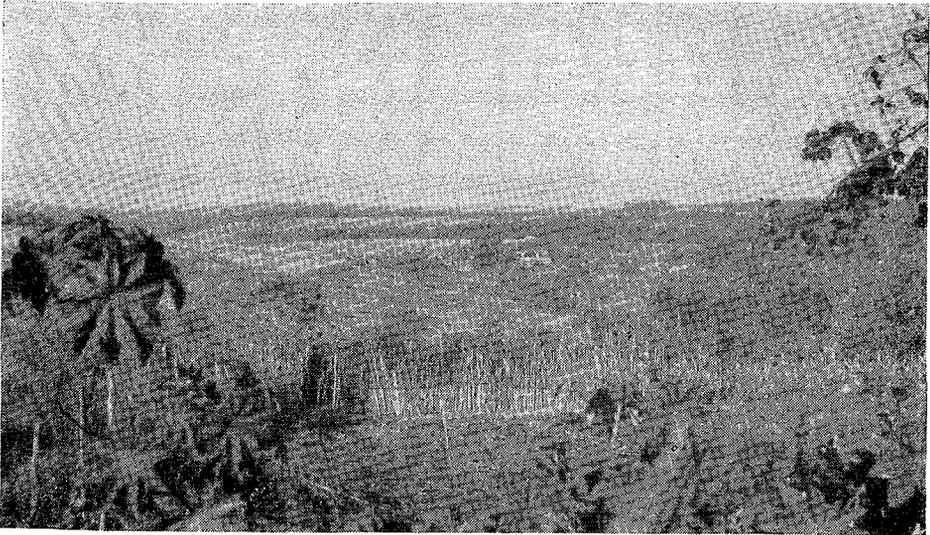


FOTO 11 — A superfície sobre a qual atuaram dois ciclos, a superfície Sul-Americana dissecada por vales do ciclo de erosão Velhas (± 160 metros de profundidade) 8 quilômetros, a noroeste de Campinas, São Paulo

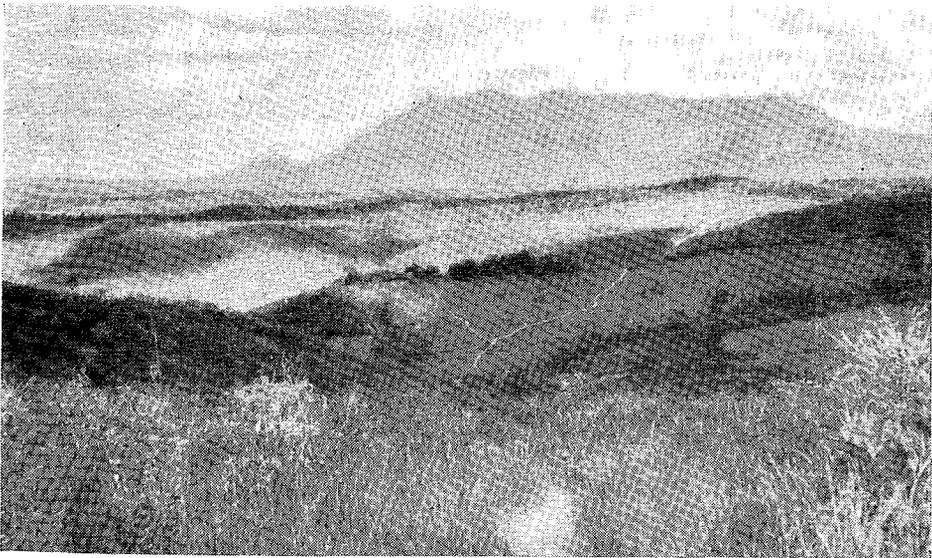


FOTO 12 — O flanco oriental da serra do Caraça (que apresenta o aplainamento de tópo Gondwana) com a chapada Sul-Americana partindo de sua base para leste. A chapada é dissecada por vales (ciclo Velhas) tributários do rio Doce. A altitude do ciclo Gondwana ultrapassa 2 000 metros, a superfície Sul-Americana atinge 1 000 metros. Vista para o sul, em direção a Fonseca, tomada próximo a Santa Bárbara, Minas Gerais

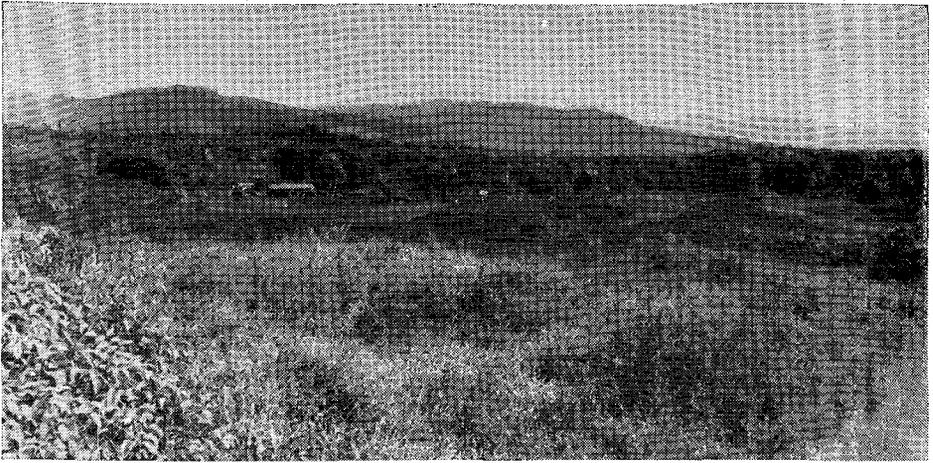


FOTO 13 — *Mineração de ferro superficial em terraço do ciclo Sul-Americano em Barão de Cocais, Minas Gerais. Contráfortes da região montanhosa são vistos para oeste*

tores têm atribuído à superfície Sul-Americana idades que vão desde o Eoceno ao Plioceno, como MORAIS RÊGO (1936). As provas são escassas, porém, consideraremos, por enquanto, que essa superfície foi aplainada no intervalo entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno.

A sedimentação no terciário-médio

As intermináveis planícies do ciclo Sul-Americano, pontilhadas de lagos e lagoas, foram soeigidas no Terciário-médio, provavelmente no fim do Oligoceno. Nas várias depressões, acumularam-se, então, numerosos depósitos paludais e lacustres, cujo desenvolvimento era restrito e local, como os descritos por C. F. HART e L. J. DE MORAIS, na região das cabeceiras dos rios Jequitinhonha e Pardo. Estas camadas apresentam-se freqüentemente como areias brancas, compactas, que aparecem nas cristas das escarpas, e nas quais ocorrem lentes mais espessas e seixos intercalados; apresentam-se, também, por vezes, como areias vermelhas.

A altitude sobre o nível do mar varia entre 750 e 950 metros. Algumas das areias vermelhas do oeste mineiro, cuja distribuição é esporádica sobre a mesma superfície cíclica, são presumivelmente de formação análoga; em outros casos a areia ali se encontra por transporte eólico. Muitos desses depósitos foram convertidos em *silcrete* compacto pela silicificação, como próximo ao lago Jatobá, a oeste de Pirapora, Minas Gerais. Infelizmente, nenhuma dessas ocorrências se acha suficientemente bem datada (por elementos fósseis) para que se possa deduzir a idade exata da superfície Sul-Americana adjacente.

Vários autores se têm referido a pacotes de depósitos continentais em Fonseca e Gandarela, Minas Gerais, que contêm plantas e peixes fósseis e que, pensa-se, lançariam alguma luz sobre o problema das relações de idade da topografia. Essas duas ocorrências se apresentam, todavia, em situação peculiar e as provas que fornecem não são seguras. Na obra de OLIVEIRA e LEONARDOS (1943, p. 686) essas duas ocorrências são citadas como sendo de idade Miocênica, com base nas plantas fósseis; o Dr. L. PRICE informou-me, porém por cor-

respondência, que a opinião atual (1954) não as considera mais antigas do que o Plioceno. Esta nova opinião está em melhor conformidade com a situação fisiográfica de cada depósito.

As camadas que ocorrem em Fonseca consistem de arenitos de grã angulosa*, arenitos e argilas mal consolidados expostos em pequenas cabeceiras de vales a aproximadamente 730 metros de altitude, a oeste da vila, onde aparentemente, êsse material foi acumulado *in situ*. As próprias cabeceiras dêsses vales apresentam-se encaixadas na superfície Sul-Americana, que corta as cristas mais elevadas pertencentes ao ciclo de desnudação seguinte (Velhas)

As camadas são, portanto, posteriores à abertura dos vales e, com efeito, depósitos semelhantes podem ser observados presentemente em fase de acumulação. Lança-se, assim, certa dúvida quanto à identificação inicial dos fósseis como miocênicos, enquanto a disposição fisiográfica vem ao encontro da conclusão mais moderna, isto é, que os depósitos não seriam de idade anterior ao Plioceno.

As camadas que ocorrem em Gandarela consistem de uma pequena mancha de sedimentos, contendo linhito, que aparece no flanco oriental da serra da Moeda a 1 280 metros de altitude. O depósito acha-se cortado e exposto por uma pequena ravina.

BRAJNIKOV (1948) citou as seguintes características do depósito: a) a seqüência assenta sem discordância angular sôbre as rochas da série Minas (Algonquiano); b) a estrutura regional é monoclinal; c) as formações são profundamente falhadas na margem; e d) as camadas foram provavelmente acumuladas numa pequena bacia (depressão) local.

A situação das camadas, na faixa de uma serra e sujeitas a intensa desnudação, bem como seu deslocamento por falhas, torna qualquer correlação com os ciclos de erosão que atingiam o Brasil praticamente impossível. Além do mais, mesmo o datamento paleontológico original é suspeito. A idade pliocênica é quase tão plausível como a miocênica, já que, na verdade, os linhitos que aí ocorrem são bastante semelhantes aos linhitos pleistocênicos de Deepwalls, próximo a Knysna (África do Sul), que se encontram em situação muito parecida.

Só se conhecem formações sedimentares marinhas de idade miocênica no norte do Brasil: a formação Pirabas do Pará (MAURY, 1925), que apresenta notável riqueza em fósseis. Estas formações assentam, presumivelmente, sôbre uma superfície que representa o ciclo de desnudação Sul-Americano.

Na área abrangida por êste relatório, as condições tectônicas foram de tal ordem, que a superfície Sul-Americana não foi projetada abaixo do nível do mar antes de atingir a linha da costa, em nenhum local a não ser em Aracaju e no baixo Paraguaçu. Portanto, em nenhum local é possível comprovar a passagem da superfície Sul-Americana sob camadas miocênicas; esta correlação deve, todavia, ocorrer além da costa, na plataforma continental, tendo em vista vários indícios observados (Fig. 2)

* N do T — *Grit*, no original inglês

O ciclo de erosão velhas

O ciclo de erosão denominado Velhas raramente atinge a fase de aplainamento generalizado na área em estudo. Nos curtos sistemas fluviais do leste do Espírito Santo, profundos vales desse ciclo escavam terrenos da planície soerguida produto da ação do ciclo Sul-Americano; porém, em direção à Bahia, onde o soerguimento foi menor entre os dois ciclos, os terrenos tornam-se progressivamente mais atacados pelo ciclo Velhas, sendo que no norte daquele estado vastos tabuleiros emprestam à paisagem seu aspecto característico (Foto 14)

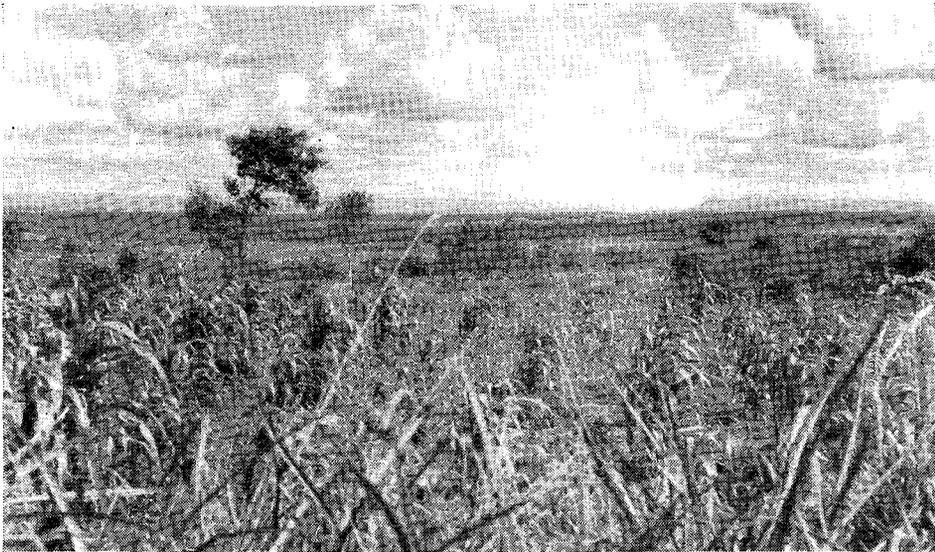


FOTO 14 — O amplo tabuleiro do ciclo de desnudação Velhas, à altitude de 250 metros. Vista ao sul de Carira, nordeste da Bahia. A superfície apresenta-se pedimentada e sem o recobrimento de areias da formação Barreiras

Mesmo quando atinge o aplainamento, a superfície Velhas freqüentemente apresenta remanescentes, isolados ou em grupos, que se elevam à semelhança de *inselbergs*

O aspecto geral é, assim, o de uma paisagem ondulada, esplêndidamente pedimentada, cuja superfície se apresenta dissecada por profundos vales do ciclo seguinte (Paraguaçu). Em alguns locais o ciclo apresenta duas fases

No interior, onde o ciclo penetrou até centenas de quilômetros da costa, ao longo dos rios principais, não chega a atingir um aplainamento extenso mas acha-se representado por uma incisão de cerca de 100 metros que diseca a chapada mais antiga produzida pelo ciclo Sul-Americano (Fotos 11 e 12). Mesmo assim, como os vales se ramificam em todas as direções e se apresentam bem alagados*, a distribuição do ciclo Velhas é bastante extensa e é possível observar, em um mapa morfológico, que destruiu a maior parte da superfície anterior (Terciário interior)

Assim acontece no oeste de Minas e no leste de São Paulo onde a superfície difásica é característica, apresentando linhas de cristas truncadas e um relevo de aproximadamente 100 metros; esta superfície desenvolveu-se principalmente durante o Terciário superior (Figs 2, 3 e 4)

* N do T — Flaced, no original inglês

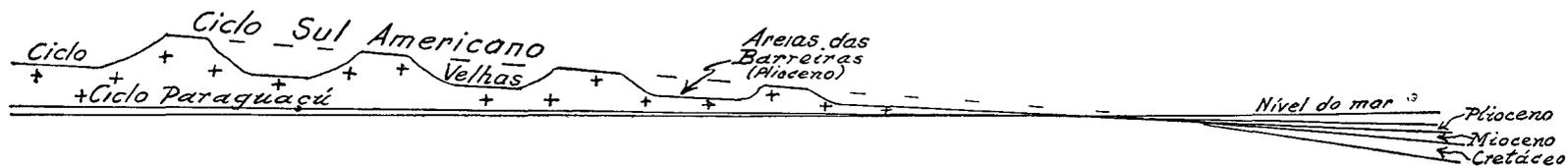


Fig. 2 — Relações entre as superfícies cíclicas de desnudação e a costa do Espírito Santo (A superfície Gondwana foi omitida)

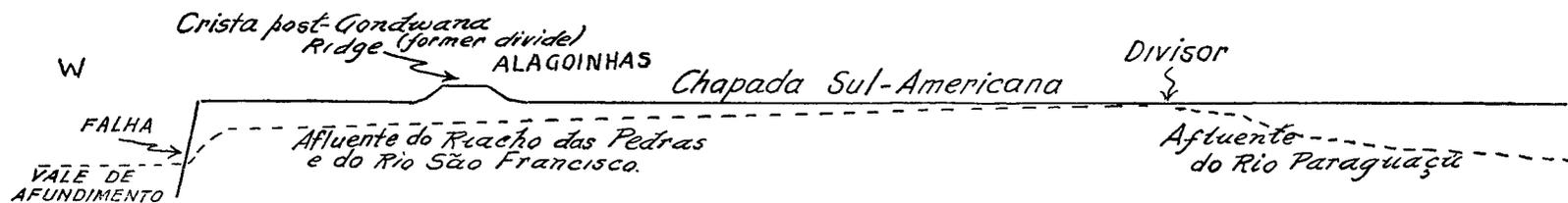


Fig. 3 — Os aplainamentos cíclicos e suas relações com a drenagem ao sul de Morro do Chupeu, Bahia.



Fig. 4 — Secção hipotética da serra do Mar (serra dos Órgãos) até o mar, mostrando a estrutura monocinial fraturada.

A formação Barreiras e as formações correlatas

A superfície cíclica Velhas apresenta extensos depósitos arenosos denominados "barreiras" na região costeira, onde são considerados de idade pliocênica, apesar da ausência de fósseis. O estudo de alguns fósseis de plantas encontrados próximo a Alagoinhas, Bahia, por E. W. BERRY confirmam a idade pliocênica naquele local.

No interior, depósitos arenosos semelhantes são assinalados, em muitos locais, assentando sobre a superfície Velhas, como em Paracatu, mas esses depósitos podem ter sido derivados, em grande parte, de deposição anterior sobre a superfície Sul-Americana. A cimentação pela sílica converteu parte das areias da formação Barreiras em massas de "silcrete" compacto que são muito resistentes à meteorização e que constituem, em alguns casos, carapaças que protegem elevações e escarpas, como acontece nos tabuleiros ao sul de Jeremoabo, Bahia.

O ciclo de erosão Paraguaçu

O ciclo Paraguaçu caracteriza-se essencialmente, pela abertura de gargantas e vales que, na área abrangida pelo presente relatório, só aparecem nos menores sistemas fluviais que atingem diretamente o mar. Assim, o presente ciclo agiu sobre área relativamente grande na Bahia, mas sobre uma área relativamente pequena em Minas Gerais. Nos estados do Rio de Janeiro e São Paulo este ciclo é responsável pelo aspecto magnificamente escarpado da zona costeira, como, por exemplo, a escarpada "frente" da serra do Mar.

Em quase toda a região esse ciclo é representado por duas fases, das quais a primeira é exemplificada por terraços elevados sobre os fundos dos atuais vales nivelados ou não (Foto 15). As cachoeiras ou rápidos que marcam o



FOTO 15 — O rio Doce a jusante de Governador Valadares, mostrando terraços e o atual fundo do vale, ambos do ciclo Paraguaçu

curso dos principais rios, também constituem elementos que demarcam as fases intermediárias

De Sergipe para o sul estas duas fases aparecem frequentemente, até o Ribeira de Iguape, em São Paulo, onde foram assinaladas por RICH (1953, pp. 27-29) As duas fases são particularmente generalizadas na Bahia

Além dos aspectos descritos, algumas vezes são notadas pequenas depressões * introduzidas por diferenças locais na dureza e estrutura das rochas. Os detalhes morfológicos que daí resultam constituem apenas sintomas da juventude do ciclo.

As feições semelhantes que provavelmente existiram nos ciclos de desnudação anteriores foram eliminadas com a continuidade da desnudação, porém o curto período desde o início do Pleistoceno, quando o ciclo Paraguaçu iniciou sua ação, só foi suficiente para mascarar as diferenciações e não para obliterá-las completamente.

Acumulações recentes:

Sobre a superfície trabalhada pelo ciclo Paraguaçu acumularam-se aluviões, depósitos pantanosos e dunas, a maior parte dos quais somente aparecem nas proximidades da costa

Assim acontece no Recôncavo, onde os vales do ciclo Paraguaçu se aprofundaram na formação Bateiras e na plataforma subjacente do ciclo Minas sobre rochas arqueanas e crietácicas; os vales rasos apresentam, muitas vezes, seus fundos recobertos por aluviões que descem até depósitos pantanosos próximo à baía de Todos os Santos. Os rios Doce e Paraíba constituíam grandes deltas na costa leste.

Das sete superfícies que se desenvolveram no Brasil desde o Paleozóico médio, cada uma apresenta características próprias que são memorizadas pelo observador que aprende a interpretá-las, de modo a que possa identificá-las à primeira vista.

Estas características são as seguintes: forma; distribuição, altitude e jazimento, e camadas de recobrimento associadas. É claro que as características de qualquer superfície dada podem variar localmente de acordo com a distância a que se encontra do mar, medindo-se esta distância ao longo da rede hidrográfica, de modo que uma superfície que pode apresentar-se irregular nas cabeceiras, torna-se progressivamente uniforme à medida que é observada para jusante. Mesmo tendo em conta essas variações, cada superfície apresenta comumente certa individualidade que, para o observador experimentado, pode servir para identificá-la prontamente.

Com o decorrer da nossa viagem, foi interessante observar como se tornavam familiares ao Dr. TEIXEIRA, nosso companheiro, as várias superfícies cíclicas, se bem que não tivesse experiência anterior nesse tipo de trabalho.

* N do T — O autor refere-se a *nickpoints* no original; *nick* seria, mais propriamente, indentação, isto é, indentações na linha de cristas, produzidas pela erosão diferencial

AREIAS, SOLOS E DETRITOS VERMELHOS NO BRASIL:

Muitas referências têm sido feitas a formações de areias vermelhas largamente distribuídas no interior brasileiro e às areias semelhantes da formação Barreiras, junto à costa

Com efeito, o enorme desenvolvimento dessas areias, cuja côr varia do vermelho ao rosa e que apresentam leitos de seixos próximos à base (ocorrendo com intervalos na coluna geológica, desde o Mesozóico inferior até o Recente), é de causar admiração.

As várias séries observadas podem ser relacionadas como se segue:

| Idade | Características | Ocorrência |
|---|--|---|
| Pleistoceno | Areia de grãos mais finos do que os das séries precedentes; grande quantidade de detritos (pedras) finos. Ocorrem sobre tôdas as superfícies de erosão anteriores. Detritos finos acumulam-se em locais protegidos. | Generalizado nas proximidades de Campinas e em depressões nas encostas próximo a Patos de Minas. Depósitos mais jovens das cavernas de Minas. |
| Plioceno superior | Assentam sobre superfícies do ciclo Velhas. Correlacionadas a formação Barreiras da costa leste. | Nos vales dos rios Paracatu e São Francisco. Depósitos mais antigos das cavernas de Minas. |
| Terciário médio | Assentam sobre a superfície Sul-Americana e são cortados pela escarpa do ciclo de erosão Velas. | Próximo à lagoa — Jatozá, Pirapora, Minas, e no vale do Jeitinhonha. |
| Cretáceo superior (séries Bauru e Uruçuia) | Podem ser tanto argilosos quanto arenosos. Mais jovens que os basaltos réticos. Assentam sobre a superfície Gondwana ou em vales rasos (post-Gondwana) nela escavados. Leitos e lentes de seixos de quartzo na base, quando — nos vales rasos. | Planaltos ao norte de São Pedro SP; divisores a leste e a oeste do alto São Francisco. |
| Jurássico ou Cretáceo inferior (séries Caiuá e Uberaba) | As duas séries contêm material tufo e assentam em alguns lugares sobre os basaltos réticos, quando podem ser de idade eo-jurássica. Em outros locais, podem ser posteriores à superfície Gondwana. Provavelmente constituem uma continuação das condições em que surgiu a série Botucatu, acrescida de material vulcânico. Menos generalizada que as séries seguintes. | Em São Paulo e no Triângulo Mineiro. |
| Triássico (Botucatu) | Apresenta-se freqüentemente com grande espessura e com estratificação entrecruzada. Pode ser seccionada pela superfície Gondwana. | Botucatu, São Paulo |

Qualquer que seja sua idade geológica, os vários solos e areias vermelhas são praticamente idênticos, litologicamente, o que sugere que houve *apenas uma origem*, isto é, o elemento mais antigo ou arenito Botucatu, que foi desagregado e redistribuído, periodicamente, de um para outro lado. Este conceito parece o mais plausível já que a grande massa de todos os arenitos apresenta distribuição devida à ação dos ventos. Aparentemente, quando o mate-

rial de origem foi desagregado pela erosão, as areias e argilas foram espalhadas em leitos fluviais periódicamente secos bem como depósitos de *playa*, de onde migraram mais uma vez, sob a influência do vento, espalhando-se sobre a área anexa e formando, então, uma nova série

O quadro das formações, acima apresentado, faz parecer que cada ciclo de desnudação sucessivo foi seguido de uma fase de acumulação de areias vermelhas. Não existe uma só fase final de acumulação que cubra tôdas as superfícies anteriormente aplainadas, apesar das respectivas idades: cada superfície apresenta sua própria camada de acumulação. Permanece em dúvida, no entanto, se existiram épocas sucessivas e de duração limitada, durante as quais as condições foram favoráveis à formação e acumulação de areias vermelhas (isto é, por oscilação climática) ou se as condições climáticas foram uniformemente favoráveis. Mas as areias eram impedidas de acumular-se até que a força erosiva de cada ciclo diminuísse de intensidade e até que uma superfície plana se desenvolvesse localmente a fim de que aí se realizasse a deposição.

No seu conjunto, este ponto de vista parece o mais aceitável: a acumulação foi impedida pela desnudação, em cada ciclo, até que a pediplanação atingiu um determinado ponto a partir do qual os detritos eólicos se acumularam em quantidade suficiente para dissipar, por absorção, o fluxo normal da água meteórica sobre os pedimentos. De acordo, ainda, com este ponto de vista, o interior do Brasil pode ter sido persistentemente árido ou semi-árido, com inundações periódicas, desde o início do Mesozóico até o Recente.

Enquanto os fatores climáticos podem ter permanecido uniformemente favoráveis à acumulação de areias e solos vermelhos, o desenvolvimento de novas escarpas de erosão é controlado basicamente por movimentos tectônicos. Assim, a alternância aparente de fases de agradação e de desnudação, no Brasil, nos últimos 150 milhões de anos, bem pode ser função de atividades tectônicas intermitentes.

As séries mais antigas (Mesozóicas), Botucatu, Caiuá, Bauu e Uruçuia são tôdas bem comprovadas na bibliografia, porém, surpreendentemente, pouca atenção foi dedicada às várias séries mais jovens que assentam sobre os vários planaltos (*plateaux*) terciários e mesmo nos fundos dos vales dos principais rios, de modo que são referidas ao Terciário ou ao Quaternário. A extrema raridade de fósseis nas séries mais antigas e a ausência virtual nas mais recentes (a não ser em cavernas), também priva o pesquisador de um meio prático de distinguir as várias séries litologicamente semelhantes. Muitas incertezas permanecem, assim, durante seu estudo e algumas das idades estabelecidas no quadro acima devem ser consideradas como condicionais.

Podemos, agora, rever sumariamente as várias séries, dedicando especial atenção às séries mais modernas, que não foram tratadas na bibliografia com a acuidade que seria de desejar.

A série *Botucatu* é muito bem conhecida no estado de São Paulo (OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943, pp. 462-5), onde consiste de arenitos vermelhos, róseos ou amarelos que apresentam estratificação cruzada pronunciada (Foto 6) e outras provas de que a acumulação se deu sob condições de extrema aridez. Os grãos de areia são bem arredondados. Alguns horizontes apresentam grã mais fina e são

mais tipicamente loéssicos. Para a área estudada, suas características são re-vistas por ALMEIDA e BARBOSA (1953).

A *série Uberaba* do Triângulo Mineiro, e as areias vermelhas da *série Caiuá* de São Paulo, contêm, ambas, materiais tuffíticos que bem podem ter surgido durante as fases finais das lavas São Bento, sobre as quais assentam, quando essas lavas eram menos fluídas e móveis. Este fato sugeria uma idade eo-jurás-sica para estas formações. Por outro lado, essas séries podem representar, em alguns locais, as primeiras camadas arenosas que foram depositadas sobre a superfície Gondwana, o que as colocaria no Cretáceo inferior (Veja-se OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943, p. 438). As duas séries são afossilíferas. O que serão possí-velmente as mesmas areias, aflora ao longo da estrada para São Gotardo, a 319 quilômetros de Belo Horizonte (próximo à estrada para Tiros).

As séries *Bauru* e *Urucuia* são, provavelmente, períodos de uma única fase de deposição eólica no Cretáceo superior. Na base encontram-se leitos de seixos de quartzo que ocorrem em vales rasos do ciclo post-Gondwana.

Para a série *Urucuia* O BARBOSA e V. OPPENHEIM julgam que os arenitos de Minas, particularmente as ocorrências no planalto de Boa Vista, em Pandeiro, em Paracatu e em Urucuia, diferem do arenito Botucatu "por apresentarem estratificação normal e não entrecruzada, concreções e as seguintes caracte-rísticas petrográficas: os grãos de quartzo de maior tamanho são rolados ao passo que os menores são angulares ou subangulares e são ligados por um cimento opalino impregnado de limonita. Os minerais acessórios são: biotita, zircônio e, raramente, magnetita".

Próximo a Piracicaba, no entanto, ALMEIDA e BARBOSA (1953, p. 73) acham a série *Bauru* litologicamente idêntica à série *Botucatu*, onde recobre as serras de Itaqueri, Sant'Ana, São Carlos e Cuzuzero. Em alguns locais, o arenito *Bauru* assenta, com uma possança de 100 metros, sobre o *Botucatu*, caso em que podem ser distinguidos pela presença de pequenos seixos de lavas que fo-ram lançadas e erodidas após a formação dos arenitos *Botucatu*, porém antes da acumulação dos arenitos *Bauru*. "A base da série *Bauru*, nesta região, segue um bem marcado hiato que representa um período de erosão que trabalhou pro-fundamente a série *São Bento* e que é notável pelos vales que apresenta, deno-tando a passagem de importantes cursos d'água, também apontados pelo conglo-merado basal freqüentemente encontrado".

É este o modo pelo qual se apresentam, em São Paulo e em Minas Gerais, as superfícies Gondwana e post-Gondwana.

SETZER (1943), nos seus estudos sobre os solos do noroeste paulista, re-conheceu duas divisões da série *Bauru*; uma, superior, caracterizada pela ocor-rência de cimento calcário abundante, que não aparece na segunda, inferior. Esta subdivisão foi confirmada, na maior parte do estado, por ALMEIDA e BAR-BOSA. Talvez que essa diferença constitua um traço da desnudação post-gon-dwânica que, em certos locais, cortou completamente a camada inferior e mo-delou vales nas rochas do Mesozóico inferior, subjacentes, como também pode ser visto nas proximidades de Araraquara.

BRAJNIKOV (1949) e outros têm referido os cascalhos diamantíferos do oeste mineiro, bem como os depósitos de areia argilosa vermelha e de grã-grossa, ao

Cretáceo inferior, sendo claramente mais antigos, portanto, do que a série Bauru normal. Estas formações mais antigas constituem, possivelmente, correlações das areias inferiores, ou sub-Bauru, de SEITZER.

A divisão superior da série Bauru apresenta fósseis de dinossauros e é igualada às camadas do mesmo tipo que ocorrem na Patagônia, onde assentam sobre rochas marinhas cenomanianas ou turonianas, sendo consideradas como de idade senoniana. A parte superior da série Bauru, pensamos, parece ser senoniana e contemporânea dos arenitos Palácio do Uruguai

A espessura máxima medida para a série Bauru é de 310 metros, na serra dos Agudos, no noroeste de São Paulo. A maior altitude dessas camadas, sobre o nível do mar, está entre 900 e 1 000 metros, na serra da Mata da Corda, onde assentam tanto sobre a superfície uniforme do ciclo Gondwana quanto sobre vales do ciclo post-Gondwana, nas faldas da serra, onde ocorrem seixos de aproximadamente dois centímetros de diâmetro. Estas últimas camadas de areia parecem de há muito estabilizadas e são bem consolidadas, apresentando-se silicificadas * a dois quilômetros de São Gotardo

A ocorrência de areias continentais provavelmente cretáceas, muitas vezes soltas ou em condição de semi-coerência, em tantos divisores, e cobrindo uma área tão vasta do interior, constitui prova positiva da interpretação exposta páginas atrás: a paisagem brasileira evoluiu inteiramente por pediplanação, isto é, regressão de escarpas e pedimentação. Durante todo o Terciário houve apenas um rebaixamento insignificante das partes mais elevadas do país. Este pensamento encontra maior base na natureza escalonada — multicíclica, da paisagem de desnudação, sendo as áreas mais baixas do país, e os vales, modificadas de modo relativamente rápido sob a ação de cada um dos ciclos, enquanto as partes mais elevadas permanecem quase inalteradas

As areias do Terciário médio — Sobre as chapadas da superfície do Terciário médio (ciclo Sul-Americano) (Fotos 1, 10) nas proximidades do vale do Jequitinhonha, assenta uma série de areias vermelhas, amarelas e brancas que se acumularam em lagos e lagoas de pouca profundidade. O exame dos grãos, no entanto, indica transporte eólico. Pouco temos a acrescentar às descrições dessas camadas feitas por MORAIS RÊGO (1936) e outros

Outras ocorrências dignas de nota (dos mesmos materiais sobre a mesma superfície cíclica) aparecem no oeste de Minas Gerais. Assim, duas séries de areias vermelhas foram observadas próximo à lagoa Formosa. A série mais antiga só assenta sobre a superfície Sul-Americana e apresenta granulação grossa, com grãos arredondados recobertos por uma camada ferruginosa oxidada. A série não fornece nenhum indício sobre sua idade, mas parece ser intimamente relacionada à superfície Sul-Americana

A série mais jovem, por sua vez, aparece inclinada sobre encostas voltadas para o norte, como se fosse de origem eólica quaternária; apresenta granulação mais fina.

A oeste de Pirapora, a estrada para Paracatu passa, por muitos quilômetros, ao longo da superfície Sul-Americana, a 600-700 metros. A 10-20 quilômetros de Pirapora, o planalto suporta areias vermelhas de granulação grossa

* N do T — Silcreted, no original inglês

Para o sul, os planaltos mais elevados (Gondwana) da serra Geral e da serra do Morro Vermelho são capeados por 100 metros de areia vermelha que bem poderá ser de idade cretácea (formação Urucuia), porém não existem indícios que permitam datar as areias que recobrem a superfície Sul-Americana, mais baixa. Estas areias bem podem ter sido derivadas da meteorização das formações areníticas do planalto Gondwana, tendo sido redistribuídas em níveis inferiores (terciários). Além do lago Jatobá as areias não somente se acham consolidadas, mas apresentam-se completamente silicificadas, constituindo *silcrete* compacto. Com suas formas cavernosas e aspaços vazios, recamados de cristais de quartzo, estas rochas são semelhantes aos *silcretos* do Terciário inferior que ocorrem na região do Kalahari, na África do Sul (Foto 16)

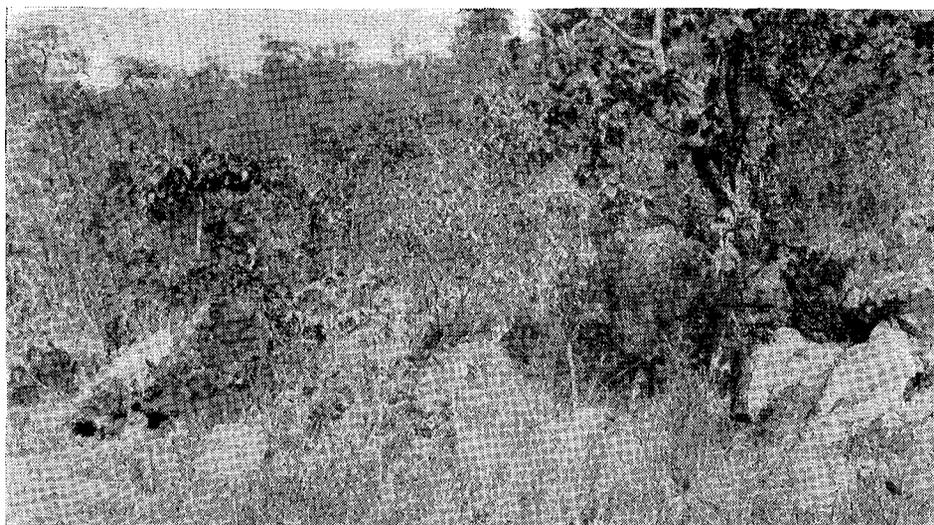


FOTO 16 — Massas de areias silicificadas ("silcreted") de idade terciária média, assentando sobre a superfície Sul-Americana próximo ao lago Jatobá, a 15 quilômetros a oeste de Piuçarra, Minas Gerais

A silicificação * aparente em muitas formações arenosas do interior nada tem a ver com o vulcanismo. Ela só é devida à deposição de uma solução, sob a forma de um gel de sílica. Zonas de redução (perda de oxigênio) ocorrem em juntas e sempre que a água penetrou em areias parcialmente consolidadas, porém a cor predominante é o rosa ou o vermelho.

Depósitos semelhantes ocorrem no Morro de Quartzito, a oeste do rio do Sono, onde também aparecem leitos de seixos de quartzo de dois a três centímetros de diâmetro, bem como seixos de arenito cretáceo (5 a 15 centímetros de diâmetro), como próximo à Várzea das Palmas. Aparecem, também, aqui, seixos de rochas de tipo arqueano.

As areias vermelhas, muitas vezes só parcialmente consolidadas e com leitos de seixos de quartzo, ocorrem em uma enorme área do planalto do ciclo Sul-Americano em direção ao rio Paracatu e foram também assinaladas a oeste desse rio. A espessura está geralmente entre 50 e 100 metros. Vales rasos e de-

* N do T — *Silcreting*, no original inglês

pressões sem diagenese constituem as feições morfológicas comuns à zona arenosa

As areias pliocênicas — Algumas areias semelhantes às descritas, porém não consolidadas, aparecem sobre a superfície mais baixa (ciclo de erosão Velhas), a 540 metros, na direção do rio Paracatu. Estas areias pertencem a uma série mais jovem que a que ocorre sobre a superfície Sul-Americana e apresentam notável semelhança com as areias típicas do Kalahari (Plioceno superior e Pleistoceno). Próximo a Itu, em São Paulo, ocorrem areias vermelhas semelhantes, em vales do ciclo Velhas e sobre o planalto do Terciário inferior (Sul-Americano). O material parece ter sido derivado da meteorização das formações Gondwana, tanto dos sedimentos quanto das lavas. Os primeiros teriam gerado a areia e as segundas a fina poeira vermelha.

Possivelmente, à época em que essas areias foram disseminadas, o clima era mais seco, de modo que os rios diminuíram de volume e disseminaram suas cargas de detritos em fundos de vales mais amplos que os atuais; daí, o material foi carreado pelo vento espalhando-se sobre as áreas vizinhas enquanto as águas, reduzidas em volume, infiltravam-se, durante as estações secas, nos fundos dos vales entulhados, passando a correr abaixo da superfície. RICH (1953, p. 32) assinala também o intenso entulhamento de muitos vales em São Paulo, tanto na costa quanto no planalto, e interpretou, desse fato, a existência de um período de clima seco.

Ao longo da costa do Nordeste brasileiro ocorre a famosa formação de areias avermelhadas denominada "barreiras", assentando sobre a mesma superfície do ciclo Velhas e cortada subsequente pelos vales do ciclo de erosão Paraguaçu, sempre que estes últimos ocorrem na mesma área. A série representa, assim, uma única unidade estratigráfica de idade terciária superior. A idade da formação Barreiras não foi fixada com precisão em nenhum local, todavia, indícios encontrados em vários estados sugerem a idade pliocênica. Na Bahia, existe um estudo de plantas fósseis, realizado por E. W. BERRY (Veja-se OLIVEIRA e LEONARDOS), que são referidas ao Plioceno. Próximo a Campos LAMEGO, discutindo a idade do delta do Paraíba, referiu a formação Barreiras ao Mioceno para que, assim, tivessem sido erodidas antes da deposição do delta. Porém, como a erosão das barreiras pode ter agido em um local enquanto a deposição do delta se realizava em outro, esta única opinião dissidente pode ser relevada.

Areias vermelhas, cinzentas ou castanhas, tipicamente da formação Barreiras, podem ser observadas próximo a Salvador, onde apresentam pelo menos 10 metros de espessura; a variação da cor depende da quantidade e oxidação do conteúdo em ferro.

Essas barreiras consistem de areias de granulação grossa, angular, com um mergulho para ESE, contendo, algumas vezes, camadas delgadas de pequenos seixos (de subangulares a angulares), algum caulim e outros materiais de origem arqueana. O caulim acumula-se, por vezes, em lentes de argila. Nas exposições estudadas, a estratificação entrecruzada não está presente e a deposição em meio aquoso se acha indicada. Há quase completa ausência de fósseis. As barreiras parecem ter sido acumuladas como planícies de aluviões derivadas da direção de oeste, talvez com uma fase lagunar para leste.

As barreiras do tabuleiro entre Tucano e Ribeira do Pombal, a 160 quilômetros da costa, são constituídas de areias mais puras e lavadas do que as que ocorrem no interior

De onde veio, então, a vasta massa arenosa que constitui a formação Barreiras?

Enquanto parte do material foi derivado, sem dúvida, quase localmente, de rochas graníticas arqueanas, uma grande parte do material pode ter sido derivada dos sedimentos mesozóicos que ocorrem a oeste, antes que o vale de afundimento do São Francisco tivesse sofrido subsidência, no Pleistoceno.

As barreiras em Pinheiro, Sergipe (Foto 17) foram silicificadas ao ponto de formarem um *silcrete* compacto que constitui as carapaças que recobrem alguns morros que se elevam sobre os vales do ciclo de erosão Paraguaçu. Em Itabaiana, na mesma região e ainda mais para oeste, não é difícil observar espessuras de 50 metros na formação Barreiras. Tanto na Bahia quanto em Sergipe as barreiras mostram pequenas dobras e falhas com poucos metros de deslocamento (rejeito) e o Dr. BRAJNIKOV assegurou-me que os mesmos fatos são observados nas barreiras no Espírito Santo.

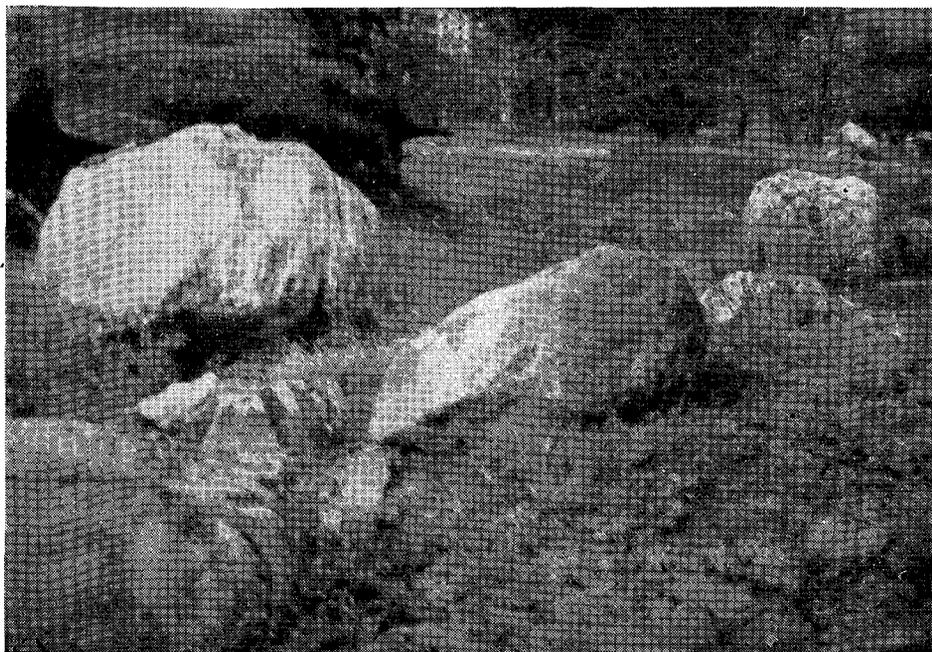


FOTO 17 — Massas de "silcrete" na formação barreiras capeando colinas em Pinheiro, Sergipe. As barreiras recobrem rochas marinhas cretáceas (Foto 9)

Nesse estado, as barreiras não só cobrem a planície costeira produzida pela ação do ciclo Velhas, mas penetram também pelos vales, por entre as grandes massas graníticas residuais que se elevam a centenas de metros até atingirem o aplainamento superior da superfície Sul-Americana.

As barreiras são assinaladas, para o sul, até Campos, ocupando a região ao norte do Paraíba, da costa para o interior, até entrarem em contacto com as elevações graníticas. São areias e argilas vermelhas, algumas recobertas de

canga. As zonas adjacentes ao Arqueano apresentam abundantes depósitos de seixos de quartzo e, em alguns locais, apresentam-se silicificadas (*silcreted*) como em Macaé (LAMEGO, 1940). “Excelentes exposições ocorrem também ao norte de São João da Barra, nas proximidades de Manguinhos, onde os tabuleiros da margem esquerda do Paraíba atingem o mar. Neste ponto a rocha é bastante consolidada para formar canga e forma verdadeiros recifes que atingem o litoral antes da embocadura do Itabapoana”.

As areias, solos e detritos pleistocênicos — Os depósitos mais jovens, ainda em fase de acumulação em algumas partes do planalto paulista, são detritos (poeiras) e solos vermelhos e não areias; estas estão presentes, no entanto, em alguns locais, onde parecem ter sido derivadas de depósitos mais antigos de areias vermelhas sôltas

Este material é generalizado no oeste de Minas (Patos de Minas) e no leste de São Paulo (Campinas) onde ocorre em depressões protegidas, nas encostas, ou disseminado nos solos do planalto. Esses depósitos apresentam, aparentemente, uma distribuição devida à ação dos ventos.

Os detritos (poeiras) apresentam uma espessura de vários metros ao longo da estrada Campinas-Salto, onde estão depositados nas faldas e mesmo cobrindo parcialmente algumas elevações arqueanas próximas do rio.

De Campinas até depois de Monte Mor e outra vez em Itu, estes detritos arenosos cobrem tôda a área com uma espessura de vários metros. Um capeamento tão generalizado, cobrindo as partes mais elevadas bem como as encostas dos vales, deve ser relativamente recente, já que não é consolidado e apresenta poucos indícios de remoção pela erosão

Provavelmente, os detritos mais modernos ainda estão sendo acumulados, porém a fase inicial, quando os depósitos principais foram depositados, corresponde provavelmente à fase do Plioceno superior em que foram acumulados os primeiros depósitos em cavernas.

Em uma grande área do vale do São Francisco, a montante do curso inferior encaixado, bem como entre Juazeiro e Pirapora, MORAIS RÊGO (1936, p. 549) descreveu um jazimento de sedimentos incoerentes, arenosos, contendo certa proporção de lama, e com falsa estratificação. Aí se encontram camadas com traços de ação eólica, tendo MORAIS RÊGO denominado a êsse jazimento série das Vazantes. Os restos de mamíferos nesta série indicam idade pleistocênica.

Atualmente o rio escava estas camadas, se bem que anteriormente tenha depositado materiais da mesma *facies* sobre uma larga planície de inundação.

A deposição da série das Vazantes é sem dúvida uma consequência dos movimentos tectônicos de afundimento que, no Pleistoceno (ciclo de erosão post-Vellias), colocaram o fundo do vale abaixo do nível dos planaltos adjacentes.

Ainda na mesma região do São Francisco, próximo de sua grande curva para o leste, encontram-se os calcários superficiais (*calcretes*) descritos por BRANNER, (1911) e que foram depositados em duas fases, em ambiente de clima árido.

* * *

INDÍCIOS ENCONTRADOS NAS GRUTAS DA REGIÃO CENTRAL DE MINAS GERAIS

Importantes provas que vieram corroborar a geomorfologia do Plioceno e do Pleistoceno, acima esboçada, foram observadas na região cárstica do centro de Minas. As grutas que ocorrem nas proximidades de Lagoa Santa e Pedro Leopoldo foram escavadas por solução, durante longos períodos, abaixo do planalto terciário inferior devido ao ciclo Sul-Americano. É esta a origem normal desses sistemas de grutas (BRETZ, 1942) e, ao que é possível afirmar, estiveram cheias d'água durante todo o período de sua formação

Então, quando o ciclo de erosão Velhas iniciou sua ação ao longo do rio das Velhas e seus tributários e os vales foram escavados, no Plioceno, o lençol d'água desceu, acompanhando o aprofundamento dos rios e as inúmeras grutas abertas nos calcários da série Bambuí foram drenadas; quando um dos novos vales atingiu algumas grutas, estas foram abertas e drenadas

Muitas das grutas adquiriram, em seguida, no todo ou em parte, uma seqüência de depósitos que apresentam as mesmas unidades estratigráficas. Assim, em qualquer das grutas, a deposição foi feita segundo fatores regionais, possivelmente climáticos, em parte

Todos os autores que examinaram a seqüência concordam em que, sobre um estalagmite basal, ocorre um depósito de areia vermelha na qual ocorrem com abundância restos de mamíferos que são referidos ao Plioceno superior ou que, possivelmente, datam do início do Pleistoceno. Esta areia vermelha é coberta por estalagmites que datam da época principal de ornamentação das cavernas e apresenta-se profundamente calcificada. Os estalagmites mais pronunciados são, por sua vez, seguidos por uma camada de areia mais moderna ou "solo das grutas", muito menos impregnada de calcita e muitas vezes bastante incoerente, na qual ocorrem fósseis do Pleistoceno superior ou do Recente

Os estalagmites menores, ainda em formação, estão sobre a areia vermelha mais moderna, em alguns lugares, sem que sua ocorrência seja generalizada

LUND assinalou um tipo de acumulação difásica semelhante nas grutas de Lapinha, Confins, Lagoa Santa, Sete Lagoas e Maquiné e já em 1884 H. GORCEIX escrevia "os depósitos correspondem a duas épocas distintas: a mais antiga caracterizada pela presença de *Palaeocyon troglodites* e *Equus principalis*, e segunda por espécies que apresentam maior afinidade com a fauna atual *Equus aff. caballus* e o homem"

Nos dois tipos de depósitos de solos vermelhos e areias referidos, respectivamente, ao Plioceno superior e ao Pleistoceno superior, pudemos reconhecer imediatamente os dois lençóis arenosos da mesma idade que aparecem de modo tão generalizado sobre as respectivas superfícies de erosão no interior de Minas e São Paulo. Além disso, estão preservadas nas grutas as faunas respectivas que tanto fazem falta como elementos fósseis nos depósitos arenosos fora das grutas.

AS INFLUÊNCIAS DO CLIMA E DA ROCHA MATRIZ SÔBRE A PAISAGEM BRASILEIRA

Como foi dito acima, o principal elemento controlador do desenvolvimento da paisagem brasileira é representado pela seqüência de ciclos de desnudação que, pela regressão de escarpas e pedimentação, agiram sôbre a região durante o Mesozóico superior e o Terciário.

Êsses aplainamentos (ciclos) são resultantes de uma série de soerguimentos tectônicos correspondentes, que afetaram o subcontinente e que operaram de modo quase independente de variações climáticas especiais, seja na zona da costa, tropical úmida, ou no árido interior. Apenas alguns efeitos, sem maior importância, podem ser atribuídos aos fatores climáticos.

O menor espaçamento da drenagem na faixa costeira úmida da Bahia, por exemplo, dá lugar à formação de muitas elevações pequenas ao invés das cadeias de montanhas que são, muitas vezes, típicas do interior. Porém, as vertentes dos vales ainda são muito íngremes e as faldas das montanhas permanecem com a mesma inclinação que a das seiras.

DE MARTONNE (1940, p. 107) foi de opinião que as espetaculares feições morfológicas da zona costeira dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo se originaram, em grande parte, da ação de um clima tropical úmido.

Discordamos profundamente dessa opinião.

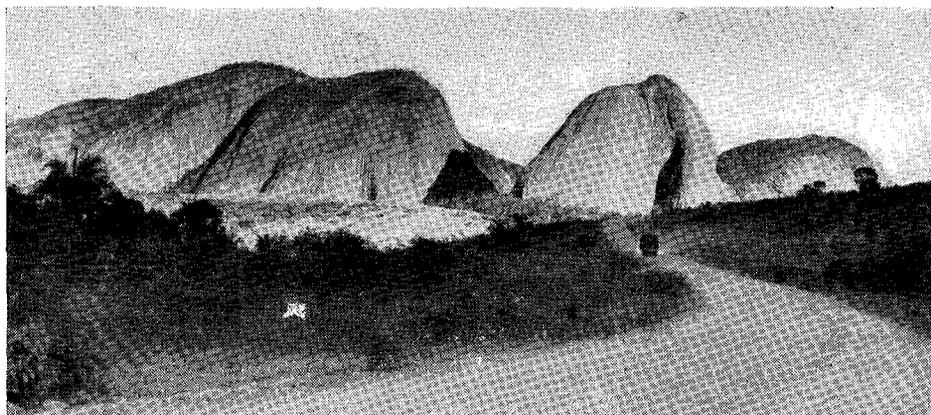


FOTO 18 — Paisagem de pontões ("bornhardts") próximo a Medina, norte de Minas

A paisagem característica dessa região, como se já visto, acha-se confinada à faixa de rochas plutônicas, inicialmente profundas e principalmente gnáissicas, que se estende do sul de São Paulo ao Espírito Santo, faixa esta na qual soerguimentos fortíssimos se deram em tempo geológico recente, seguidos pelo afundamento de cursos d'água suficientemente jovens para que segmentos de uma superfície aplainada anteriormente permanecessem sôbre muitas das cristas. Além disso, paisagens de pontões semelhantes ocorrem nas regiões de clima muito mais sêco no norte de Minas (Medina, Foto 18) e ao longo da estrada Rio-Bahia ao sul do rio Paraguaçu, na Bahia. Este tipo de paisagem é

também bem conhecido no interior semi-árido da África (Rodésia) onde constituem o resultado da profunda erosão de tipos de rochas caracteristicamente plutônicas. Os pontões ocorrem sob uma grande variedade de regimes climáticos, desde o tropical ao desértico.

A ausência de seixos e cascalhos em muitas áreas da parte sul da faixa de rochas plutônicas é atribuída por DE MARTONNE à decomposição, sob ação do intemperismo químico, das rochas gnáissicas. Em verdade, as rochas graníticas e gnáissicas muitas vezes se decompõem dêste modo, formando areia e não seixos como detrito, porém a ocorrência da esfoliação e de canelucas na superfície de muitos pontões mostra que a rocha não se decompõe prontamente.

A um observador vindo da África, todavia, a intensidade da decomposição no Brasil é digna de nota. Mesmo em muitas das superfícies mais modernas, como por exemplo ao longo do ribeirão São João, tributário do Jequitinhonha, em frente a Itaobim, a profundidade da camada decomposta, em encostas, excede 30 metros e atinge, algumas vezes, 50 metros abaixo da superfície.

Somente os tipos de rochas de excepcional resistência, tais os quartzitos Itacolomi, os itabiritos ou certos tipos gnáissicos, permanecem como afloramentos. De resto, uma profunda camada decomposta, para a qual uma espessura de vinte metros não é excepcional, ocorre em toda parte.

Esta profunda alteração, que impede o estudo das rochas sólidas, representou uma grande vantagem para a construção de estradas, onde profundos cortes foram escavados sem que fôsse necessário usar explosivos.

A velocidade de evaporação, combinada com o desenvolvimento de superfícies planas, mal drenadas, onde o aplainamento se mostra avançado, produziu muitas acumulações residuais de canga (*ferricrete*) e bauxita. A canga ocorre especialmente sobre rochas ricas em ferro, especialmente sobre itabiritos. A bauxita desenvolve-se sobre sienitos nefelínicos em *alkali*, como no local em que rochas dêste tipo são cortadas pela superfície Sul-Americana próximo de Poços de Caldas. A secção que ali ocorre revela, abaixo de um metro de canga, dois metros de caulim e então 6 a 8 metros de bauxita. A mudança de um para outro tipo mineralógico é abrupta.

Depósitos residuais dêste tipo ocorrem principalmente sobre as superfícies aplainadas pelos ciclos Gondwana e Sul-Americano, sendo resultado tanto de um forte aplainamento e da má drenagem, quanto de alta evaporação.

Um grupo especial de feições resultantes de modificações climáticas deve ser, ainda, assinalado. Sobre a massa montanhosa do Itatiaia, tanto DE MARTONNE (1940) quanto RICH (1953) assinalaram os vales em forma de U, depósitos de morainas e superfícies rochosas com mamilonamento uniforme devidos à glaciação pleistocênica. Tive oportunidade de confirmar essas ocorrências e concordo com a opinião daqueles autores (Foto 19).

Infelizmente, como a região do pico da Bandeira estava recoberta de pesadas nuvens na ocasião em que ali passei, outras feições semelhantes na fronteira de Minas com o Espírito Santo não puderam ser observadas.

A influência da rocha matriz e de estruturas antigas sobre a topografia varia muito, de um local para outro, principalmente pela relação das estruturas antigas com os ciclos de desnudação modernos.

Se agirem durante o tempo suficiente, os ciclos de desnudação cortam indistintamente os tipos de rochas resistentes e não resistentes, obliterando quaisquer aspectos topográficos devidos à estrutura que possam ter sido formados no início da ação do ciclo. Através de áreas mesmo da mais variada composição geológica e estrutura, desenvolve-se uma vasta planície que corta igualmente tôdas as formações.

Uma paisagem de tal tipo desenvolveu-se em quase todo o Brasil oriental durante o Terciário inferior e seus remanescentes ainda estão preservados em muitos locais como nas vastas chapadas que se elevam sôbre os vales produzidos pela erosão no Terciário superior (Foto 1). Raramente quaisquer elevações aparecem acima do nível das chapadas a não ser por montes isolados constituídos pelos resistentes quartzitos da série Itacolomi (Foto 1).

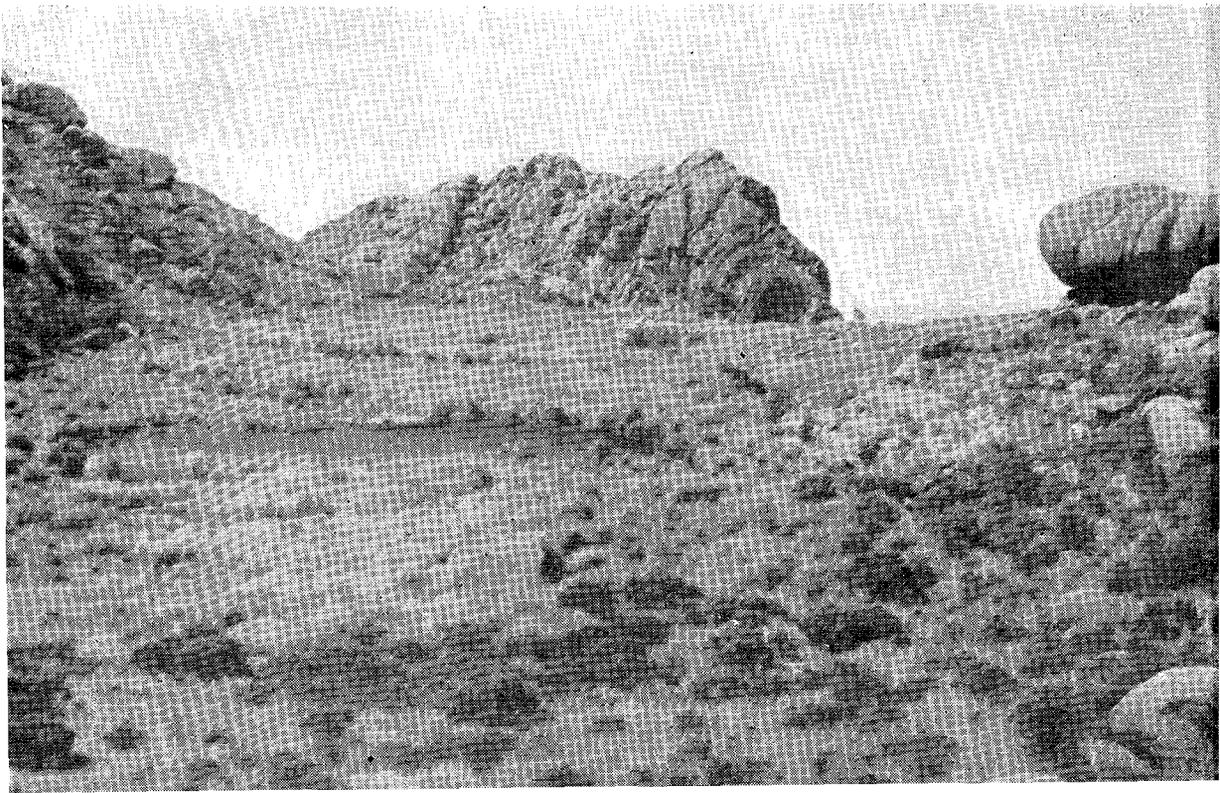
Estas rochas, sempre que aparecem, possuem excepcionais qualidades de resistência, e freqüentemente constituem os únicos acidentes do relêvo acima da superfície Sul-Americana.

A maior parte da serra Geral (serra do Espinhaço) de Minas Gerais alinha-se ao longo de afloramentos do quartzito Itacolomi (como peito de Gão Mogol) e, ocasionalmente, alguns detalhes da paisagem apresentam íntima conformidade com o jazimento dos quartzitos. A serra do Ambrosio, por exemplo, exhibe feições cada uma das quais segue a estrutura.

Em Sergipe, a vertente oriental da serra de Itabaiana apresenta conformidade com o mergulho da formação, sendo possível citar muitos outros exemplos.

A região montanhosa ao sul de Belo Horizonte é definida, quase exatamente, pelo afloramento de séries algonquianas em meio ao Arqueano.

FOTO 19 — Pequeno lago e borda de um "circo" na paisagem glacial do Itatiaia



Por outro lado, não é raro encontrar vales que se acham alinhados segundo zonas de rochas mais fracas pertencentes ao sistema antigo; D GUMARÃES (1951, p. 48) menciona que, a sudoeste de Caeté, os rios correm em profundos *canyons* cujas direções são controladas por estruturas antigas. Sempre que rochas gnáissicas, aparentemente de origem profunda, foram trazidas à superfície e dissecadas por um ciclo de erosão, as características formas arredondadas dos pontões (*bornhardts* ou pães-de-açúcar) produzem o tipo de paisagem pelo qual o Rio de Janeiro é famoso. O mesmo tipo de paisagem repete-se abundantemente ao longo das fronteiras do Espírito Santo com Minas Gerais (Foto 20) e em outras áreas.

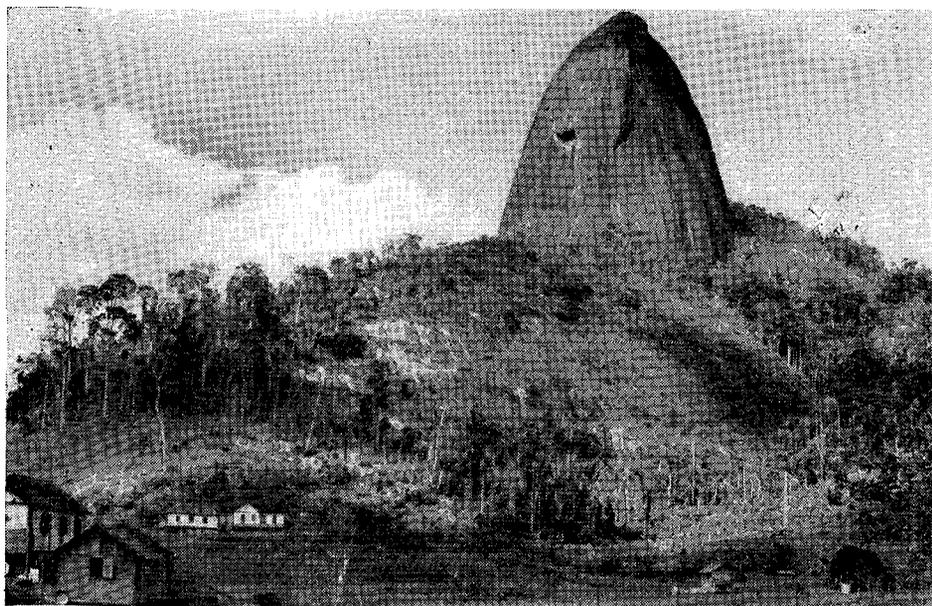


FOTO 20 — *Típico pontão gnáissico, próximo a Águia Branca, Espírito Santo*

LANEGO (1938) discutiu com propriedade os tipos de rocha que conferem aos pontões sua distribuição, e revisou as várias hipóteses que pretendiam explicar as maravilhosas escarpas e pontões do Rio de Janeiro: expansão térmica, clivagens tectônicas, ação bioquímica de líquens, etc

Para a região africana, KING (1948, p. 83) relacionou a ocorrência dos pontões “aos processos concomitantes de pediplanação (regressão de escarpas e pedimentação) agindo sobre rochas apropriadas, e segundo uma história geológica que inclui o rejuvenescimento do relevo”

Em especial, “os pontões só são desenvolvidos em rochas de origem plutônica. Estes dois estudos, que se completam, são certamente conclusivos: os pontões são feições morfológicas de desnudação, na juventude, que refletem intimamente a estrutura geológica regional.

Existem muitas áreas no Brasil em que ocorrem pontões, das quais as seguintes podem ser citadas: na cidade do Rio de Janeiro, em Vitória, ao norte e a oeste de Feira de Santana, ao sul do Paraguaçu, na estrada Rio-Bahia, e, ainda, ao longo da fronteira Minas-Espírito Santo. Esta distribuição mostra que os pontões não são relacionados a um único ciclo de desnudação, aparecendo

sobre as superfícies cíclicas Sul-Americana, Paraguaçu e Velhas, sempre em fase de juventude em relação ao ciclo correspondente e sobre a rocha matriz apropriada, isto é, gnáissica.

O grande afloramento de rochas calcárias da série Bambuí (siluriana) favoreceu o desenvolvimento da drenagem subterânea e da topografia cárstica da região central de Minas. A importância desses sistemas de grutas para a geomorfologia já foi assinalada.

OBSERVAÇÕES REGIONAIS

Com a seqüência de ciclos alternantes de agiadação e desnudação responsáveis pela evolução da paisagem brasileira, sempre presente, e com a atenção voltada para as feições especiais e para as irregularidades introduzidas por fatores devidos ao clima ou à rocha matriz, podemos agora examinar várias das regiões observadas durante as viagens citadas na introdução deste trabalho

O triângulo Belo Horizonte — Pirapora — Presidente Olegário

Ciclo de desnudação velhas: Esta região é atravessada por grandes rios que correm em direção ao norte: os rios do Sono, Abaeté, São Francisco, Paraopeba e Velhas, todos correndo em amplos vales de fundo plano que apagaram a maior parte dos indícios dos ciclos de erosão anteriores. No sul, o ciclo fluvial atual (ciclo Velhas) é principalmente representado por pequenos vales, porém, à medida que os rios aumentam em tamanho, para o norte, os vales alagam-se, dando lugar a amplas planícies com vários quilômetros de largura. Estas planícies acham-se bem representadas a montante da confluência do rio das Velhas com o São Francisco, porém são ainda mais típicas ao longo do Paracatu, onde se estendem do rio até uma área montanhosa do mesmo ciclo, em Canabruva. Finalmente, o ciclo termina em Olho d'Água próximo aos morros dos Dois Irmãos (Foto 21)

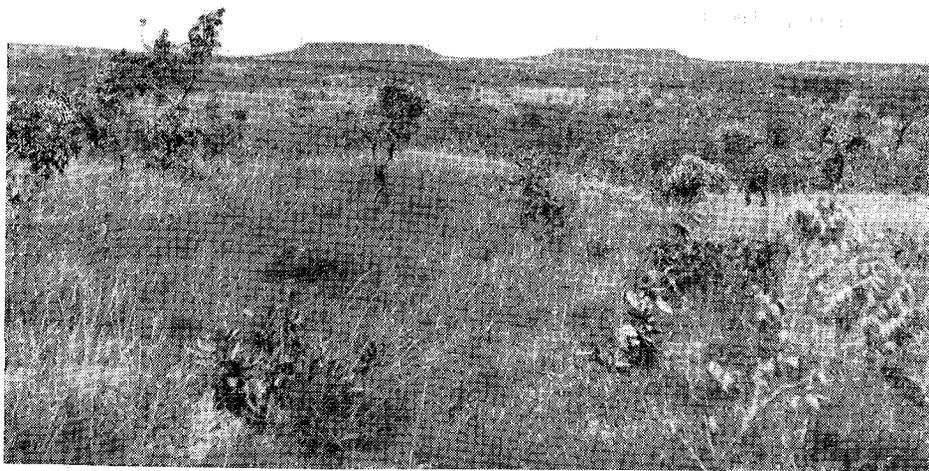


FOTO 21 — Os Dois Irmãos dois morros truncados pelo ciclo Gondwana e apresentando capoeira de areias vermelhas cretáceas, próximo a Pinheiro, Minas Gerais

A diferença de nível apresentada pelos fundos de vales é de 700 metros, ao sul, até bem mais do que 470 metros em Pirapora, no São Francisco, representando um declive de menos de um metro por quilômetro.

Como os rios ainda não eliminaram tôdas as irregularidades de seus cursos e são capazes, na maioria dos casos, de provocar ainda a degradação de seus leitos e a diminuição do seu gradiente, esta declividade (a diferença de nível acima referida) é provavelmente a original e não fornece nenhuma indicação quanto a uma inclinação para o norte em época recente

No rio São Francisco, em Pirapora, ocorre um rápido que marca o limite de navegação para os vapores que ali operam. A jusante dêste ponto, o declive é muito pequeno através dos depósitos que margeiam o rio (série das Vazantes) e que ocupam a fossa tectônica do São Francisco.

Ocorrem, também, muitos lagos ao longo do rio. Estas feições de agiação são aparentemente posteriores ao ciclo Velhas.

Ciclo Sul-Americano: Nas proximidades de Belo Horizonte (na área da Pampulha) os pequenos divisores locais foram cortados concordantemente a uma altitude um pouco acima de 800 metros. Esta concordância representa o aplainamento devido ao ciclo Sul-Americano e aparece a cerca de 30 metros, sobre os fundos dos vales dos menores cursos d'água.



FOTO 22 — Vista para leste tomada do morro Santa Helena (ciclo Gondwana), vendo-se Sete Lagoas e o uniforme aplainamento Sul-Americano a cerca de 700 metros, dissecado por vales do ciclo Velhas.

Assim como os fundos dos vales, as cristas diminuem em altitude para o norte, tendo 745 metros em Campanha e 730 próximo a Pedro Leopoldo, altitude esta com a qual a superfície (Foto 22) continua para o norte até além de Cordisburgo e Curvelo, onde exhibe um aplainamento quase perfeito, a 680 metros, que atinge muitos quilômetros em tôdas as direções (Foto 23).

Poucos são os remanescentes do ciclo Gondwana que permaneceriam sobre a superfície nessa área, sendo o único resíduo importante o morro da Garça, isolado do planalto por vales do ciclo Velhas.

Ao norte de Várzea das Palmas, em ambas as margens do rio das Velhas, a superfície Sul-Americana formou planaltos que apresentam concordância a

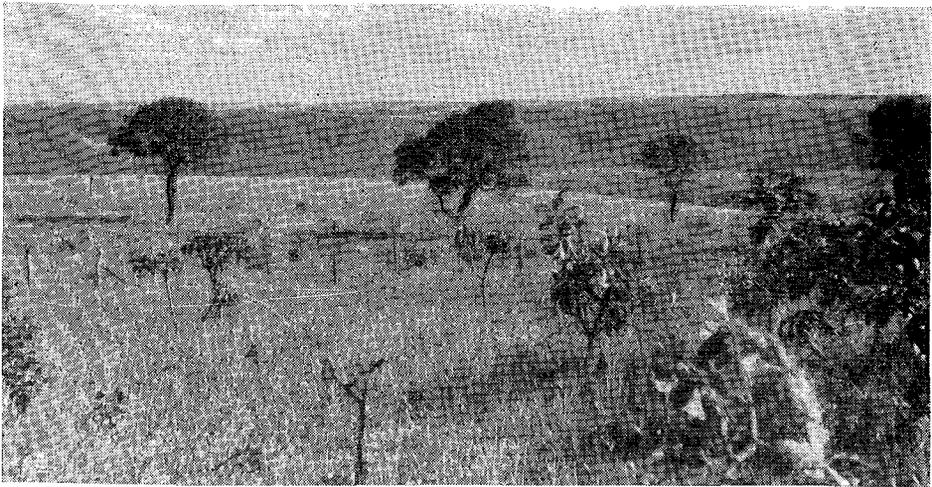


FOTO 23 — O uniforme planalto do ciclo Sul-Americano (680 metros) próximo a Morro da Garça e Curvelo, dissecado por vales do ciclo Velhas

680 metros e leitos de seixos à superfície constituindo ocorrências locais. Os seixos são de arenito cretáceo e calcário Bambuí. Estes planaltos descem por escarpas abruptas (do ciclo Velhas) até o aplainamento do fundo dos vales, apresentando-se os dois ciclos, aqui, bem individualizados.

Os solos do planalto são bastante pulverulentos devido às rochas argilo-calcárias da série Bambuí e a superfície acha-se juncada de cristais de quartzo libertados pela erosão. Localmente, aparecem depósitos de óxido de ferro pisolítico residual.

Em torno de João Pinheiro, a superfície Sul-Americana aparece a 800 metros sobre o divisor soerguido entre o Rio Grande e o São Francisco, e a mesma situação ocorre em Patos de Minas; ao sul desta localidade os ciclos Sul-Americano e post-Gondwana separam-se, divergindo em altitude em direção ao sul.

Tanto em João Pinheiro quanto em Patos de Minas ocorrem areias vermelhas sobre a superfície Sul-Americana.

Nos vales dos grandes rios, como o São Francisco, Pará e Paraopeba, a oeste de Belo Horizonte, o principal ciclo é o das Velhas, porém acima dele permanecem inúmeras elevações residuais truncadas pelo aplainamento Sul-Americano, e algumas dessas elevações ainda apresentam remanescentes mais antigos devidos ao ciclo post-Gondwana (como próximo de Araújo). Enquanto os fundos dos vales principais encontram-se geralmente a 600 metros de altitude, os remanescentes da superfície Sul-Americana elevam-se de 700 metros, a leste da serra da Saudade, a 730 metros em Araújo, 740 metros próximo a São Gonçalo do Pará, 800 metros próximo a Pará de Minas e acima de 800 metros em Belo Horizonte.

Ciclo Post-Gondwana: Nos municípios do sul, nas proximidades de Campanha e, para oeste, em Pará de Minas e na direção de Araújo, aparecem numerosos morros residuais que apresentam encostas côncavas e que são encontrados freqüentemente sobre a superfície Sul-Americana. A maior parte desses morros residuais não atingem uma altura suficiente para apresentarem vestígios extensos do aplainamento post-Gondwana, porém a concordância de

nível dos topos é muito bem marcada e permanecem alguns indícios que permitem que se admita a presença de uma antiga planície nesta área, provocada por aquele ciclo. Nos arredores de Campanha, onde os morros residuais aparecem a 885 metros (140 metros de altura sobre a superfície Sul-Americana), e próximo a Pedra Leopoldo, onde se acham um pouco abaixo de 800 metros, apresentando ocasionalmente depósitos de cascalho antigo, a superfície post-Gondwana atingiu uma intensidade de aplainamento muito maior do que a observada nos ciclos Sul-Americano e Velhas, que a sucederam, e que não foram além da formação de terraços e vales. É, portanto, possível, que a superfície post-Gondwana constitua aqui a superfície fundamental. De qualquer modo, a superfície apresenta alguns testemunhos (cerca de 30 metros de altura) que mostram que o aplainamento mais antigo não foi provocado pelo ciclo Gondwana, mas sim pelo ciclo post-Gondwana.

Para o norte, as superfícies post-Gondwana e Sul-Americana convergem rapidamente até que, na altura de Sete Lagoas, transformam-se, virtualmente, em uma única superfície.

Essa junção é completa antes de Corinto e daí em diante, para o norte, os dois ciclos se acham combinados no magnífico planalto, já descrito, que se apresenta ao norte de Cuiabá com a altitude de 680 metros. Não existe aí nenhum indício de um aplainamento devido exclusivamente ao ciclo post-Gondwana.

As mesmas condições repetem-se exatamente a oeste. Ao longo da serra da Saudade, o topo acha-se cortado pelo ciclo post-Gondwana, enquanto a superfície Sul-Americana forma terraços sobre os flancos da serra a bem mais de 800 metros (a altitude da mesma superfície em Belo Horizonte). O ciclo post-Gondwana também forma a área montanhosa que ocorre, para noroeste, ao longo do divisor com o rio Grande (Foto 24), enquanto o ciclo Sul-Ameri-



FOTO 24 — A superfície post-Gondwana do oeste de Minas; vista do topo do planalto Gondwana a sudoeste de São Gotardo, Minas Gerais

cano só aparece formando terraços mais abaixo. Então, além de Patos de Minas, as duas superfícies cíclicas convergem e se transformam em uma única superfície na altitude de 790-800 metros. As mesmas condições prevalecem abaixo de Presidente Olegário e próximo de João Pinheiro.

A forte inclinação para o norte apresentada pela superfície post-Gondwana nesta área talvez sugira a existência de uma época durante a qual os maiores rios escavaram seus cursos em direção ao norte, transversalmente em relação à estrutura, que tem direção leste-oeste, estrutura esta que é responsável pela disposição da serra Azul, a não ser que esta direção dos cursos d'água para o norte não tenha ocorrido antes que a própria superfície Gondwana fôsse inclinada, na mesma direção, durante o Cretáceo superior.

Ciclo Gondwana — Na região em estudo, a superfície Gondwana aparece principalmente a oeste, próximo do divisor entre os rios São Francisco e Grande, onde forma um longo aplainamento de topos capeados por areias vermelhas de idade presumivelmente cretácea. Iniciando-se a poucos quilômetros ao sul de Guarda dos Ferreiros (ao sul deste ponto a superfície foi inteiramente destruída pela ação do ciclo post-Gondwana), a uma altitude de 1 160 metros, esta superfície perfeitamente aplainada (Foto 7) inclina-se gradualmente para o norte até atingir a cota dos 1 100 metros próximo de Carmo do Paranaíba. A perfeição do aplainamento, que se estende por muitos quilômetros em redor, sugere que a superfície talvez seja em parte pré-Botucatu, tendo sido reaplainada no ciclo Gondwana. Procuramos encontrar afloramentos do arenito Botucatu; não foi possível identificá-los nessa área, porém, de qualquer modo, é muito difícil distinguí-los dos depósitos de areias vermelhas cretáceas. Em Pião, a poucos quilômetros ao norte de Carmo do Paranaíba, a superfície Gondwana apresenta uma camada superficial laterítica (limonita) de cerca de 10 metros de espessura. O depósito é residual, com estrutura tubular vertical característica.

Além de Presidente Olegário a continuidade da linha de cristas é quebrada e apenas pequenos remanescentes do aplainamento Gondwana, cortados nas rochas da série Bambuí e sem o capeamento de areias, aparecem a cerca de 1 000 metros sobre o nível do mar. Ao norte, porém, aparece a chapada da Ponte Fina, a 960 metros. O capeamento de areia é de, pelo menos, 100 metros ao norte e com certeza inclui, na parte superior, depósitos pleistocênicos, se bem que a parte inferior seja provavelmente cretácea. Para nordeste, sobre um divisor secundário, ergue-se a serra dos Alegres, um longo aplainamento de cristas que apresenta depósitos arenosos sobrejacentes; porém, ainda ao norte, além da latitude de João Pinheiro, os únicos remanescentes da superfície Gondwana são os morros geminados, os Dois Irmãos (Foto 21), capeados por areia vermelha de idade presumivelmente cretácea. Daí em diante os ciclos posteriores se sucedem até o rio Paracatu.

Em outras áreas da região aparecem remanescentes da superfície Gondwana, principalmente no norte e no sul. Se bem que ocorram, como foi mencionado, sobre a região montanhosa ao sul de Belo Horizonte, a rápida descida do terreno aos níveis mais baixos, nas vizinhanças dessa cidade, confirma que nenhum remanescente da superfície Gondwana aí permaneceu. A superfície, todavia, desce mais abruptamente para o norte do que os terrenos traba-

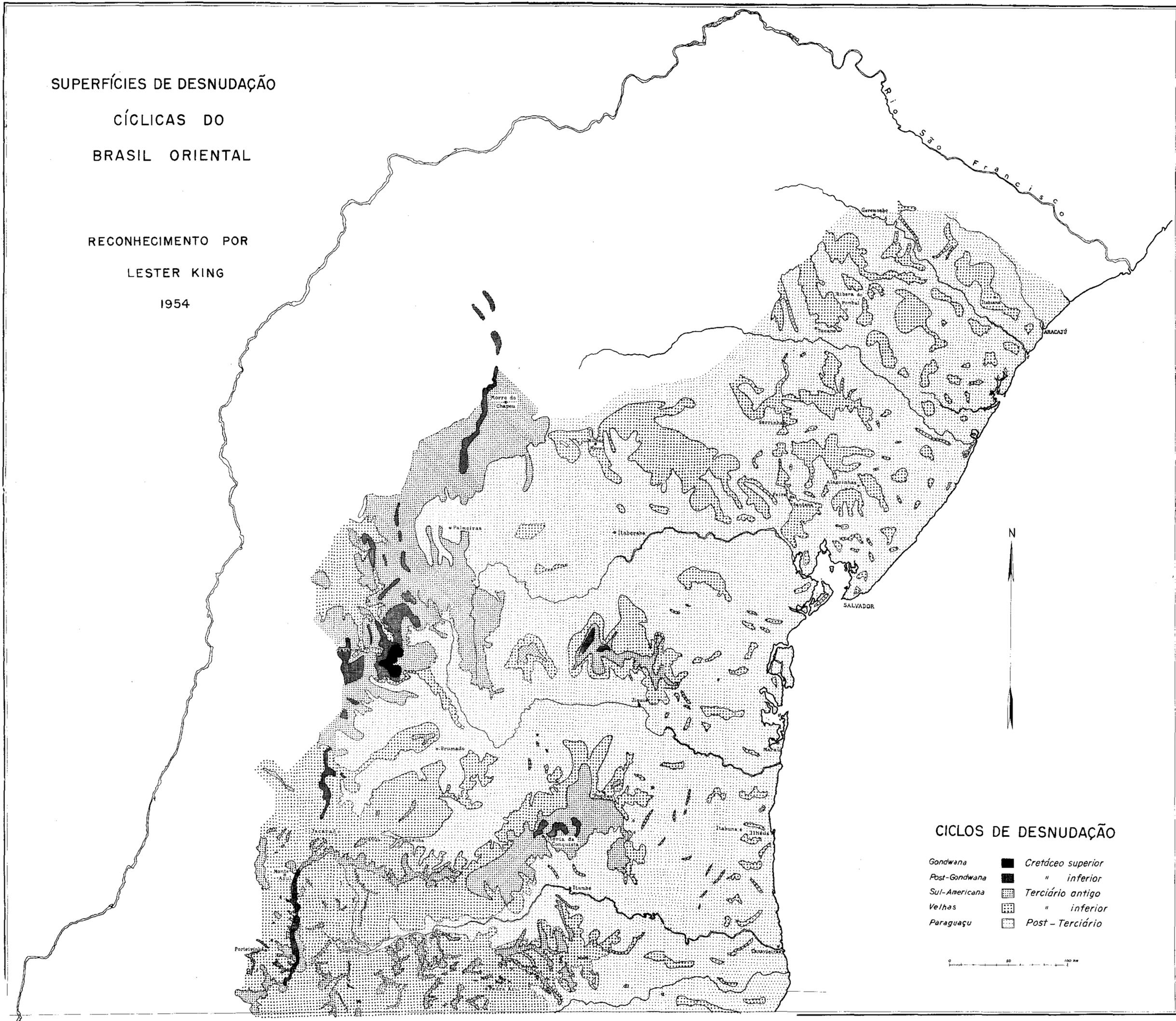
SUPERFÍCIES DE DESNUDAÇÃO

CÍCLICAS DO
BRASIL ORIENTAL

RECONHECIMENTO POR

LESTER KING

1954



CICLOS DE DESNUDAÇÃO

- | | | |
|----------------------|---|--------------------------|
| <i>Gondwana</i> | ■ | <i>Cretáceo superior</i> |
| <i>Post-Gondwana</i> | ■ | " <i>inferior</i> |
| <i>Sul-Americana</i> | ▨ | <i>Terciário antigo</i> |
| <i>Velhas</i> | ▨ | " <i>inferior</i> |
| <i>Paraguasu</i> | ▨ | <i>Post-Terciário</i> |

0 50 100 km

lhados pelos ciclos posteriores, de modo que a superfície Gondwana reaparece em Sete Lagoas. Ao norte da cidade acha-se um grande morro (morro Santa Helena, que representa o final de uma longa crista orientada para o norte) que apresenta um aplainamento típico da superfície Gondwana a aproximadamente 1000 metros e vales e terraços posteriores (presumivelmente post-Gondwânicos) que avançam sobre seus flancos a 780 metros. Estas últimas formas cíclicas correspondem ao desenvolvimento de cristas post-Gondwânicas generalizado a sudoeste de Sete Lagoas.

Ao norte de Contria, duas grandes serras (serra de Santa Rita e serra do Cabial) apresentam o aspecto de planaltos elevados, orientados em direção norte-sul, que atingem altitudes de aproximadamente 950 metros, elevando-se tanto da superfície Sul-Americana, a 680 metros, ou diretamente dos fundos dos vales ciclo Velhas, posterior, que constitui, localmente, a superfície mais desenvolvida.

A superfície superior da serra de Santa Rita inclina-se para o norte e é coberta por areias vermelhas produzidas pela erosão de arenitos aos quais é atribuída idade cretácea (OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943, p. 522). A superfície do planalto apresenta um ângulo de 8 graus com as camadas da rocha subjacente. No nível geral do planalto acham-se encaixados alguns vales cuja profundidade é de cerca de 70 metros. Estes vales freqüentemente contêm depósitos de seixos de quartzo de 2 a 5 centímetros de diâmetro, e de arenito, com 1 diâmetro de 10 a 20 centímetros. Os seixos de quartzo apresentam-se bem rolados e, evidentemente, foram transportados de uma distância considerável. Todos esses seixos, todavia, provêm da série Banbuí, e nenhum da série Minas, mais distante. Os seixos de arenito, por outro lado, são menos arredondados e provavelmente não foram transportados a uma distância maior do que 5 quilômetros o que indicaria um tipo terrestre Botucatu ou cretáceo; os grãos são bem individualizados e alguns se apresentam arredondados, como se tivessem sido trabalhados pelo vento.

A abertura dos vales e depressões rasas pode ser, assim, refeita provisoriamente ao fim do Cretáceo ou ao Paleoceno (como em Itaboraí).

Ao norte de Pirapora, pequenos remanescentes do aplainamento Gondwana ainda podem ser observados sobre o pico Cabeça da Onça e na serra do Jatobá, porém testemunhos de muito maior envergadura ocorrem sob a forma de topos planos na chapada dos Gerais e sua ramificação, a serra do Morro Vermelho; esta chapada, bem como seu prolongamento, são capeados por extensos leitos de areia vermelha que apresentam, por vezes, camadas de cascalho na base. Como o capeamento da serra de Santa Rita, este sobrejuntamento pode ser considerado, de acordo com os conhecimentos atuais, de idade cretácea superior.

A região montanhosa ao sul de Belo Horizonte

Os limites dessa região montanhosa, ao norte, sul, leste e oeste, são abruptos e correspondem à ocorrência de rochas algonquianas (GUIMARÃES, 1951). Estas rochas, comparadas às arqueanas, apresentam especial resistência à erosão, como pudemos verificar na serra do Curral, ao sul da cidade. O limite sul acha-se ao longo do rio Maynard. Esta região montanhosa mede 50 quilômetros

de leste a oeste e 75 de norte a sul; os acidentes que definem os quatro quadrantes, são os seguintes: a serra da Piedade a nordeste, o Caraça a sudeste, a serra do Ouro Branco a sudoeste e, finalmente, a serra Azul a noroeste.

Não existem provas de que essa área tenha sido atingida por falhas, apesar de sua forma retangular. Mesmo a face sudeste da serra do Caraça (700 metros de altura) (Foto 12) parece ser unicamente produto de desnudação, sendo a serra constituída por quartzitos Itacolomi muito duros e as áreas mais baixas adjacentes por xistos da série Minas, muito menos resistentes. A presença das superfícies cíclicas Gondwana, na parte superior, e Sul-Americana, na base, vem ao encontro do nosso ponto de vista, já que essas superfícies não mostram qualquer deslocamento ou perturbações tectônicas locais.

A região consiste de altas cristas (1 400 metros e mais) e profundos vales (Foto 25), na maioria orientados em direção norte-sul.

Os flancos das cristas apresentam-se freqüentemente escalonados e com terraços produzidos por ciclos de desnudação parciais, e os seus contornos ou são uniformes ou suavemente ondulados, indicando que em determinada época mesmo as mais altas cristas foram cortadas por um ciclo de erosão (Foto 26). Assim, essa região montanhosa deve sua forma atual principalmente à abertura de vales, ao que se seguiram de modo intermitente repetidos levantamentos desses terrenos.

As cristas mais altas, como nas das serras do Cumal, do Ouro Fino, da Máquina e da Moeda, mostram dissecação posterior em muitos pontos, porém sua forma primitiva deve ter sido extremamente uniforme.

Quando a superfície coucou através do itabirito, apresenta uma camada de 10 metros de canga ou óxido de ferro laterítico que é explorada como minério de ferro em alguns locais. Essa camada de canga ou é côr de ocre e pulverulenta ou extremamente dura e cimentada. Em alguns locais é muito pura, em outros apresenta grande quantidade de fragmentos de outras rochas. No local em que a



FOTO 25 — Vista para o sul da estrada entre Caeté e Sabará, mostrando a escarpa dissecada abaixo do aplainamento post-Gondwana



FOTO 26 — Vista para sudeste do vale superior do rio das Velhas, mostrando o aplainamento de tópo Gondwana sobre a serra do Ouro Fino, a superfície post-Gondwana da região montanhosa e vales que podem ser referidos aos ciclos de erosão Sul-Americano e Velhas



FOTO 27 — O planalto dissecado do ciclo Gondwana visto para sudeste, em direção ao Caraça, da estrada (1 680 metros) para Gandarela

estrada para Gandarela, por exemplo, atravessa a serra da Máquina, a 1 635 metros (Foto 27) o aplainamento de tópo (Gondwana) acha-se recoberto por uma espessa camada de canga que é explorada como minério de ferro enriquecido.

Quando esse capeamento é bastante compacto, as encostas abaixo são protegidas da erosão e muito íngremes. Algumas, medidas a clinômetro, apresentam uma inclinação de 60°.

Em alguns pontos ocorre, ainda, um resíduo que contém certa porção de alumínio; porém, a porcentagem de óxido férrico é muito alta, não se tratando, portanto, de bauxita.

Estas altas cristas representam a *superfície cíclica Gondwana* que, na sua posição atual, inclina-se gradualmente de sul para norte. Não existe dúvida quanto a ser o aplainamento de tópo uma forma de erosão. Esse aplainamento corta claramente formações algonquianas de forte meigulho, em tôdas as direções; ainda mais, não apresenta um relêvo perfeitamente plano mas sim suavemente ondulado e que pode atingir cêrca de 100 metros. As encostas dêsse relêvo apresentam-se côncavas na parte inferior e convexas na superior. Os pedimentos não são claramente definidos; ocorrem, no entanto, muitas depressões pequenas sem drenagem.

Consideramos a possibilidade de que essas cristas mais elevadas pudessem incluir alguns elementos da superfície triássica (pré-Botucatu), porém a ausência de remanescentes do arenito Botucatu bem como a conformidade da superfície Gondwana como causadora do aplainamento de tópo, são as razões que nos levam a considerar as linhas de cristas como produzidas unicamente por esta superfície (Gondwana).

A altitude da superfície Gondwana nesta região é considerável: 1 400 metros na serra do Curial, atingindo quase 2 000 metros no Caraça.

O *planalto post-Gondwana* (Fotos 25 e 26) — Este planalto apresenta-se como um terraço elevado, em geral incompletamente aplainado, sôbre os flancos das serras e como pequenos vales e depressões na superfície Gondwana, mais antiga. É um aspecto muito generalizado, formando as linhas de cristas dos divisores secundários e subdivisores, onde destruiu o aplainamento Gondwana, mais antigo. Assim, da estrada entre Belo Horizonte e Santa Bárbara a superfície post-Gondwana é observada, muito bem desenvolvida, ocupando a maior parte da área montanhosa que se estende para o sul. Na estrada, a superfície está a cêrca de 1 000 metros e prolonga-se para leste. Nas proximidades de Caeté ocorrem numerosos remanescentes do tipo *inselberg* que estão sôbre o planalto post-Gondwana mas que não atingem a altitude do aplainamento Gondwana, a não ser em Gongo Sôco, onde são limitados por magníficas escarpas, como a serra da Piedade, e onde se eleva a mais de 350 metros acima do planalto post-Gondwana. A descida é rápida, dos flancos dessa serra até as feições provenientes do ciclo Sul-Americano e Velhas que ocorre nas cabeceiras do rio Doce.

Em Itabrito a altitude do planalto post-Gondwana é da ordem de 1 200 metros, aproximadamente 400 metros abaixo do aplainamento Gondwana. A oeste da rodovia entre Belo Horizonte e o Rio de Janeiro, a altitude é de 1 100 metros, com o aplainamento Gondwana cêrca de 300 metros acima, de modo que um basculamento dessa região parece ter ocorrido entre as duas fases de aplainamentos cíclicos.

Nas cabeceiras do rio Doce a superfície Sul-Americana acha-se a 890-900 metros sôbre terraços abaixo do Caraça e em Baião de Cocais, sendo a ocorrência de canga generalizada nas duas localidades, explorada em Baião de Cocais como minério de ferro enriquecido (Foto 13).

Nas cabeceiras do rio das Velhas, o ciclo Sul-Americano é representado por terraceamentos que estão a 900 metros de altitude, mas que não são generaliza-

dos na área montanhosa que permaneceu, durante todo o Terciário, como uma zona elevada que escapou à ação do aplainamento

São importantes, no entanto, como o ciclo atual do rio das Velhas e nos afluentes do rio Paraopeba ao sul da região montanhosa, as feições do ciclo de erosão Velhas. Como é testemunhado pela abundância de rápidos e outras irregularidades dos talvegues, este ciclo, que ainda se encontra em fase de juventude, escavou vales de paredes abruptas e com profundidades de 200 e mais metros abaixo do terraço do ciclo Sul-Americano. De passagem, observamos a curiosa captura (Fig 5) do ribeirão Mata-Porcos, que anteriormente desaguardava no Paraopeba, pelo rio das Velhas

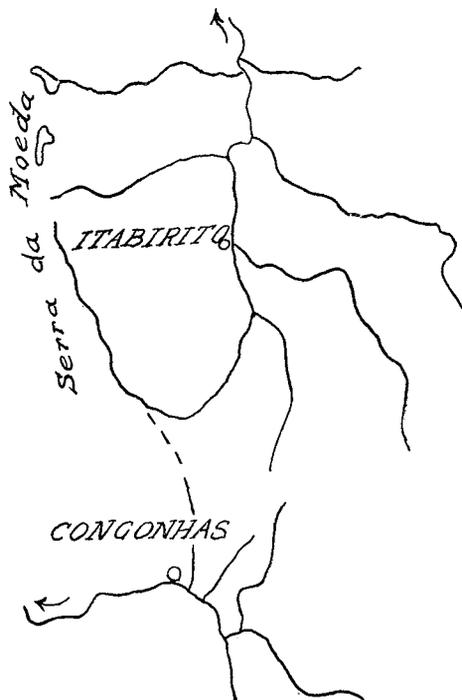


Fig 5 — Disposição da drenagem ao sul de Itabirito mostrando a captura do ribeirão Mata-Porcos pelo rio das Velhas

A Secção Curvelo — Sete Lagoas — Belo Horizonte — Rio de Janeiro

Ficou claro, pelo exposto, que em Minas Gerais as várias superfícies cíclicas de desnudação mergulham regionalmente para o norte, e que as mesmas convergem na mesma direção a partir de um espaçamento vertical máximo, mensurável ao sul da área montanhosa. As relações entre as diversas superfícies podem, assim, ser esclarecidas pela descrição de uma secção norte-sul, de Curvelo ao Rio de Janeiro, secção esta na qual a paisagem é cada vez mais magnífica

Próximo a Curvelo, apenas duas unidades cíclicas ocorrem: a superfície Sul-Americana, a 680 metros, e os vales, profundamente encaixados, do ciclo Velhas que, ao longo do rio das Velhas apresenta a altitude de cerca de 550 metros (Foto 23). Os dois níveis elevam-se gradualmente para o sul até Sete Lagoas, uma cidade que está a 700 metros (?) abaixo da superfície Sul-Americana, que atinge, nessa área, 780 metros. Para oeste, paralelamente à estrada, ergue-se a serra do Funil, cuja crista é bastante uniforme; nesta serra a superfície Gondwana, elevando-se em direção ao sul, atinge 980 metros no morro Santa Helena, que forma a extremidade sul da serra, sobre Sete Lagoas (Foto 22).

A região entre Sete Lagoas e Belo Horizonte apresenta grande número de vales do ciclo Velhas, porém ali também ocorrem numerosos planaltos e cristas que conservam a altitude da superfície Sul-Americana. Em Belo Horizonte, que se acha em parte sobre a vertente norte da serra do Curral, onde a superfície Sul-Americana termina na montanha, as altitudes são de 785 metros para o ciclo Velhas e 815 metros para as cristas cortadas pelo ciclo Sul-Americano (Foto 3). Nesta parte da secção não sobrevive nenhum indício da superfície Gondwana,

que foi completamente destruída; todavia, claras indicações de um ciclo post-Gondwana são encontradas, ciclo este que cortou testemunhos que estão sobre o planalto do ciclo Sul-Americano. Próximo a Campanha esses testemunhos estão a 885 metros.

Ao sul de Belo Horizonte, a altitude eleva-se rapidamente, atingindo-se uma superfície post-Gondwana a 1 100 metros, com a crista (ciclo Gondwana) da serra da Moeda (cêrca de 1 400 metros) a oeste da rodovia. Esses dois aplainamentos se elevam gradualmente para o sul, sendo que o nível post-Gondwana atinge 1 300 metros na estrada. Além desse ponto, a estrada desce o longo vale (ciclo Sul-Americano) do ribeirão Mata-Porcos que, como mencionamos, foi captuado, durante o ciclo Velhas, pelo próprio rio das Velhas.

Na direção de Conselheiro Lafaiete, a região montanhosa termina por uma elevada escarpa de direção leste-oeste. Se bem que uma falha seja sugerida pelo grande desnível e pelo alinhamento dos cursos dos ribeirões Maranhão, Ouro-Branco e Maynait, não foi, até o momento, comprovada, e a escarpa bem poderá ser uma forma de erosão; do mesmo modo, os ribeirões citados podem ser partes de um antigo tributário do rio Grande. Nos arredores de Congonhas e Conselheiro Lafaiete, é possível que existam várias outras captuas de antigos afluentes do rio Grande pelos rios Paraopeba e Pará.

Ao sul da região montanhosa aparece a paisagem sobre a qual influíram dois ciclos: a superfície Sul-Americana, dissecada por vales do ciclo Velhas e com um relevo de muito menos de 100 metros de altura. Os fundos dos vales são planos e entulhados, apresentando uma altitude da ordem dos 880 metros, altitude esta apreciavelmente maior do que nas proximidades de Belo Horizonte. A partir de Conselheiro Lafaiete os dois elementos cíclicos se elevam gradativamente para o sul, conservando suas interrelações. Os aplainamentos de cristas (ciclo Sul-Americano) atingem 1 020 metros perto de Cristiano Ottoni e 1 080 metros além de Carlídia. A altitude da linha de cristas é de 1 160 metros em Barbacena e, antes de Santos Dumont, os fundos dos vales elevam-se a 1 160 metros e a linha de cristas a 1 250 metros, com todos os indícios de um pronunciado basculamento para o norte em época geológica recente, posterior à abertura dos vales do ciclo Velhas nessa área. Como demonstram as altitudes medidas, a inclinação (basculamento) aumenta progressivamente para o sul.

Então, no ribeirão Mantiqueira, as superfícies caem abruptamente por uma escarpa (Foto 28) que tem aproximadamente 300 metros de altura. A partir da base dessa escarpa a mesma superfície produzida por dois ciclos eleva-se mais uma vez para o sul e é cortada pela segunda vez por uma falha que margeia Santos Dumont e onde os fundos dos vales estão abaixo de 850 metros. Muitos detalhes interessantes, como vales suspensos, no topo e pequenos vales parcialmente entulhados, na base, atestam a idade recente desses deslocamentos.

Entre Santos Dumont e Juiz de Fora a topografia é ainda a mesma (dois ciclos) com um terceiro ciclo (Paraguaçu) aparecendo em alguns dos vales que drenam para o Paraíba. Observada do morro do Cristo (935 metros), em Juiz de Fora, a região mostra ainda uma superfície Sul-Americana profundamente dissecada, com inclinação para o norte a partir de uma importante escarpa de

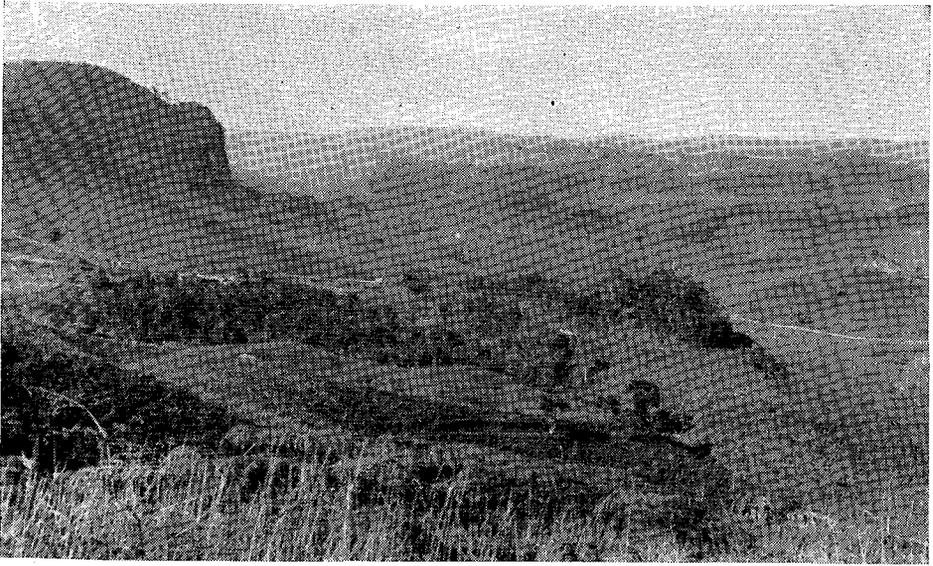


FOTO 28 — Parte de uma escarpa de falha orientada E-W entre Barbacena e Santos Dumont, Minas Gerais, mostrando um bloco deprimido, à direita, e a superfície dicíclica de cristas do ciclo Sul-Americano e vales do ciclo Velhas. O bloco eleva-se novamente para o sul, em direção a Santos Dumont

falha que cruza a área ao sul da cidade. Ao sul da falha ocorre uma área mais baixa na qual os fundos dos vales do ciclo Velhas descem até abaixo de 500 metros, nos arredores de Matias Barbosa. A menores altitudes acham-se os vales encaixados dos tributários do rio Paraíba, que operam no ciclo Paraguaçu. Dêste modo, muitas cachoeiras e rápidos (a cerca de 350 metros) assinalam êste último ciclo ao longo da rodovia até o limite do estado do Rio de Janeiro, no rio Prêto (Foto 49); acham-se expostas, aí, esplêndidas frentes de pontões ao longo do rio

Além do rio a secção atravessa a faixa montanhosa do Estado do Rio de Janeiro. Nesta área, os aplainamentos de tópo do Terciário foram elevados a grande altura e raramente sobrevivem ao ataque da erosão. O nível geral dos topos nos arredores de Petrópolis é da ordem dos 1.400 metros, porém vários picos entre esta cidade e Teresópolis ultrapassam os 2.200 metros. Aparentemente, esta região foi montanhosa durante todo o Terciário (correspondendo à região montanhosa ao sul de Belo Horizonte) e grande parte do relêvo deve ser atribuída ao ciclo post-Gondwana que formou, aqui, um divisor Cenozóico.

A faixa montanhosa do estado do Rio de Janeiro constitui um capítulo à parte; por isso, não acrescentaremos nenhuma outra observação, lembrando, apenas, que mesmo tão ao sul como em Petrópolis as maiores elevações mostram indícios de inclinação para o norte.

Imediatamente ao sul de Petrópolis a região montanhosa termina em uma imensa escarpa de erosão produzida pelo ciclo Paraguaçu (1.000 metros de altura), chegando-se à baixada que ocupa o fundo da baía de Guanabara. Ao sul da escarpa apresentam-se apenas grupos de morros sem importância e todos os traços dos ciclos de erosão do Terciário foram apagados pela forte desnudação provocada pelo ciclo Paraguaçu, a não ser que a crista levemente arqueada do maciço da Tijuca, no Distrito Federal, conserve o último remanescente dos ciclos do Terciário.

Assim termina esta secção, onde ocorre completo arrasamento das foimas antigas sob o impacto de curtos rios que atingem diretamente o mar.

Como a figura mostra, a evolução da área em estudo incluiu aplainamentos sucessivos que foram interrompidos por repetidos soerguimentos, cada soerguimento tendo basculado a região em direção ao norte segundo um antigo eixo de elevação máxima orientado em direção que varia de les-nordeste à oeste-sudoeste, acompanhando o estado do Rio de Janeiro

Esta região de há muito formou um divisor importantê no qual ocorrem as rochas plutônicas mais profundas, principalmente gnáissicas

Como os efeitos de basculamentos sucessivos são cumulativos, os aplainamentos cíclicos mais antigos são inclinados mais rapidamente, para o norte, do que os mais modernos. O soerguimento máximo, no sul, deve ter elevado a superfície Gondwana e talvez grande parte da superfície post-Gondwana a altitudes tão grandes que essa superfície desapareceu sob ação da erosão subsequente

Para uma discussão da seqüência completa dos ciclos Gondwana, post-Gondwana, Sul-Americano e Velhas, referimos, portanto, o leitor, à região montanhosa e às superfícies descritas na área de Belo Horizonte.

A tabela que se segue resume as altitudes das diversas superfícies na região em aprêço

*Altitudes das superfícies cíclicas ao norte e ao sul de Belo Horizonte
(em metros)*

| LOCAL | Gondwana (Cretáceo inferior) | Post-Gondwana (Cretáceo superior) | Sul-Americano (Terciário inferior) | Velhas (Terciário superior) |
|-------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|
| Próximo a Itabrito | 1 635 | aprox 1 230 | 930 | 830 (a) |
| Nas serras ao sul de Belo Horizonte | 1 400 (canga) | 1 100 | 850 (?) | — |
| Lado norte de Belo Horizonte | — | — | 815 | 785 |
| Além de Campanha | — | 885 (b) | 745 | 715 |
| Pedro Leopoldo | — | 785 | 725 | 680 |
| Rio das Velhas | — | — | — | — |
| Jaboticatubas (c) | — | 800 | 695 | 625 |
| Sete Lagoas | 1 010 | 780 | 700 | — |
| Perto de Condiburgo | 900 (?) | 730 | 680 (?) | 640 (d) |
| Curvelo | — | 720 | 680 | 630 (d) |
| Conhita | 960 | — (f) | 680 | 515 |
| Várzea das Palmas | 850 | — (i) | 680 | 495 (e) |

LEGENDA:

a) Ainda não nivelada, o rio ainda se afunda. O vale provavelmente estava nivelado a 650 metros

b) Com estes valores pode ser comparada a inclinação, para o norte, da superfície post-Gondwana ao longo de uma secção paralela a partir da serra da Piedade (1 070 metros), passando por Roças Novas (1 020 metros) e até um pouco ao sul de Jaboticatubas (850 metros)

c) Estes valores mostram um âmbito maior das superfícies a leste de Pedro Leopoldo principalmente devido ao fundo do rio das Velhas ter sido medido

d) Ainda não atingiu ao nível mais baixo

e) No rio das Velhas

f) A superfície post-Gondwana confundiu-se, provavelmente, com a superfície Sul-Americana. O mesmo fato verifica-se ao norte das mesmas quatro superfícies cíclicas ao longo do divisor do Mata da Corda, de São Gotardo até Patos de Minas e João Pinheiro

Um curioso fato de ordem isostática pode ser deduzido dos elementos apontados. Suponhamos que o peso específico da parte superior da crosta terrestre seja 2,7 e que o peso específico da subcrosta, na qual as compensações isostáticas ocorrem, seja 3,3.

A altitude primitiva (Mesozóico médio) da superfície Gondwana na região do sul de Minas Gerais pode ser estimada em 550 metros sobre o nível do mar. Esta estimativa é baseada nos seguintes elementos:

- a) regiões análogas na África e
- b) as altitudes a que se acham as rochas criatóceas, de *facies* mainha ou continental, no Brasil

Calculamos como se segue, para Itabirito (veja-se KING, 1955):

| | |
|---|---|
| Altitude primitiva da superfície Gondwana | 550 metros, erodida e arrasada pelo ciclo post-Gondwana |
| Compensação isostática após o ciclo post-Gondwana | 440 metros |
| Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana | 990 metros, no início do ciclo Sul-Americano |
| Compensação isostática após o ciclo Sul-Americano | 360 metros |
| Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana | 1 350 metros, no início do ciclo Velhas |
| Compensação isostática após o ciclo Velhas | 294 metros |
| Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana | 1 644 metros, no início do ciclo Paraguaçu e atualmente |

As altitudes calculadas das várias superfícies cíclicas na área de Itabirito e Rio Acima podem ser comparadas às obtidas no campo

| | Gondwana (m) | Post-Gondwana (m) | Sul-Americana (m) | Velhas (m) |
|--------------------|-----------------|----------------------|----------------------|---------------|
| Altitude calculada | 1 644 | 1 204 | 844 | 550 |
| Altitude observada | 1 635 | 1 230 (aprox) | 900 (medida) | 650* |

(*) Estimativa baseada em elementos obtidos no campo

Nota-se uma variação maior nas altitudes calculadas. Esta variação pode ser devida:

- a) à compensação isostática incompleta em cada fase ou
- b) ao fato de que a superfície não foi completamente aplainada em cada fase (presença de testemunhos) ou, ainda,
- c) a hipóteses de trabalho incorretas

A compensação isostática não foi apontada como tendo ocorrido em seguida ao ciclo Gondwana já que o ciclo post-Gondwana é considerado (KING, 1955) não como tendo sido iniciado por um levantamento continental mas pelo desdobramento lateral do antigo super-continente de Gondwana

A coincidência entre altitudes calculadas e observadas sugere que os levantamentos epirogênicos intermitentes que afetaram o Brasil oriental durante o Terciário constituíram reações isostáticas diretas à desnudação cíclica anterior

Os resultados podem ser comparados ao que se observa na África (PUGH, 1955, KING, 1955).

O oeste de Minas e o leste de São Paulo

As unidades geomórficas do oeste mineiro e do leste paulista são as mesmas da região central de Minas Gerais, já descritas; todavia, enquanto as várias superfícies cíclicas se inclinam para o norte na região central de Minas, as mesmas unidades inclinam-se suavemente para noroeste, ou mesmo oeste, para a bacia do Paraná, em São Paulo e na zona mineira adjacente.

Através de tda esta vasta área a mesma superfície sôbre a qual atuaram dois ciclos (planalto do ciclo Sul-Americano entalhado por vales do ciclo Velhas)  tão generalizada que chega a ser monótona (Foto 11)

Na rea de Campinas (550-600 metros) e Piracicaba os contornos dos divisores são muito uniformes e o relêvo produzido pela dissecação do ciclo Velhas apresenta 100 metros ou menos. Nas cabeceiras do rio Grande ocorre um grande número de amplos vales do ciclo Velhas. Ainda aqui, porém, não são estas as mais importantes características da paisagem mas sim a quase universal concdncia de cristas que ocorrem até onde alcança a vista, como na área de Francisco Sales e Cianita, onde não restou nenhum indício do soerguimento e falhamento que ocorre, para leste, entre Carandaí e Santos Dumont

A paisagem é, com efeito, semelhante  que é focalizada na foto 4

Nesta vasta área do sudoeste mineiro, poucos são os testemunhos que permanecem sôbre a superfície Sul-Americana; todavia, êstes testemunhos são de grande porte e atingem algumas vêzes o nível da superfície post-Gondwana (como na serra de Aiuuoca e na serra das Bicas), que parece apresentar uma falha no lado sul.

Os testemunhos estão localizados, muitas vêzes, sôbre afloramentos de rochas relativamente mais duras, tal como na crista a leste de São João d'El Rei (Foto 29) que  constituída pela quartzito de Itacolomi. MORAIS RGO, na sua *Morfologia de São Paulo e sua gnese* opinou que a idade do grande aplainamento seria pr-pliocênica e post-cretácea — "Miocena, ou melhor eocena". O datamento que realizamos, considerando êsse grande aplainamento como produzido pelo ciclo Sul-Americano, apresenta concoidncia substancial com a afirmativa de MORAIS RGO.

A drenagem da região, dirigida para noroeste em resultado do basculamento terciário nessa direção,  tributária do rio Paraná e, assim, os rios Tietê, Pardo e Grande, bem como seus afluentes, exibem encaixamentos semelhantes

A rocha matriz (*substratum*), em São Paulo,  constituída principalmente pela seqncia sedimentar Gondwana, enquanto em Minas é predominantemente arqueana; ambas, porém, acham-se profundamente decompostas e não são comuns os afloramentos de rocha s. Mesmo o rio Tietê, por exemplo, encaixado 100 metros abaixo da superfície do Terciário interior, raramente expõe rocha s no seu leito. Apesar disso, os terraços que o ladeiam próximo a Itu apresentam-se muitas vêzes recobertos por uma espssa camada de seixos provenientes da decomposição dos tilitos carboníferos

A superfície que sofreu glaciação emerge de sob êsses tilitos próximo de Itu e indaiatuba (Foto 5) Parece que foi aplainada de modo uniforme, porém pequenos trechos de *roches moutonnées* podem ser observados. Essa superfície mergulha para noioeste por baixo dos tilitos e varvitos que suportam a vasta bacia do Paraná. A superfície Sul-Americana apresenta, naturalmente, menor inclinação.

A ocorrência do arenito Botucatu é generalizada em São Paulo e constitui um tipo de rocha resistente em comparação com os xistos que estão abaixo e não foi observado nenhum lugar no qual o deserto triássico, que está abaixo do arenito Botucatu, tivesse sido exumado, participando assim da topografia atual. Êste antigo capítulo da geomorfologia acha-se representado, apenas, como uma discordância.

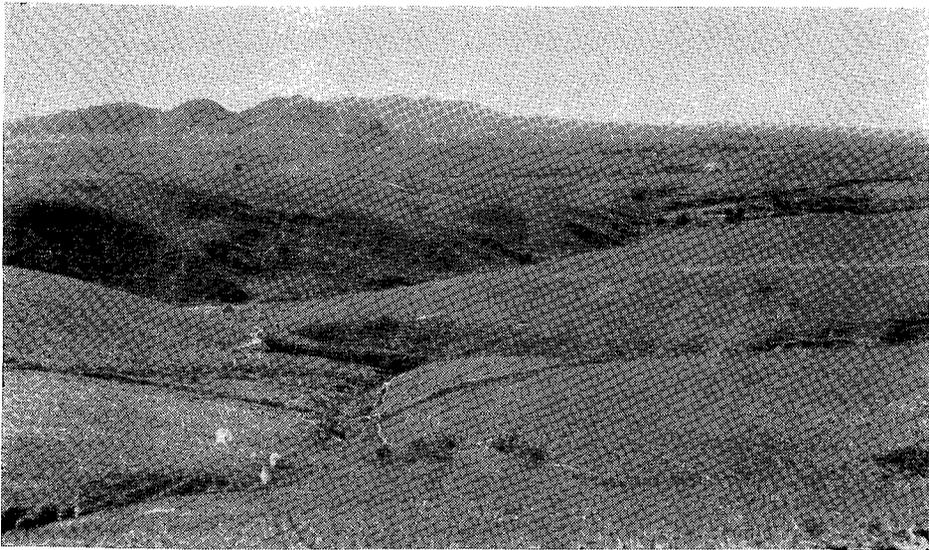


FOTO 29 — Topografia dicliclica típica do oeste mineiro. O aplainamento Sul-Americano aparece quase completamente destruído pelos vales ramificados do ciclo Velhas. A serra residual, constituída por resistentes quartzitos Itacolomi, não atinge o nível do aplainamento post-Gondwana. Vista tomada a leste de São João d'El Rei.

O ciclo Gondwana: A mesma topografia produzida por dois ciclos no Terciário é observada em todo o percurso de Itu e Campinas, passando por Piracicaba e até quase São Pedro; logo adiante eleva-se a escarpa (350 metros de altura) de arenitos Botucatu capeada por lavas basálticas São Bento, que é denominada serra de Itaqueri

Acima dos basaltos, a 900 metros sôbre o nível do mar, assenta uma camada de 100 metros de areias e argilas cretáceas, vermelhas, da série Bauru (Foto 9); DE MARTONNE (1940, p. 23) ressaltou que os escarpamentos em Botucatu e São Pedro são capeados por lavas e considera o planalto como uma feição estrutural.

Esta afirmativa é apenas parcialmente verdadeira pois as lavas são levemente truncadas pela superfície Gondwana e vales do ciclo post-Gondwana nelas estão encaixados próximo de Araraquara. O planalto representa uma longa fase de desnudação após a erupção anterior à deposição das formações

Bauru. Estas formações, de idade cretácea, incluem seixos de arenito Botucatu bem como de lava e ágata.

A relação entre as superfícies Gondwana e post-Gondwana parece ser muito íntima em grande área. Evidentemente, havia pequena diferença de altitude entre as duas superfícies, que constituíam, antes que as formações Bauru fôsem depositadas, um planalto dissecado semelhante à paisagem terciária sôbre a qual atuaram dois ciclos e que é tão generalizada na topografia moderna.

O planalto Gondwana — post-Gondwana, com sua cobertura de sedimentos do Cretáceo superior, continua para o norte por 100 quilômetros, a partir das serras de São Pedro e Itaqueri, ao longo da estrada principal que demanda o norte, até além de São Carlos e Araraquara. Raramente é possível examinar minúcias da superfície Gondwana, que se acha inumada; todavia, a discordância observada abaixo das formações cretáceas expostas nos flancos dos vales mais jovens (ciclo Sul-Americano) mostra que essa superfície foi essencialmente plana. No entanto, na direção de São Carlos, alguns vales de encostas íngremes e mesmo de fundo plano, com 30 a 50 metros de profundidade, foram entalhados nos basaltos da superfície Gondwana antes da acumulação e entulhamento dos vales pelas areias do Cretáceo superior. Estes vales são comparáveis aos observados próximo a Contia, na região central de Minas e, como êles, mostram leitos de seixos abaixo das areias sobrejacentes (Cretáceo superior).

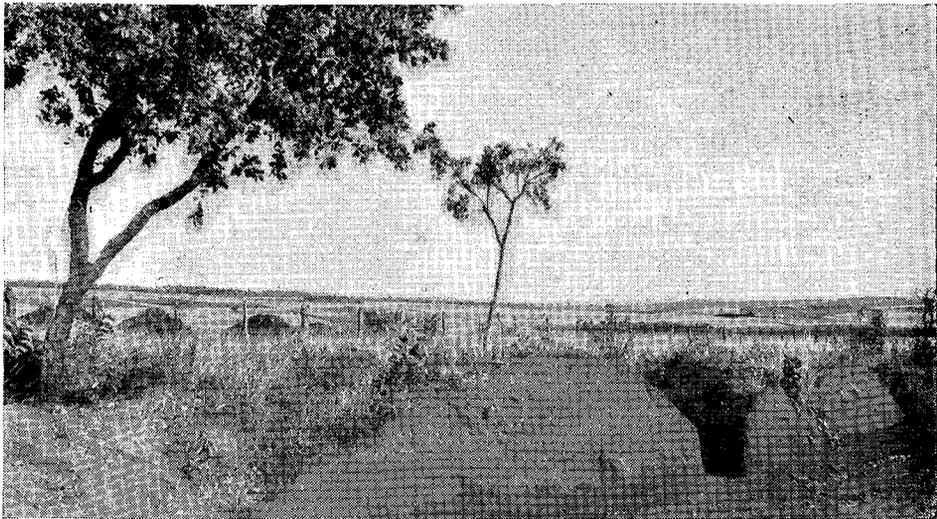


FOTO 30 — A superfície Sul-Americana sôbre areias cretáceas que assentam sôbre a superfície Gondwana ou post-Gondwana a noroeste de São Carlos, São Paulo

A superfície moderna sôbre a formação Bauru é, evidentemente, uma superfície terciária que atingiu um nível de base local parcialmente definido pelo tópo da escarpa basáltica. Mas o planalto diminui em altitude para o norte, de modo que a superfície terciária sôbre o planalto aproxima-se cada vez mais da altitude da superfície Sul-Americana que engloba o planalto. Nas proximidades de Araraquara as duas fases se juntam e o planalto desaparece (Foto 30). O aplainamento Gondwana, que em São Pedro estava 350 metros acima do ciclo Sul-Americano passa, então, sob êle (Fig. 6). Como o cruza-

mento se dá sôbre uma grande zona, parte da superfície Sul-Americana é constituída pela superfície Gondwana exumada.

Em Araraquara, alguns vales rasos (ciclo Sul-Americano) muitas vêzes cortam a formação cretácea atingindo o basalto subjacente e revelando a superfície Gondwana nas encostas. Esta superfície é também exposta em cortes nas estradas. Porém, como tanto o aplainamento Gondwana quanto o Sul-Americano são muito uniformes e o ângulo em que se cruzam é muito pequeno, torna-se difícil delimitar, mesmo no campo, que porção da topografia moderna pertence à superfície Sul-Americana ou à superfície Gondwana exumada. Em Matão, no entanto, a transição para o aplainamento Sul-Americano é completa e os terrenos são cortados unicamente pelo ciclo Sul-Americano, a 600 metros

A superfície Gondwana é recoberta por areias da formação Bauru (Cretáceo) que, após o cruzamento, é cortada transversalmente pela superfície Sul-Americana (Terciário inferior). Porém, mesmo esta disposição não contribui materialmente para a identificação e distinção das duas superfícies, pois que a superfície Sul-Americana apresenta uma cobertura de areias vermelhas (Terciário médio).

nenhuma das duas séries de areias vermelhas apresenta fósseis nessa região e são litologicamente idênticas. Com efeito, a maior parte da cobertura de areias do Terciário médio (transporte eólico) é derivada da desintegração da série cretácea, mais antiga.

Aplainamentos convergentes desse tipo produzem muitas vêzes superfícies surpreendentemente uniformes, onde coincidem; as cristas aplainadas dos divisores ao longo da estrada entre Matão e Jabuticabal constituem um testemunho da dupla origem sob a ação dos dois maiores ciclos de erosão que atingiram a América do Sul. Os vales que dissecam este planalto composto pertencem ao ciclo Velhas normal, do Terciário superior. Suas encostas apresentam a mesma inclinação, como se tivessem sido ocasionadas por uma série de cortes verticais e não por rápido encaixamento seguido da regressão das encostas. A leste de Jabuticabal, os vales são mais amplos na direção do rio Mojiguaçu, cujo leito está 100 metros abaixo dos divisores adjacentes Sertãozinho e Ribeirão Preto estão abaixo do tópo aplainado

A leste do vale do Mojiguaçu, a superfície post-Gondwana separa-se mais uma vez da superfície Sul-Americana e eleva-se independentemente em direção ao monta-

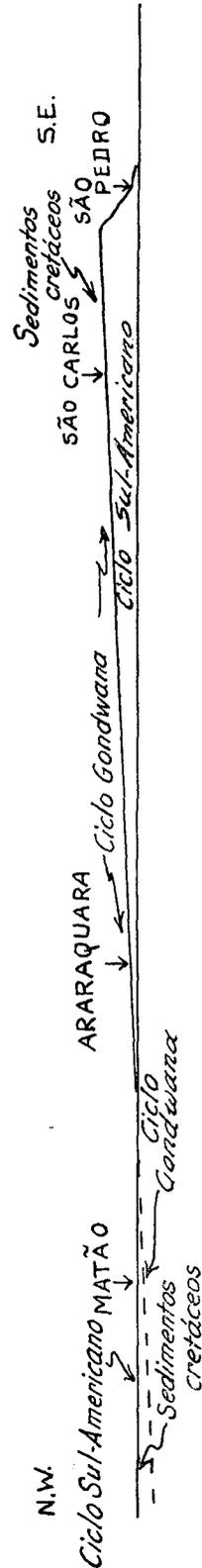


Fig. 6 — Jazimento das superfícies Gondwana e Sul-Americana entre São Pedro e Matão, São Paulo.

nhoso divisor que separa o rio Grande dos seus afluentes mais ocidentais (Sapucaí-Mirim, Pardo, Mojiguaçu e Jaguari). As interrelações entre as duas superfícies podem ser observadas próximo à estrada que liga Ribeirão Preto a Porto Ferreira. Os vales do ciclo Velhas, a 600 metros ou menos, estão encaixados na superfície Sul-Americana que se elevou de 600 para 700 metros. Os morros residuais que se elevam da superfície Sul-Americana se acham truncados pela superfície Gondwana, a 800 metros ou mais, que se eleva em direção a leste. Estes fatos mostram que as regiões montanhosas a ocidente foram soerguidas após cada um dos aplainamentos post-Gondwana e Sul-Americano. Como pode ser observado quando nos aproximamos dessa área, o último desses ciclos foi o que agiu mais fortemente.

As relações entre as superfícies estão claramente visíveis a leste de Casa Branca. A própria cidade está sobre a superfície Sul-Americana, que apresenta os vales encaixados produzidos pelo ciclo Velhas. Estes vales são amplos, com encostas inclinadas, se bem que em direção à área montanhosa, à medida que as superfícies mais antigas se elevam gradualmente, os vales tornam-se cada vez mais encaixados na superfície. Nos divisores dos contrafortes das montanhas a leste de Vargem Grande permanecem muito poucos remanescentes da superfície Sul-Americana.



FOTO 31 — Vista para noroeste ao longo da frente montanhosa próximo a Aguas do Prata, São Paulo, mostrando um íngreme arqueamento da superfície post-Gondwana e a superfície Gondwana no topo. A uniforme crista da serra que aparece à direita representa o plano de referência do ciclo Sul-Americano, terminando abruptamente contra a frente montanhosa. O vale que aparece em primeiro plano pertence ao ciclo Velhas.

A superfície Sul-Americana pode, então, ser descrita elevando-se (Foto 31) magnificamente das grandes planícies do oeste para as partes mais baixas da serra. Cada elevação mostra como que um degrau superior que leva aos remanescentes da superfície Gondwana como os que ocorrem nas proximidades de Santa Rita de Passa Quatro. As interrelações entre as várias superfícies cíclicas mostram que o soerguimento das superfícies Gondwana e post-Gondwana ocorreram aqui antes do início do ciclo Sul-Americano, isto é, em época cre-

tácea superior ou terciária inferior. Um novo soerguimento no Terciário médio, entre os ciclos Sul-Americanos e Velhas, ainda não foi provado. O soerguimento mais moderno é de idade terciária superior ou pleistocênica e é evidentemente contemporâneo aos deslocamentos da serra da Mantiqueira para o sul.

A presença de remanescentes da superfície Gondwana (com canga) sobre as partes mais altas da serra mostra que o divisor existe há longo tempo. Com efeito, esse divisor pode ter sido mais importante antes da anexação das águas, a leste, pelo rio Grande.

E isto não é tudo. O alto nível (1 400 metros) da serra do Mirante e da serra da Porcuila (Forquilha ?), tanto de modo absoluto quanto em relação às planícies do ciclo Sul-Americano, levanta o problema de serem as cristas, até certo ponto, anteriores, mesmo, ao ciclo Gondwana, incluindo fragmentos da superfície triássica pré-Botucatu ou da superfície do Paleozóico superior, que é ainda mais antiga. A proximidade de rochas do tipo Gondwana entre Casa Bianca e Vargem Grande também contribui para que a dúvida seja procedente.

Esse ponto de vista é provado na serra do Quartel cuja horizontalidade é sobrepujada por um morro residual, composto de arenitos * e xistos da série Passa Dois. A crista, assim, é anterior a essas rochas e constitui uma feição de idade permiana ou triássica. A serra apresenta, ainda, 15 metros de arenito Botucatu assentando sobre a série Passa Dois, antes da carapaça de canga, que representa, no topo, a superfície Gondwana. Digna de nota é a ausência dos basaltos réticos que devem ter sido removidos pela erosão durante o Mesozóico. A ausência dos basaltos, mesmo a 1 400 metros, se bem que ocorram a 700 metros, próximo de Palmeiras, a 50 quilômetros de distância, mostra como foi súbito o soerguimento.

A repetição dos soerguimentos e a manutenção de um divisor de águas, nesta área, pelo menos desde o Mesozóico inferior, é indicada, e podemos relacionar os acontecimentos conhecidos como se segue: a) a ausência dos glaciais em membros inferiores do sistema de rochas do tipo Gondwana sugere que o divisor apareceu inicialmente durante o Carbonífero; estes materiais, porém, podem ter sido depositados e logo removidos pela erosão, no Paleozóico superior ou no Mesozóico inferior. b) Sobre a superfície do Mesozóico inferior (a atual concordância de cristas da maior parte da serra) foram depositados os xistos (*shales*) da série Passa Dois e os arenitos Botucatu, assentando esses últimos sobre rochas arqueanas. c) Estes sedimentos de tipo Gondwana foram truncados e parcialmente removidos, provavelmente após o soerguimento, pelo ciclo de desnudação Gondwana, agindo durante o Jurássico e durante o início do Cretáceo. d) A renovação da altitude relativa da superfície Gondwana no Cretáceo permitiu que o ciclo post-Gondwana se iniciasse, sendo a superfície resultante, por sua vez, fortemente soerguida no Cretáceo superior, após o que e) o aplainamento Sul-Americano progrediu em direção ao eixo montanhoso a partir de oeste. f) A um levantamento do continente, possivelmente sem movimento diferencial, seguiu-se o entalhamento de vales do ciclo Velhas. g) Em

* N do T - *Grit*, no original inglês. Arenito de grão angulosos.

seguida, fortes movimentos diferenciais no Plio-Pleistoceno causaram o rejuvenescimento da erosão e o entalhamento de vales nas encostas das montanhas.

A região entre a serra do Quartel e Poços de Caldas é também atravessada por várias escarpas importantes e vales que se desenvolveram ao longo de linhas de falhas. Algumas escarpas cortam as extremidades superiores de vales que drenam em direção oposta à escarpa; um exemplo é constituído pela parte superior do vale do rio Fartura que termina na grande escarpa que se dirige para nordeste a partir de São João da Boa Vista. À primeira vista muitas dessas escarpas parecem escarpas de falha recentes e os vales se assemelham a depressões de ângulo de falha. A observação mais minuciosa revela, no entanto, que são na realidade escarpas e vales de linhas de falhas esculpidos pela erosão ao longo de fraturas que podem ser tão antigas quanto o Mesozóico superior (Foto 32a). O mesmo pode ser dito em relação aos limites do bloco elevado que ocorre ao norte de Poços de Caldas. É interessante, nesta área de falhamentos antigos, a disposição das cabeceiras dos rios Pardo e Mojiguaçu, a oeste da serra, em relação à qual são aparentemente antecedentes e através da qual passam, por profundos vales, às planícies ocidentais.



FOTO 32a — Escarpa de falha que se prolonga para nordeste a partir de São João da Boa Vista. Vista próximo à estrada para Palmítal a NW de Poços de Caldas, Minas Gerais

A não ser pela superfície Gondwana na área elevada (acima de 1 400 metros) próximo de Poços de Caldas, o oeste mineiro mostra, na quase totalidade, o planalto dissecado do ciclo Sul-Americano. Nas vizinhanças de Poços de Caldas a altitude das cristas é da ordem dos 1 000 metros, estando o fundo do vale do rio Pardo a cerca de 100 metros abaixo (ciclo Velhas); porém o arqueamento ocorrido no Pleistoceno afetou profundamente essas elevações, localmente. Ao sul de Poços de Caldas, por exemplo, o planalto terciário inferior eleva-se a 1 250 metros, com testemunhos da superfície Gondwana, sobre o



FOTO 32b — Além da superfície do Terciário médio (ciclo Sul-Americano) eleva-se, a distância, a escarpa da serra de Itaqueri (350 metros) capeada por sedimentos cretáceos da série Bauru que assentam sobre lavas basálticas do Rético Vista para o norte próximo a São Pedro, São Paulo

mesmo, a 1 400-1 500 metros, sendo esta a altitude da superfície Gondwana na região a oeste da escarpa de São João da Boa Vista e no bloco ao norte de Poços de Caldas, acima mencionado Estas concordâncias sugerem que o falhamento não é posterior ao Cretáceo inferior, e que somente ai queamentos ocorreriam a partir dessa época (Foto 31) Na região de Casa Branca — Poços de Caldas — São João de Boa Vista, não foi encontrado nenhum exemplo de deslocamentos das superfícies cíclicas por falhas; êsses deslocamentos foram sempre provocados por soerguimentos e fraturas que se orientam segundo linhas que se repetem. Esta conclusão torna-se interessante quando se verifica o pa-



FOTO 33 — Vista para oriente ao longo da escarpa próximo a São Sebastião, a NW. de Ouro Fino, Minas Gerais. A escarpa apresenta o o truncamento pos-Gondwana (100 metros) no tópo, e o truncamento Sul-Americano (900 metros) no lado sul, na parte inferior Assim, é uma escarpa de linha da falha ("fault-line scarp") e não uma escarpa de falha ("fault scarp")

paralelismo (coincidência) com muitas das linhas de falhas ao norte e noroeste da cidade de São Paulo (como em Pirapora), que também parecem ser de idade bastante remota se bem que ainda afetem a topografia atual pelo controle que exerceram sobre a erosão posterior.

Uma outra escarpa apresentando o truncamento de topo post-Gondwana (Foto 33), ocorre em direção leste-oeste na área de Ouro Fino, Minas Gerais, chegando até quase Pouso Alegre. Se bem que proeminente, longa e direita (reta), esta escarpa representa também uma antiga linha de falha.

Os movimentos do Terciário superior e post-Terciários parecem, portanto, tendo em vista o jazimento das superfícies de erosão locais, ter sido de distorção e não de deslocamento nesta parte da divisa Minas-São Paulo. Parte dos fiatamentos, porém, parece ter sido relativamente forte.

A região entre o vale do São Francisco e o mar

Entre as latitudes de 10 e 19° S., a região entre o vale do São Francisco e a costa oriental do Brasil apresenta uma disposição essencialmente regular. Como pode ser observado nos mapas morfológicos, os poucos remanescentes das superfícies Gondwana e post-Gondwana acham-se distribuídos principalmente ao longo da serra Geral, que constituiu anteriormente um importante divisor de águas que separava os cursos d'água que atingiram diretamente o mar, de uma drenagem que corria para o interior e provavelmente atingia a costa norte do Brasil. Esta antiga disposição da drenagem foi profundamente alterada por movimentos tectônicos que ocorreram no Terciário superior, incluindo a incisão do vale de afundimento do São Francisco através da superfície, em época plio-pleistocênica. Tanto a serra Geral como o vale de afundimento do São Francisco são tratados em capítulos especiais neste relatório.

A superfície primitiva, nesta região, era constituída pela chapada Sul-Americana que, no Terciário médio, atingiu, em vastas áreas, uma fase de aplainamento quase inacreditável (Fotos 1 e 10). Esta superfície ainda está preservada no leste de Minas, porém foi arrasada pela erosão na maior parte da Bahia. Só raramente alguns testemunhos se elevam da chapada. A maior parte constitui as montanhas da serra Geral; um exemplo isolado é o planalto post-Gondwana ao norte de Vitória da Conquista.

O ciclo Velhas segue o ciclo Sul-Americano para oeste até a serra Geral e próximo de Sêro e Diamantina invade a área montanhosa. Em Grão Mogol e Barracão passa, em direção a oeste, além das montanhas, chegando à borda do vale de afundimento. Nestes locais, o ciclo Velhas formou vales nas chapadas mais antigas, porém, mais ao norte (ver mapa morfológico), torna-se a superfície dominante e forma a maior parte dos tabuleiros contidos no grande coto-vêlo do baixo São Francisco.

Ocorrendo em grande extensão nos cursos baixo e médio dos rios dessa área, encontram-se os terrenos do último ciclo (ciclo Paraguaçu), que compreende a maior parte da região de baixa altitude na Bahia e em Sergipe.

Secção Sergipe — Norte da Bahia — Começamos o levantamento dessa região no norte, em Aracaju. Nas proximidades dessa cidade encontram-se várias relações estratigráficas importantes para o datamento dos vários ciclos.

Como foi declarado anteriormente, as várias superfícies cíclicas brasileiras inclinam-se e convergem em direção à costa. Finalmente, essas superfícies se cruzam e continuam, em ordem invertida, como uma série de discordâncias entre membros de uma sequência de deposição de rochas sedimentares. Infelizmente existem poucas localidades na costa brasileira onde o cruzamento ou os sedimentos marinhos possam ser observados, já que a zona geral de cruzamento se acha além da linha de costa presente, na plataforma continental.

Em Sergipe, porém, prevalecem condições diversas e algumas das formações sedimentares podem ser estudadas. O falhamento em blocos destruiu, até certo ponto, a simples disposição original das camadas, porém as seguintes séries são bem conhecidas:

- a) arenitos e argilitos do Cretáceo inferior (Albiano);
- b) calcários e areias turonianos;
- c) calcários e *elastics* senonianos e do Cretáceo superior.

Grande parte da região é ainda recoberta pela formação Barreiras, de suposta idade pliocênica.

As rochas cretáceas mais antigas, em Laranjeiras (a noroeste de Aracaju (Foto 9b), mergulham 8 a 10.º para sudoeste e esta medida é também provavelmente, a inclinação em direção ao mar, da superfície Gondwana subjacente, nesta área. A confirmação deste fato aparece mais para oeste, onde OLIVEIRA (1943, p. 12) achou um mergulho semelhante na base do cretáceo que assenta sobre a série permiana Estância.

O hiato do Cretáceo médio corresponde, evidentemente, aos movimentos terrestres que deitam início ao ciclo post-Gondwana e ao sedimentos do Cretáceo superior pode ser atribuído um mergulho original pouco menor do que o das séries mais antigas.

Não foram encontrados ainda, em Sergipe, indícios de sedimentação marinha no Mioceno. No entanto, como a formação Barreiras desce abaixo do nível do mar em Aracaju (a formação pode ser observada emergindo de sob o nível do mar e elevando-se para o interior junto ao hospital a oeste da cidade), esta é uma das poucas localidades na qual a sondagem pode revelar camadas miocênicas abaixo da formação Barreiras. No Pará e no Maranhão a formação marinha miocena (Pirabas) é recoberta pela formação Barreiras e condições semelhantes devem prevalecer, com o ciclo Sul-Americano representado abaixo do Mioceno, pelo menos ao largo da costa de Sergipe, se não nela própria, abaixo da formação Barreiras.

As areias da formação Barreiras ocorrem de modo generalizado em Sergipe. Assentam, com uma inclinação de um grau ou menos em direção ao mar, sobre uma superfície de erosão subaérea que é levemente irregular e apresenta *monadnocks* que penetram, ocasionalmente, através da formação Barreiras. Algumas das irregularidades, próximo da costa, são produzidas, porém, por pequenas falhas posteriores à formação Barreiras, que apresentam uma amplitude de um a dois metros.

Por fim, em último lugar na seqüência, aparecem as areias da costa que assentam sôbre a formação Baireiras, bem como os entulhamentos pantanosos das embocaduras afogadas dos rios que pertencem ao ciclo Paraguaçu, e assim as mesmas fases de sedimentação, desde o Mesozóico médio até o atual, estão representadas, com exceção do Mioceno, que resta ainda identificar.

A área do interior da costa (faixa costeira) entre Aracaju e Salvador apresenta uma evolução simples na qual intervieram dois ciclos de desnudação. O ciclo Velhas desenvolveu largos tabuleiros. Êstes são áreas planas, de relêvo baixo, e freqüentemente de grande largura, que resultam do trabalho de um único ciclo de erosão no Terciário superior. Sôbre o plano de erosão, porém assenta de modo característico uma série de areias e argilas (as baireiras) que são responsáveis por grande parte do aspecto da superfície. Ocasionalmente, *monadnocks* da rocha matriz aparecem como protuberâncias no capeamento areno-argiloso. Numerosas secções do capeamento acham-se expostas nas vertentes dos vales cortados nos tabuleiros por rios que operam no ciclo de erosão Paraguaçu. Êstes vales são sempre amplos, apresentando pedimentos que se elevam gradualmente até a base das escarpas que limitam os tabuleiros. O vale do rio Vaza-Barris, por exemplo, apresenta 20 quilômetros de largura. Freqüentemente, devido ao capeamento das baireiras, os tabuleiros apresentam o aspecto de *cuestas*.

Próximo à costa, os tabuleiros atingem 20 e 50 metros sôbre o nível do mar, elevando-se gradualmente por centenas de quilômetros para o interior e atingindo altitudes de 500 e mais metros. Um interessante corte pode ser observado entre Aracaju e Jeremoabo. Em Aracaju, a superfície passou sob o nível do mar e somente as areias da formação Baireiras são observadas na colina onde está o hospital, a oeste da cidade. Porém, a um ou dois quilômetros para noroeste, a superfície emerge com aclividade que aumenta em direção oposta ao litoral. Devido à erosão generalizada do ciclo Paraguaçu, apenas uma pequena área da superfície acha-se preservada e seus remanescentes aparecem agora como truncamentos em colinas residuais e em cristas que se acham entre os vales mais recentes. As altitudes dessas colinas aumentam progressivamente para noroeste. No Posto Fiscal já apresentam 70 metros, incluído o capeamento das baireiras. Em Pinheiro, onde a superfície atingiu 120 metros, acha-se recoberta por vários metros de *silcrete* compacto, algumas vezes mosqueado (Foto 17), sempre que as areias das baireiras foram silicificadas. Muitos dos grãos de areia apresentam-se rolados mas não é possível afirmar de sua origem eólica apenas pelo exame com auxílio de lupa.

Para oeste, até o sopé do morro Itabaiana, o tabuleiro do ciclo Velhas eleva-se suavemente, cortando as formações cretáceas permianas e, parcialmente, as algonquianas. Daí, a superfície passa ao redor do morro pelo norte e pelo sul; a montanha é um imenso resíduo quartzítico e a superfície continua para noroeste por muitos quilômetros, passando por Itabaiana (cidade) até que, perto de Caiua (?) é interrompida por vales mais jovens (Foto 14). Na maior parte dessa distância o platô é recoberto por areias da formação Baireiras que constituem um recobrimento delgado ou em manchas; através dessas areias, em Campo de Brito e Frei Paulo, aparecem colinas residuais cujas escarpas chegam aos

pedimentos do tabuleiro (Foto 34). Trata-se de verdadeiros *inselbergs*; muitos são constituídos pelos duros quartzitos algonquianos. Algumas dessas colinas, a não ser pelo moiro Itabaiana, atingem altura suficiente para apresentar o aplainamento Sul-Americano, mais antigo.

Ao sul e ao norte do tabuleiro correm os rios Vaza-Barris e Sergipe, cada um afundado em um vale do ciclo Paraguaçu a mais de 50 metros abaixo do nível do tabuleiro.

A vila de Carina está abaixo da crista do tabuleiro, porém, a noroeste, a estrada passa novamente ao platô, que está agora a mais de 300 metros de altitude. Atinge 330 metros antes de chegar ao Rasso da Cataina, uma vasta planície a oeste da estrada entre Jeremoabo e Petrolândia, onde a abandonamos. Jeremoabo está a cerca de 280 metros no amplo vale do Vaza-Barris porém,

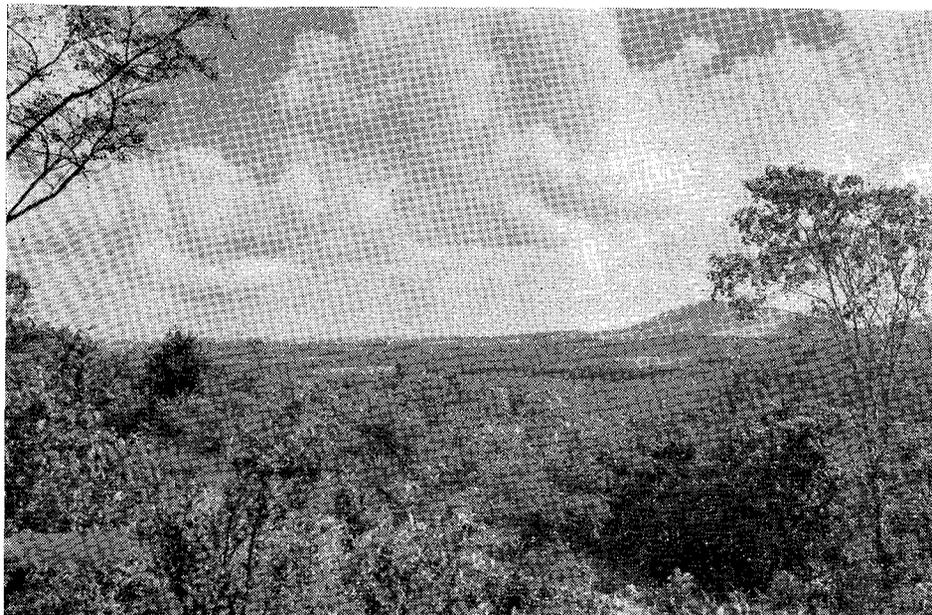


FOTO 34 - A escarpa e pedimento de colinas residuais sobre o tabuleiro do ciclo Velhas (superfície sub-Barreiras), a leste de Frei Paulo, Sergipe

ao sul do rio, os tabuleiros elevam-se progressivamente até atingirem altitudes da ordem dos 500 metros.

A estrada ao sul de Jeremoabo passa entre os tabuleiros no caminho para Cícero Dantas, utilizando os amplos vales tributários do Vaza-Barris. Os fundos desses vales do ciclo Paraguaçu apresentam terraços e são cobertos por areias e cascalhos. Estes não são propriamente barreiras, que ainda capeiam os tabuleiros que estão em ambos os lados; todavia, bem podem ser derivados, secundariamente, dessa formação. Estes depósitos são, muitas vezes, bem consolidados, porém nunca silicificados, como acontece com as barreiras. Esses abundantes detritos podem ter sido acumulados na bacia do ribeirão Tiugui devido a um leve movimento de compensação* associado aos movimentos tectônicos responsáveis pelo baixo curso do São Francisco, que estão pouco ao norte

* N do T - Back tilting no original inglês

Em Duas Seixas, 22 quilômetros ao norte de Cícero Dantas (Foto 35), a estrada atravessa um *gap*, a 400 metros, nos tabuleiros capeados por cêrca de 40 metros de areias e *silcretes* da formação Barreiras. Os *silcretes* apresentam-se, aqui com estratificação especialmente clara.

A dois quilômetros ao norte de Cícero Dantas a estrada cruza o tabuleiro a 465 metros e daí em diante o mesmo pode ser observado elevando-se para oeste e sudoeste pelo menos durante 50 quilômetros. Esta secção é importante pelo fato de uma única superfície cíclica poder ser seguida desde abaixo do nível do mar, junto à costa, até a altitude de 500 metros ou mais, no interior, provando, assim, que como a região central de Minas, basculada repetidamente de sul a norte, e como a região de São Paulo, de sudoeste para noroeste, a região entre o vale do São Francisco e o mar foi basculada para sudoeste pelo menos desde o Plioceno. O jazimento das seqüências de rochas sedimentares, além do mais, sugere que tal basculamento foi intermitente e cumulativo desde o Mesozóico médio.



FOTO 35 — Vista para o sul em área de tabuleiros dissecados próximo a Duas Seixas, ao norte de Cícero Dantas, Bahia. Os tabuleiros são capeados por barreiras silicificadas ("silcreted").

O "*graben*" Cretáceo: Para oeste encontra-se o *graben* cretáceo que se estendia, em direção ao norte, da baía de Todos os Santos ao baixo vale do São Francisco.

Este *graben* foi entulhado por sedimentos vermelhos de idade cretácea. Aproximando-nos do *graben* vindo de Ribeira do Pombal, a altitude do tabuleiro eleva-se de 320 metros, a leste, a 430 metros a oeste. O recobrimto de areias da formação Barreiras é, aqui, espesso e o tópo do tabuleiro, surpreendentemente uniforme, exclusivamente produto de deposição. A leste de Tucano o tabuleiro cai abruptamente por uma escarpa de 200 metros de altura que, passando por uma série de terraços com cascalhos e depósitos vasosos estratificados, atinge o fundo do *graben* cretáceo, no qual Tucano está a 190 metros. Neste local a rocha que está abaixo do fundo cascalhento do vale é composta de arenitos com estratificação e argilas vermelhas e amarelas. Estas são, evidentemente, formações cretáceas como as que ocorrem em Araci, 40 quilô-

metros ao sul, onde fósseis de plantas e *Asterias* foram coletados. Aqui está, fora de dúvida, uma parte do antigo *graben* cretáceo, com arenitos aflorando a um nível mais baixo do que o das formações arqueanas adjacentes. Todavia, se bem que o vale do Maceté siga a orientação do antigo *graben*, não existe prova de que o vale moderno seja também um *graben* rejuvenescido do Plio-Pleistoceno. É verdade que as escarpas de cada lado são abruptas e o fundo do vale bastante plano, porém as superfícies dos tabuleiros adjacentes não mostram nenhum deslocamento e as escarpas tanto podem ser escarpas de falha — quanto escarpas de linhas de falhas (*fault-line scarps*)

A oeste deste último *graben* cretáceo os tabuleiros não mais se apresentam perfeitamente aplainados; entre Tucano, e Feira de Sant'Ana, porém, acham-se disseminados grupos de *inselbergs* de 100 e mais metros de altura; raramente êsses *inselbergs* mostram indícios do aplainamento Sul-Americano, mesmo quando ultrapassam a planície (370 metros) mais de 200 metros. Somente a oeste de Feira de Sant'Ana (Fig. 7) é que se pode observar a concordância do nível dos topos.

Esta superfície mais acidentada e com pedimentação mais clara, apresenta-se geralmente livre do capeamento da formação Barreiras

A secção de Feira de Sant'Ana — A secção noroeste — sudeste nas vizinhanças de Feira de Sant'Ana (Fig. 8) é importante e pode ser comparada com a secção (Fig. 8) entre Aracaju e Itabaiana. Mais uma vez, o elemento básico é a superfície sub-barreiras (Velhas) e estudaremos, inicialmente, o jazimento desta superfície desde a costa, em Salvador, para noroeste, até Morro do Chapéu, acompanhando-a por uma distância de 300 quilômetros

Os geólogos do Conselho Nacional do Petróleo demonstraram que esta superfície, que se apresenta uniformemente sob as barreiras a leste de Feira de Sant'Ana, eleva-se de 60 metros sobre o nível do mar, onde atravessa o bloco granítico de Salvador, atingindo até 280 metros em Feira de Sant'Ana. As curvas de nível que foram estabelecidas para a superfície (Fig. 9) alinham-se de modo regular em direção a nordeste, e a superfície eleva-se gradualmente em direção a oeste com um gradiente de cerca de 1:400. Um pouco a leste de Feira de Sant'Ana este gradiente aumenta monoclinamente entre as altitudes de 180 e 280 metros, porém, pouco adiante da cidade uma menor razão de aclave é reassumida. Ao mesmo tempo, o recobrimento da formação Barreiras desaparece e numerosas elevações residuais aparecem como *inselbergs* que estão sobre a superfície Velhas, aqui bem pedimentada. Poucas dessas elevações mostram a concordância de topos que poderia indicar a posição da superfície Sul-Americana superior: apesar disso, a altura que apresentam sobre a superfície de referência (Velhas) aumenta progressivamente para oeste (como em Anguera) como se um aplainamento anterior tivesse essa altitude.

Inicialmente, a elevação progressiva, para oeste, da superfície de referência, é suave, de 280 metros em Feira de Sant'Ana a 340 metros em Ipirá, a 85 quilômetros de distância, onde a aquela se apresenta esplêndidamente pedimentada. Então, antes de Baixa Grande (400 metros) um aclave mais forte

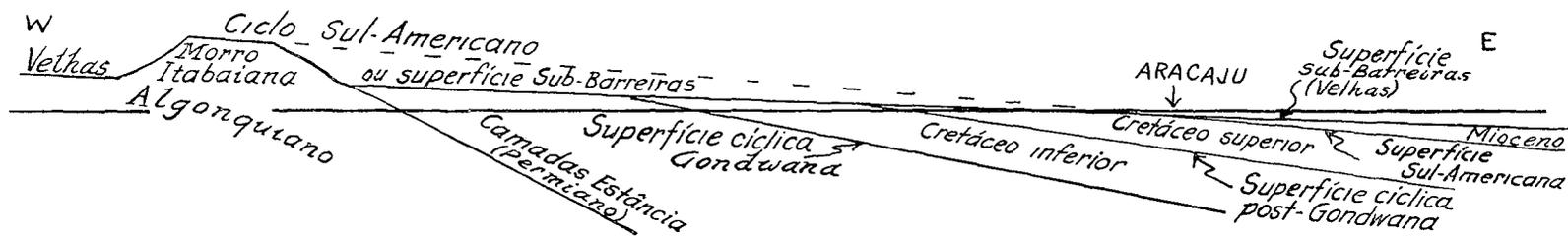


Fig. 8 — Seção esquemática entre Aracaju e Itabaiana, Sergipe mostrando as relações entre as séries sedimentares e as superfícies cíclicas.

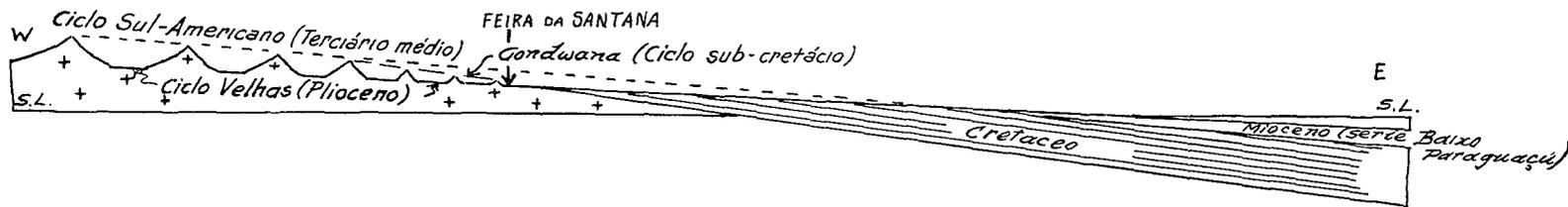


Fig. 7 — Representação esquemática dos ciclos e séries sedimentares na região de Feira de Sant'Ana e do baixo rio Paraguai, Bahia.

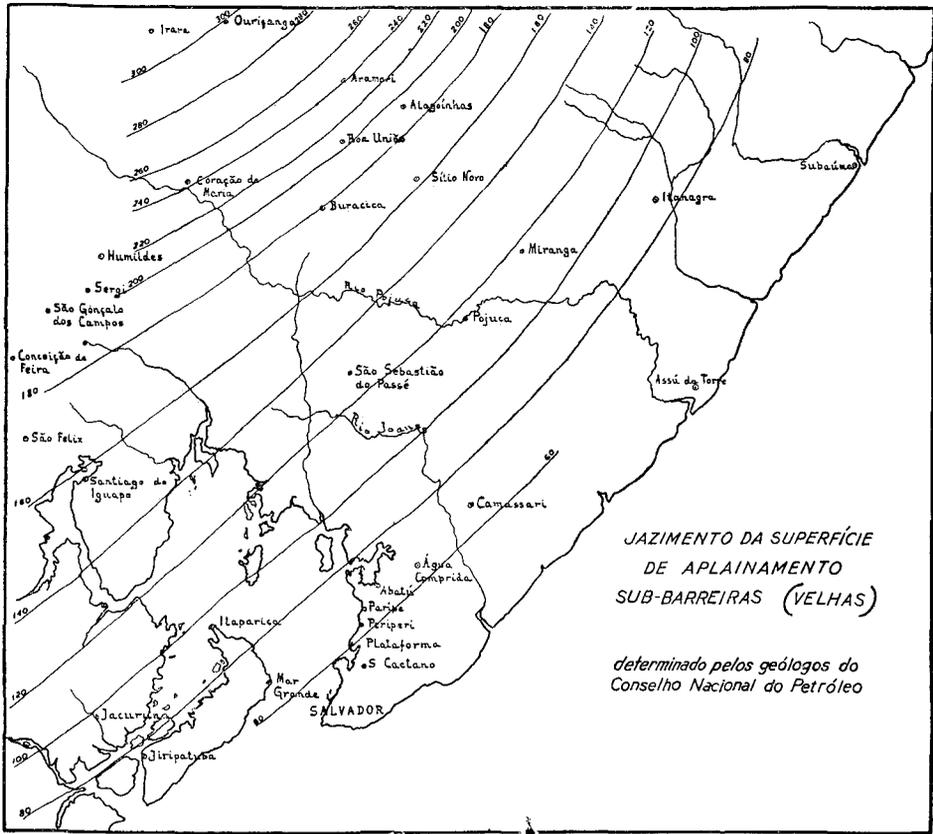


Fig 9 — Jazimento da superfície sub-Barreiras (ciclo Velhas) na região de Feira de Sant'Ana — Salvador (Por cortesia do Conselho Nacional do Petróleo)

passa a ocorrer, continuando até Mundo Novo (550 metros). Logo a oeste desta cidade uma alta crista mostra um remanescente do aplainamento Sul-Americano acima de 650 metros. Vinte e cinco quilômetros a oeste de Mundo Novo a altitude da superfície Velhas (aqui bastante irregular) subiu já a 650 metros. O aclive em direção ao vale de afundimento do São Francisco já se definiu e as formações desse vale de afundimento devem, em consequência, ser datadas em relação ao ciclo de desnudação Velhas.

A oeste de Tapiamutá ocorre uma modificação súbita: o platô é cortado por uma escarpa de falha que apresenta direção sul-sudoeste desde perto de Senhor do Bonfim, ao norte, até Utinga, ao sul. A elevação no lado de oeste chega a quase 100 metros (e mais ao norte). Além desta escarpa o elemento de referência do ciclo Sul-Americano ainda se eleva para oeste até além de Monho do Chapéu. Em Gameleira, está acima de 950 metros, além de Ventura (que está em um vale) ultrapassa 1 000 metros e, a oeste de Monho do Chapéu, onde termina em uma crista residual do aplainamento post-Gondwana, cento e cinquenta metros mais alta, a superfície está a mais de 1 100 metros*.

Voltemos a Feira de Sant'Ana. Se bem que neste apenas uma pequena parte da superfície, parece não haver dúvida que o ciclo Sul-Americano passou an-

* — N do A — Entre Barraúna e Ibitiara, a mesma superfície Sul-Americana eleva-se para oeste a partir de 900 metros e é sobrepujada por cristas que apresentam o truncamento post-Gondwana a 1 150 metros. Cascalhos silicificados cobrem grande área da superfície Sul-Americana em Ibitiara.

teriormente pouco acima do tópo dos *inselbergs* que são tão numerosos entre Feira de Sant'Ana e Ipirá. Este aplainamento inclinava-se para o mar a um ângulo mais forte do que o da superfície Velhas (Fig. 7). Apesar de não ser possível estabelecer uma relação precisa, devido à erosão posterior, uma sugestão plausível liga a superfície Sul-Americana à base da série Baixo Paraguaçu; OLIVEIRA e LEONARDOS (1943, p. 671), estudando esta série, declaram: "Mais provavelmente que a série Baneiras, a do baixo Paraguaçu quiçá possa ser referida ao Mioceno". Aqui está, possivelmente, o elo da cadeia de provas que ligam os episódios de desnudação à sedimentação da costa e que não encontramos em Aiacaju. É necessário, contudo, que novas pesquisas sejam realizadas.

A observação mais detida do nível dos topos dos montes residuais que estão mais próximos de Feira de Sant'Ana mostra que aqui a inclinação é mais forte do que a dos topos aplainados mais para oeste (Fig. 7). Este fato poderia constituir o resultado de arqueamentos, como foi notado na superfície Velhas pelos geólogos do Conselho Nacional do Petróleo (Fig. 9); porém uma outra explicação é viável. A inclinação notada nos topos, como é vista, por exemplo, da estrada para Salvador, é semelhante à das camadas cretáceas (20 para sudeste) que aparecem no quilômetro 108 da mesma estrada. Esta coincidência do ângulo de mergulho sugere que a concordância do nível dos topos representa a superfície Gondwana que se inclina para sudeste até que se torna na discordância na base do Cretáceo; o jazimento é complicado por falhamentos.

As próprias camadas cretáceas são constituídas por arenitos vermelhos e argilas de *facies* lagunar costeira. Seixos espessos, de rochas de tipo alqueano comparáveis às do embasamento, ocorrem nas areias. As diversas formações cretáceas são, sucessivamente: formação Brotas, formação Santo Amaro, formação Ilhas, formação São Sebastião.

Depósitos marinhos cretáceos foram assinalados ao longo da costa, para o sul, junto ao rio Maraú, provando a descida da superfície Gondwana até abaixo do nível do mar nessa área.

O ciclo de erosão mais moderno (Paraguaçu) é o mais extenso de todos não só junto à costa como também no interior. Ao sul do caminho que tomamos para atingir Monte do Chapéu acha-se a vasta escavação (depressão) da bacia do rio Paraguaçu, atingindo uma largura máxima de 140 quilômetros ao sul de Mundo Novo. Ao norte do divisor acha-se outra bacia semelhante, a do Jacuípe. Com efeito, como mostram os mapas, é esta a superfície cíclica mais generalizada na Bahia.

Esta superfície é especialmente ampla ao longo da secção meridional porque, com as superfícies cíclicas com sua elevação máxima no interior e arqueadas em direção à costa (Fig. 10), o ciclo Paraguaçu produz sua maior ação na zona intermediária.

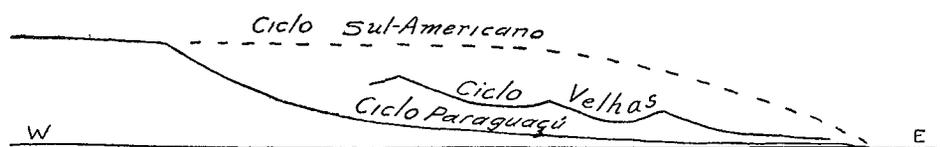


Fig. 10 — Mostra como o ciclo Paraguaçu procede à sua atividade máxima, na Bahia, na zona intermediária, entre a costa e o interior, devido ao flexionamento das superfícies cíclicas anteriores.

A secção Ilhéus — Vitória da Conquista — Condeúba — Serra Geral — Entre Ilhéus e Vitória da Conquista o ciclo Paraguaçu desenvolveu sua ação a tal ponto que obliterou a maior parte das feições produzidas pelos ciclos anteriores. Nesta secção, e na secção Jaguaquara — Maraú, os aplainamentos anteriores mantêm, aparentemente, um nível alto até próximo da costa, onde se inclinam fortemente para o mar; a inclinação, em Maraú, leva mesmo a superfície Gondwana (sub-Criatório) até abaixo do nível do mar antes que a costa seja atingida. Esta posição elevada das superfícies anteriores permitiu o desenvolvimento de vales extremamente profundos no ciclo Paraguaçu (Foto 36) e a destruição dos elevados aplainamentos de tópo. Dêste modo, as feições produzidas pelo ciclo de erosão Velhas foram virtualmente eliminadas da parte oriental da secção, aparecendo apenas como aplainamentos de tópo nas proximidades de Itambé, a 550-600 metros, e como fragmentos, aproximadamente à mesma altitude, ao norte de Nova Canaã.

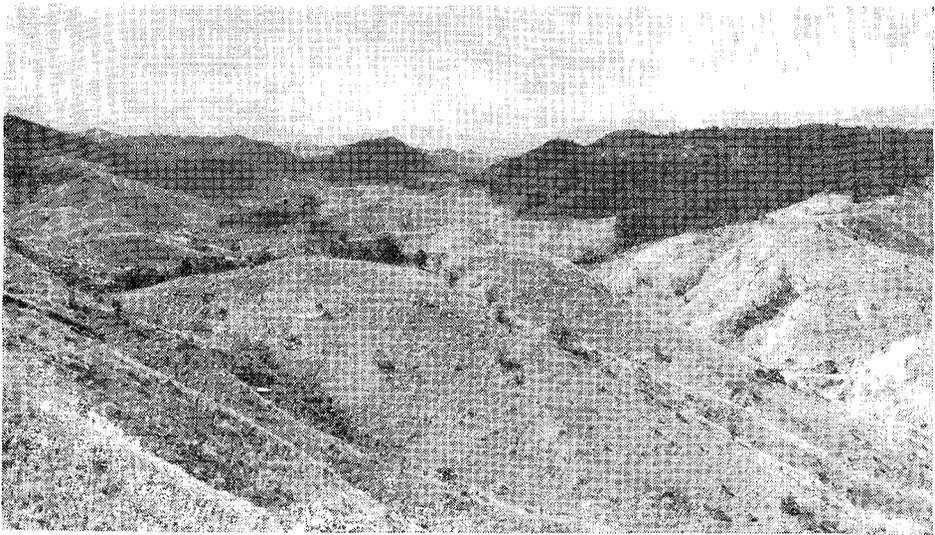


FOTO 36 — Vales profundos do ciclo Paraguaçu dissecando a borda do planalto Sul-Americano (a 900 metros), 25 quilômetros a sudeste de Vitória da Conquista. Faltam, aqui, as feições referidas ao ciclo Velhas.

O ciclo Paraguaçu desenvolveu-se em duas fases (Foto 37), a primeira marcada por terraços que se continuam muito para o interior e uma fase de “fundo de vale”, atual, na qual os rios ainda não foram completamente nivelados. Com efeito, um basculamento recente, em direção ao mar, dos talwegues dos rios, (como no rio Itabuna) pode ser apontado. O afogamento das extremidades inferiores dos vales dos rios (Foto 2), também pode ter sido causado por um tal basculamento.

O ciclo Velhas aparece em Ilhéus como uma discordância onde as areias da formação Baireiras assentam sobre rochas arqueanas. Êste fato, bem como a ocorrência de ilhéus rochosos próximo à costa, atesta que nem a superfície Sul-Americana nem a Gondwana descem ao nível do mar do lado do continente, em Ilhéus. Estas são as condições que prevalecem na costa a grande distância

para o sul, como o demonstra a presença de recifes ou ilhas de rochas arqueanas em Caravelas e Macaé

A duzentos quilômetros da costa acha-se a vasta chapada (ciclo Sul-Americano) de Vitória da Conquista (900 metros) (Foto 38), que se estende para o sul até Minas Gerais. Imediatamente ao norte da cidade encontra-se um platô



FOTO 37 — O ciclo Paraguaçu em fase de terracamento e no fundo do vale no rio Itabuna, próximo a Itabuna, Bahia. As colinas residuais não mostram indícios de truncamento no ciclo Velhas, que provavelmente passou acima delas

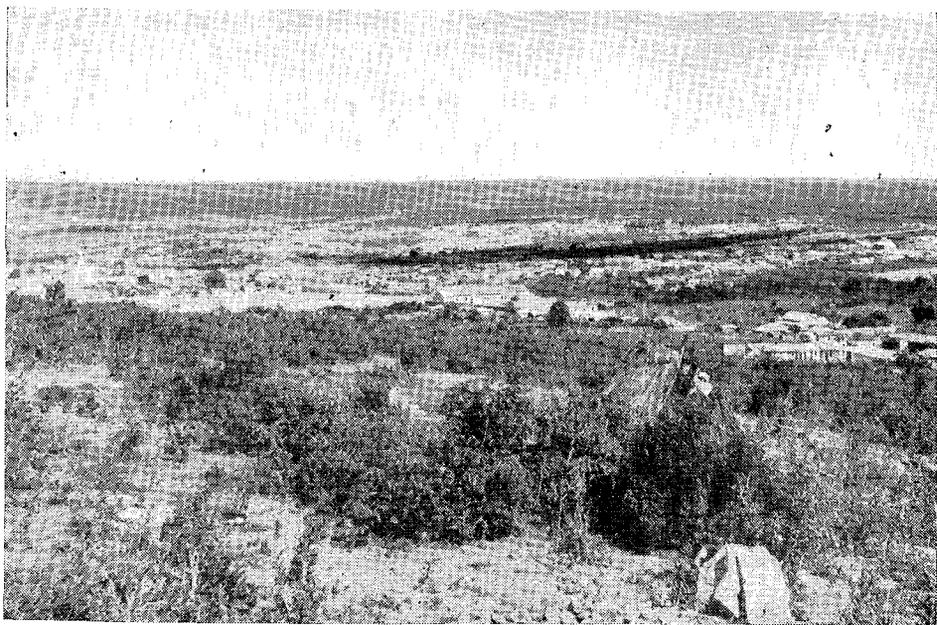


FOTO 38 — A chapada do ciclo Sul-Americano a 900 metros de altitude ao sul de Vitória da Conquista. Vista da borda do planalto post-Gondwana (1 100 metros) imediatamente ao norte da cidade

mais antigo (post-Gondwana) que está cêrca de 200 metros mais acima. A chapada do ciclo Sul-Americano continua até Poções; daí em diante, a estrada Rio-Bahia segue o rio Cachoeira entre alinhamentos de cristas do ciclo Velhas, e no ciclo Paraguaçu, até sua junção com o rio das Contas em Jequié (220 metros). A fase inicial do ciclo Paraguaçu acha-se bem representada como terraços de cascalho que ocorrem na maior parte da bacia do rio de Contas, 50 a 60 metros acima dos fundos de vales atuais. Em direção à costa, a diferença entre as duas subfases diminui para 20-30 metros, de modo que é possível indicar um pequeno basculamento em direção ao mar durante o ciclo Paraguaçu.

Na área montanhosa atravessada pela rodovia Rio-Bahia ao norte de Jequié, o ciclo post-Gondwana constitui novamente o tópo plano das maiores elevações (800 metros) e o aplainamento mais importante, abaixo dêste, é o do ciclo Sul-Americano, que se acha a cêrca de 100 metros abaixo. As duas superfícies são marcadamente mais baixas do que nas proximidades de Vitória da Conquista, fato êste que está em concordância com a presumida altitude de 450 metros indicada para a superfície Sul-Americana nos *inselbergs* a noroeste de Feira de Sant'Ana.

A cem quilômetros de Jequié a paisagem se alarga em amplos pediplanos, a cêrca de 300 metros, nos quais estão disseminados pontões.

Ê êste o correspondente meridional da superfície Velhas (com pontões disseminados) ao noroeste de Feira de Sant'Ana, no flanco oposto do rio Paraguaçu.

O rio está suavemente encaixado no ciclo Paraguaçu nestas planícies que aumentam em direção a leste, como a superfície sub-barreiras, para a baía de Todos os Santos. Uma inclinação da superfície Velhas, de ambos os lados, em direção ao rio Paraguaçu, talvez indique um eixo de basculamento post-Velhas ao longo da direção do rio.

Retornando à secção, a oeste de Vitória da Conquista a estrada que demanda Brumado desce rapidamente da chapada Sul-Americana, a 900 metros, passando por um terraço (*bench*) do ciclo Velhas a 700 metros e atingindo o fundo do vale do Paraguaçu, em Vila Nova, a 410 metros. A região, daqui em diante, passando por Condeúba até Jacaraci é constituída principalmente de uma topografia ondulada (ciclo Velhas) que se eleva gradual e lentamente de 700 a 800 metros de altitude, como acontece em tôrno de Joanina. Na altura de Brumado e Itaqui a superfície Velhas mostra subciclos distintos. Os leitos dos rios (rio Gavião) são pouco encaixados e uns poucos testemunhos de tópo plano demonstram a presença anterior do ciclo Sul-Americano que, com efeito, ocorre quase continuamente ao longo da serra Pelada, que constitui o limite entre Bahia e Minas Gerais. Em direção a oeste, sua altitude se eleva de 900 para 1 000 metros.

Nas adjacências de Jacaraci a ampla superfície do ciclo Velhas restringe-se a vales que avançam em direção ao divisor da serra Geral que, nesta região, é truncada abruptamente pela chapada Sul-Americana.

Em Urandi (640 metros), o divisor é ultrapassado e os profundos vales já são tributários da depressão do São Francisco.

A região ao sul de Vitória da Conquista (Entre as latitudes de 15° e 19° S)
 — De modo geral, as características da região ao sul da latitude de Vitória da Conquista são: a) um aplainamento post-Gondwana a grande altura nas serras residuais (serra Geral) do oeste; b) amplas chapadas do ciclo Sul-Americano (Fotos 1,10) recortadas por c) profundos vales dos ciclos Velhas e Paraguaçu. Longe da costa, onde forma uma vasta planície recoberta pela formação Barreiras, o ciclo Velhas raramente atinge a fase de aplainamento generalizado. O ciclo Paraguaçu nunca atinge esta fase se bem que, como na Bahia, se estende muito para o interior seguindo os rios mais importantes. Tanto o ciclo Velhas quanto o ciclo Paraguaçu são difásicos e marcados por terraços.

O limite sul desta região pode ser colocado no rio Doce.

Ao sul de Vitória da Conquista, ao longo da estrada Rio-Bahia, a ampla chapada Sul-Americana continua intacta, produzindo uma linha quase contínua que barra o horizonte, a 900 metros. A dissecação é limitada a estreitos vales de vertentes abruptas (ciclo Velhas) e com uma profundidade de 20 a 40 metros.

No limite entre Minas e Bahia acha-se o vale do rio Pardo, com uma profundidade de quase 200 metros, no ciclo Paraguaçu, porém em Minas a mesma chapada é observada elevando-se muito suavemente para oeste acima de 900 metros. Tanto a leste como a oeste da estrada elevam-se morros residuais de granito, com escarpas abruptas, como na direção de Pedra Azul. Poucos quilômetros ao sul do limite estadual, as chapadas principais estão sempre a oeste da estrada; na altura dos cursos superiores dos rios Jequitinhonha e Araçá, ao longo da estrada, a grande chapada desapareceu totalmente sob o ataque dos ciclos de erosão mais recentes.

As chapadas ocidentais, no entanto, como a chapada do Colombis (?), foram tão espetacularmente cortadas pelas superfícies de erosão que é difícil distinguir os pedimentos através do cerrado*; êstes, porém, são claramente visíveis no sopé das montanhas ocidentais. A altitude da chapada é de 1 060 metros próximo a Couto de Magalhães, todavia, aproxima-se dos 1 000 metros em grande extensão, apresentando uma inclinação para leste que foi, em parte, claramente causada por um basculamento posterior.

O relevo original desta superfície, numa área de muitas centenas de quilômetros em torno do Jequitinhonha e seus tributários não parece ter sido nunca maior do que 50 metros. Não foi observada a ocorrência de canga ou de outro depósito residual quando atravessamos essa região, porém alguns cascalhos e areias cimentados, com numerosos seixos de quartzo, foram vistos em certos locais. L. J. DE MORAIS observou-os nos altiplanos a altitudes entre 750 e 950 metros e referiu a chapada, corretamente, ao Terciário médio. D. GUIMARÃES, discutindo essas camadas brancas, arenosas, de cimento caulínico, inferiu que êses depósitos são acumulados em condições desfavoráveis à deposição de canga.

A abertura de vales na chapada de idade terciária inferior, nesta região, é dupla, aparecendo um duplo terraço (ciclo Velhas) sobre um fundo de vale do ciclo Paraguaçu. O aspecto geral das feições morfológicas, dos pendentes e

* — N do T — O autor usou "serrada" no original, atribuímos o engano à má grafia do termo "cerrado"

das fases de desenvolvimento, juntamente com as três superfícies principais a 1 000, 700-800 e 370 metros, respectivamente, lembra muito a região dos Apalaches, na América do Norte, com os seus ciclos Schooley, Harrisbury e Somerville.

Para oriente, próximo ao ribeirão Gravata, a área do aplainamento Sul-Americano é reduzida, pela ação do ciclo Velhas, a remanescentes cada vez menores. Ao longo da rodovia Rio-Bahia apenas alguns exíguos aplainamentos de tôpo permanecem sôbre as cristas mais altas. Mesmo a superfície do ciclo Velhas é obliterada pelas duas subfases do ciclo Paraguaçu, de tal modo que junto aos rios principais apenas linhas de cristas uniformes sôbre as elevações menos importantes atestam o aplainamento no ciclo Velhas (Plioceno), como próximo a Itaobim.

Vales típicos, profundos, do ciclo Paraguaçu são os dos ribeirões São Roque e São João, que a estrada Rio-Bahia acompanha até Itaobim.

As duas fases do ciclo Paraguaçu, fundos de vales e terraços, separados por 50-70 metros, aparecem na bacia do Mucuri (em Três Barras) e também nos

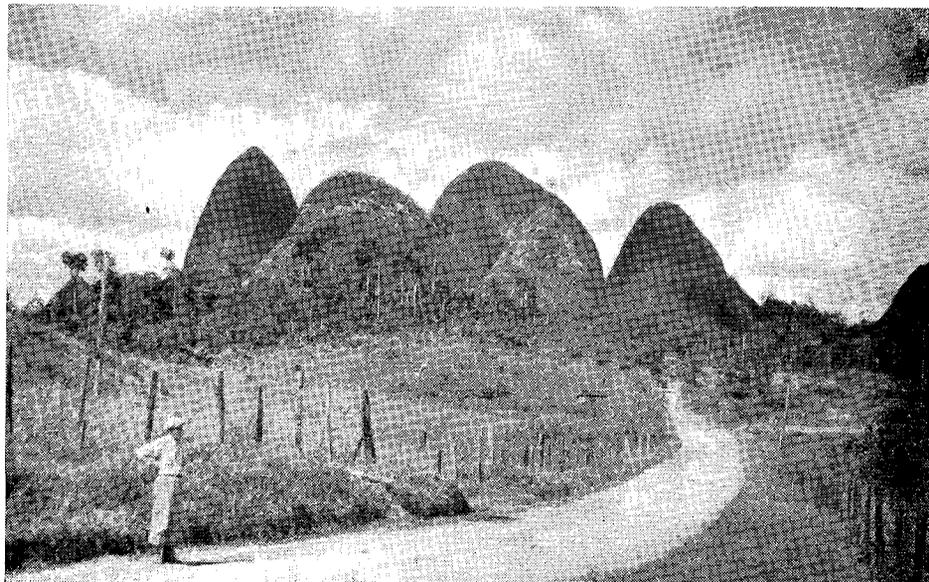


FOTO 39 — “Muitos Irmãos” Um grupo de pontões no limite Minas-Espírito Santo. Mesmo os famosos exemplos do estado do Rio não são mais belos que éste.

vales do rio Doce e seus tributários, como próximo a Governador Valadares. Apesar de seu nível relativamente baixo, o rio Doce corre, aqui sôbre um leito rochoso, mostrando que ainda está em fase ativa (Foto 15).

A extensão do ciclo Paraguaçu na bacia do rio Doce é ainda maior do que nas bacias dos rios Jequitinhonha e Paraguaçu. Ao norte, êsse ciclo se estende pelo rio Itambacuri acima até o divisor, a 250 metros. No sul estende-se, aproveitando uma depressão de ângulo de falha no curso médio do rio, em uma fase de abertura de *canyons* além de Ponte Nova até Mariana, incluindo quase todos os rios da bacia em questão.

Entre a região profundamente dissecada da bacia do médio rio Doce e a planície costeira encontram-se as montanhas do limite com o Espírito Santo — a serra dos Aimorés. Esta serra eleva-se sobre a planície costeira normal, do ciclo Velhas, parcialmente recoberta por barreiras, constituindo grupos de pontões ou pães-de-açúcar (como em Aguiá Branca) (Foto 20 e 39), e indicando claramente a proximidade da província fisiográfica do estado do Rio de Janeiro.

O rio Doce está a 30 metros sobre o nível do mar em Colatina, onde inicia a travessia da planície costeira, aparecendo a subfase mais antiga do ciclo Paraguaçu como um terraço que está a 50 metros.

A serra Geral e arqueamentos associados

A serra Geral, algumas vezes denominada serra do Espinhaço, é a principal cadeia montanhosa entre o vale do São Francisco e o mar. Não constitui, porém, uma única série de montanhas e em alguns locais, não existem mesmo montanhas. Ao longo de todo seu comprimento esta serra não chega a constituir um divisor, não apresentando uniformidade nas rochas que a constituem ou na sua história geomórfica. O único fator comum a toda serra Geral é que os vários blocos que a formam marcam um eixo de soerguimentos intermitentes que se repetiram a intervalos, provavelmente desde o Paleozóico aos nossos dias. Como tal, a serra Geral constitui, na verdade, uma zona elevada que se estende desde a região montanhosa a sudeste de Belo Horizonte até o grande “cotovelo” formado pelo São Francisco quando toma a direção do mar. Esta é, porém, a única uniformidade geomórfica.

Em parte devido à sua extensão, parte pela variedade de aspectos que apresentam, os diferentes setores da serra recebem nomes locais diversos. Por força da acuidade geográfica estes nomes são aqui usados, se bem que fôsse difícil incluir a todos nos mapas anexos.

Quando a serra Geral se inicia na região montanhosa do sul mineiro, sob a forma de uma estreita crista que se prolonga de Caeté para o norte até a serra da Mutuca, apresenta naturalmente o mesmo aspecto geomórfico que a própria região montanhosa. Próximo do seu início, por exemplo, acha-se o pequeno testemunho do aplainamento Gondwana, em Gongo Sôco, e a parte superior da serra, como a região montanhosa, apresenta uma topografia ondulada post-Gondwana. Para leste de Jabuticatubas, sobre a serra da Mutuca, uma alta linha de tópo* Gondwana é claramente visível, porém, imediatamente ao norte, a serra termina, surpreendentemente, no vale do rio Cipó.

A continuação da área elevada não se faz para o norte mas para leste, na serra de Itacolomi ou Cabeça de Boi. A razão deste deslocamento é encontrada em uma falha oblíqua, parte do sistema do vale de afundimento do São Francisco, que aqui apresenta direção nor-noroeste e ao longo da qual adaptou-se o vale do rio Cipó (vide mapa). A partir deste ponto a serra continua pela serra do Cipó por 50 quilômetros para nor-noroeste, em sentido paralelo e a leste da falha que a limita. É atravessada pela estrada que liga Belo Horizonte a Diamantina, via Sêrio, e neste ponto examinaremos sua secção

* — N do T — *Summit-Line* no original inglês

A seira é atingida, partindo de Lagoa Santa, passando-se por uma superfície dicíclica, de cristas do ciclo Sul-Americano e vales do ciclo Velhas, que é o tipo padrão nessa área. À medida que se aproxima o flanco ocidental da serra do Cipó estas superfícies cíclicas elevam-se em direção a êsse flanco, que constitui quase como que um paredão na parte inferior (Foto 40) Acima e



FOTO 40 — O lado ocidental da serra do Cipó, falhado, mostrando, no primeiro plano, a inclinação das superfícies de erosão em direção à falha, bem como uniforme continuação do ciclo Sul-Americano no flanco da serra acima da falha; elementos do ciclo post-Gondwana são visíveis a distância, além da escarpa

a leste da escarpa, somente um estreito tabuleiro da superfície Sul-Americana é observado antes que a estrada atinja o planalto ondulado da superfície post-Gondwana (próximo de 1 400 metros e com um relêvo de 150 metros) que forma a maior porção da área elevada da serra. A superfície é evidente quando a estrada a encontra. Dêste ponto a vista para sudoeste mostra o aplainamento



FOTO 41 — A crista da serra do Cipó vista de Palácio, Minas. À direita, a superfície Gondwana pode ser vista elevando-se entre oeste e leste. No primeiro plano aparece a superfície post-Gondwana

Gondwana na parte superior da seira (cêca de 1 800 metros), elevando-se de oeste para leste em direção à crista (Foto 41). Aqui se observam tôdas as provas topográficas de um forte aqueamento, partindo de oeste, que teria agido em seguida aos ciclos Gondwana e post-Gondwana, sendo que as deformações mais fortes ocorreram ainda mais tarde, após os ciclos Sul-Americano e Ve-

lhas, e se localizaram ao longo de uma falha a ocidente. As deformações foram repetidas pelo menos três e, possivelmente, quatro vezes, desde o Mesozóico médio e sempre do mesmo modo, isto é, elevando a secção axial da serra. Com efeito, a presença do ciclo Gondwana no segmento da serra Geral denominado serra do Cipó, ao passo que foi removido pela erosão nas áreas a oeste e a leste, mostra que a serra constitui um divisor de águas, virtualmente, desde o Cretáceo.

A descida ao longo do flanco oriental da serra é abrupta.

Esse flanco é, possivelmente, em parte, uma escarpa de falha, se bem que não nos fôsse dado observar nenhum indício desta freatua; além disso, em alguns longos esporões (Foto 42) a ascensão da superfície post-Gondwana pode ser acompanhada desde o tópo até níveis relativamente baixos

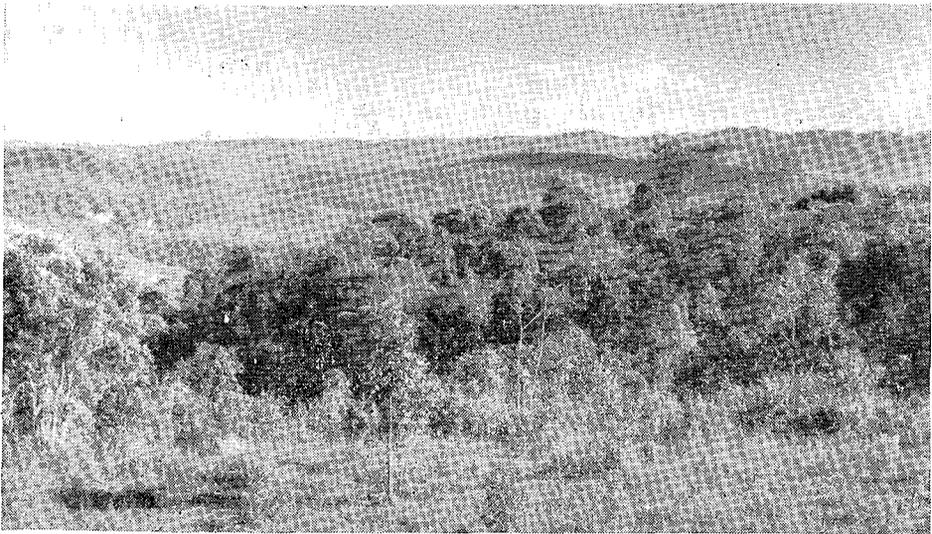


FOTO 42 — Vista da serra do Cipó tirada de leste, em um ponto ao sul de Conceição, mostrando o truncamento post-Gondwana elevando-se em um longo esporão. Esta vista indica que o flanco oriental da serra é devido a um arqueamento sem falhamento.

O “altiplano” da superfície Sul-Americana, que, pela ação da erosão, forma longas cristas paralelas à serra, pode ser observado com uma crescente elevação para oeste nas proximidades de Conceição do Mato Dentro. Cristas do mesmo tipo aparecem próximo a São João del-Rei, onde se acham a 800 metros, elevando-se para oeste a mais de 1 000 metros.

Entre São João del-Rei e Diamantina o divisor está em um platô ondulado do ciclo post-Gondwana, a oeste do alinhamento principal dos remanescentes da superfície Gondwana (sobre quartzitos Itacolomi), que culmina no pico Itambé (2 038 metros). Este alinhamento continua até um pouco a noroeste de Diamantina onde desaparece em direção ao rio Jequitinhonha. Os cursos d’água que ocorrem para oeste a partir do divisor mais antigo (Gondwana) foram capturados pelo ribeirão São Bartolomeu e tiveram seus cursos deslocados para o norte, para o Jequitinhonha. Entre São João del-Rei e Diamantina, portanto, a topografia é essencialmente a mesma que ocorre na secção descrita mais ao sul, porém o divisor se encontra a oeste do alinhamento de zonas mais elevadas, tendo os rios que

drenam para leste escavado profundas gargantas na região montanhosa, como acontece próximo a Diamantina. O planalto post-Gondwana, que constitui a maior parte do tópo, apresenta um esplêndido aplainamento a 1 250-1 300 metros. Os altos vales desse tópo contêm depósitos de cascalhos que há muito vêm sendo trabalhados em procura de diamantes; a origem das gemas todavia, permanece desconhecida.

Próximo a Bandeirinha e Guinda, o planalto post-Gondwana eleva-se a 1 400 metros, demonstrando que o eixo principal de arqueamento (no fim do Terciário) estava situado mais a oeste ao longo da falha do vale de afundimento do São Francisco. Nesta área, porém, a dissecação fluvial cortou a borda mais ocidental do planalto. O planalto post-Gondwana apresenta-se muito pedimentado nesta região. Apesar de sua grande idade, massas residuais ainda se elevam abruptamente do nível geral à maneira de *inselbergs*.

Nas vizinhanças de Diamantina muitas superfícies aplainadas (comumente com declive para leste) ocorrem a diferentes alturas, muitas vezes separadas entre si por escarpas relativamente retilíneas. É possível que esta região tenha sido atingida por pequenas falhas. Este fato viria explicar a excessiva altitude do pico de Itambé (2 038 metros) que nos pareceu muito alto, mesmo para um remanescente do ciclo Gondwana.

Nas proximidades das cabeceiras do rio Jequitinhonha as montanhas (post-Gondwana) da serra Geral desaparecem, e os ciclos Sul-Americano e Velhas encontram-se, vindo de lados opostos do divisor. Como a superfície Sul-Americana continua pelo *gap*, ainda aplainada, o arcabouço da montanha deve ter sido removido pela erosão durante o Terciário antigo.

Ao norte do vale do Jequitinhonha a serra Geral consiste unicamente de alinhamentos e grupos de morros residuais sobre as resistentes rochas da série Itacolomi. A forma desses morros residuais acompanha, muitas vezes, com grande concordância, o jazimento dos quartzitos, como acontece na serra do Ambrósio.

O aspecto típico da serra Geral, nesta região, quando se eleva da chapada (Terciário médio), reflete-se na serra do Machado (Foto 10). Raramente as montanhas atingem altura suficiente para apresentar o truncamento post-Gondwana na parte superior. O divisor não parece ser relacionado aos morros residuais e parece ter tido como elemento controlador o arqueamento no Terciário superior ou no Quaternário, da chapada do ciclo Sul-Americano.

Condições fisiográficas semelhantes prevalecem mais ao norte, nas proximidades de Grão Mogol, onde as serras quartzíticas apresentam maior continuidade. Estas serras, como a serra do Barão e a serra da Bocaina, elevam-se abruptamente da chapada, que se estende a grande distância tanto a leste quanto a oeste. É perceptível que em determinada época as serras formaram o divisor de águas, porém esta situação não mais se verifica pois a chapada, que se elevou em direção às montanhas a leste, continua a elevar-se em direção oposta à das montanhas a oeste, por uma distância de mais de 50 quilômetros, até atingir a serra do Calixto; esta última serra acha-se a 1 100 metros sobre a escarpa de falha que desce até o vale do afundimento do São Francisco (Foto 43).

Estas escarpas forma atualmente o divisor, do qual os vales dos ribeirões Ticoioia (?) e Congonhas, escavados no ciclo de erosão Velhas, passam em direção a leste para juntarem-se, formando o rio Itacambiruçu que, ganhando considerável volume, atravessa as serras em direção a leste em um *gap* (800 metros) que marca o limite superior do ciclo de erosão fluvial Paraguaçu. Toda esta denagem é claramente posterior ao aplainamento da chapada do ciclo Sul-Americano e é devida ao soerguimento e basculamento da chapada para leste provocados pelos movimentos da crosta responsáveis pela formação do vale de afundimento do São Francisco.

Um aspecto mais próximo da primitiva condição da serra Geral pode ser observado entre Portelinha e Monte Azul. Nesta área, as serras quartzíticas são contínuas, atingindo altura suficiente para apresentar o truncamento de topo post-Gondwana e, ocasionalmente, cascalhos diamantíferos, como em Datas e Diamantina.

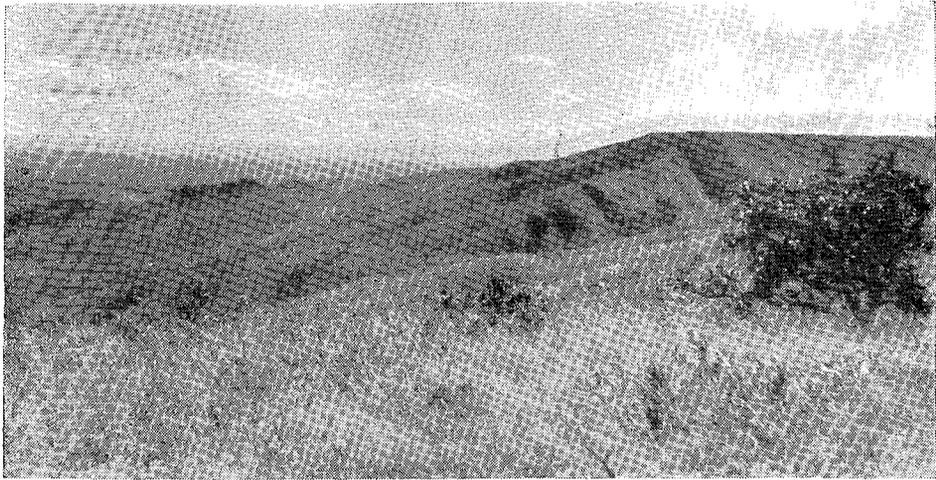


FOTO 43 — A uniforme chapada Sul-Americana eleva-se suavemente para ocidente até a sua terminação abrupta na borda do vale de afundimento do São Francisco. Vista para o norte entre Barracão e Francisco Sá.

Além disso, estas serras ainda definem o divisor de águas. Nos flancos da serra só permanecem remanescentes da chapada Sul-Americana; tanto para leste quanto para oeste acham-se profundos sistemas de vales do ciclo de erosão Velhas. Os vales a oeste descem rapidamente de 600 metros até o fundo do vale de afundimento, que aqui se aproxima muito mais da serra Geral do que em Grão Mogol. Alguns prolongamentos da chapada do Terciário médio constituem serras menos importantes, como a serra Cental.

As serras de quartzito Itacolomi integrantes da serra Geral continuam para o norte até poucos quilômetros além do limite com a Bahia. A chapada soerguida do ciclo Sul-Americano constitui, então, o divisor de águas, como na serra da Onça, próximo a Saco. Mesmo assim, o eixo que separa as águas é frequentemente interrompido por vales do ciclo Velhas e com esta característica continua para o norte na maior parte da Bahia; passando por Caitité, Paramirim, Inúbia, e finalmente, Morro do Chapéu. É curioso notar que, nesta área, o alinhamento de terrenos mais elevados (uma longa crista truncada a 1.100 metros,

do ciclo post-Gandwana) encontra-se a *oeste* do divisor de águas (Fig. 3), e onde alguns ativos tributários do São Francisco cortaram através da crista de soerguimento, atingindo o amplo tabuleiro do ciclo Sul-Americano, que se encontra a *leste*. A passagem de um desses tributários pela crista do ciclo post-Gondwana pode ser observada na cidade de Alagoinhas, porém o divisor de águas não constitui uma feição importante.

A ocidente da alta crista o tabuleiro do ciclo Sul-Americano ainda se eleva para *oeste* em direção à falha principal do vale de afundimento, que é posterior ao ciclo Velhas.

Nenhum aspecto novo é observado na serra Geral entre Mouro do Chapéu e o "cotovelo" do São Francisco.

A história da serra Geral pode ser, agora, declarada: as serias residuais ocupam o local de repetidos soerguimentos axiais que agiram após cada um dos principais ciclos de erosão Gondwana, post-Gondwana e possivelmente o ciclo Sul-Americano.

Os soerguimentos mais antigos do mesmo eixo podem ter ocorrido desde o Paleozóico médio. No fim do Terciário o soerguimento principal foi transferido mais para *oeste* ao longo do alinhamento do vale do São Francisco, onde, na crista do arqueamento, um típico vale de afundimento foi gerado. Este último movimento destruiu a significância da serra Geral como divisor de águas e foi seguido por várias alterações na disposição da drenagem.

O vale de afundimento do rio São Francisco

Os estudos anteriores ressaltaram a marcada elevação dos tabuleiros do ciclo de desnudação Velhas desde próximo ao nível do mar, na costa, até 1 000 metros ao longo de uma linha a *oeste* da serra Geral, na Bahia e em Minas. Esta elevação representa um valor muito alto para que seja o gradiente original e deve ser atribuída principalmente a um arqueamento post-Velhas do interior (Plio-Pleistoceno).

Todavia, antes de alcançar o rio São Francisco, essa elevação cessa abruptamente em importantes escapas de falhas, de centenas de metros de altura, que trazem as superfícies de erosão Sul-Americana e Velhas ao nível do fundo da depressão do São Francisco — um verdadeiro vale de afundimento, como foi apontado por RUI O DE FREITAS (1951).

Nessa contínua elevação das superfícies de erosão cíclica através das regiões vizinhas e até a margem da depressão, reconhecemos o característico "arqueamento de planaltos em direção ao afundimento" * que constitui o mais importante elemento dos vales de afundimento do oriente africano. Nas dimensões do arqueamento, e da própria depressão, o vale de afundimento do São Francisco compara-se estreitamente aos seus congêneres africanos mais conhecidos.

Alguns detalhes da depressão podem ser, agora, apresentados. Infelizmente nossas observações de campo não se estenderam à região a *oeste* do vale, área essa sobre a qual nossas idéias serão, em grande parte, fruto de conjecturas.

* — N do T — *Arching of plateaus to the rift*, no original inglês.

A disposição das falhas que afetaram a depressão não é completamente conhecida, especialmente a oeste do rio, porém as fraturas podem ser consideradas como começando aproximadamente na latitude de 20° S, na área do rio Doce, onde duas escarpas relativamente recentes correm para nordeste. Aproximadamente do mesmo foco, uma outra falha apresenta direção noroeste e aumenta em deslocamento vertical (rejeito) à medida que se afasta desse foco. Esta é a falha, já descrita, que corta a serra Geral ao longo da direção do rio Cipó e que forma a porção inferior (Foto 40) do flanco ocidental da serra do Cipó. O rejeito, na latitude de $19^{\circ} 20'$ S é de 200 metros, verticalmente. A falha continua sem interrupção até Santo Hipólito, sempre separando a serra da planície aluvial e dos cursos divagantes dos rios Cipó e Velhas, no fundo da depressão.

Não existem indícios de qualquer fratura ocidental que atinja a depressão: a região anteriormente descrita, entre Belo Horizonte e Pirapora não apresenta nenhuma falha evidente e a depressão ocupada pelas aluviões pode ser considerada como uma depressão de ângulo de falha assimétrica*. O fundo do vale de afundimento é formado por superfície dos ciclos Sul-Americano e Velhas que, como foi dito, elevam-se localmente em direção à falha no sopé ocidental da serra do Cipó.

Em Santo Hipólito algumas modificações abruptas são introduzidas na paisagem. A depressão torna-se agora limitada pelos dois lados e o paredão oriental afasta-se em direção ao norte por uma série de zigzagues, passando por Bocaiuva e Francisco Sá, duas localidades que se encontram dentro da depressão. A direção inicial, para noroeste, não foi, todavia, abandonada; continua-se na escarpa ocidental da serra do Cabial — um bloco soerguido associado aos movimentos que provocaram o afundimento, e talvez ainda continue mais além, como uma fratura que controla o sentido noroeste do São Francisco até Paracatu. Os cursos paralelos dos tributários que alcançam essa direção do rio vindo de nordeste (como o rio Pacuí) é certamente *consequente* do basculamento do bloco e, com efeito, as cabeceiras desses tributários estão situadas quase na crista ou topo do bloco.

A leitura das cartas sugere que um sistema similar de cursos fluviais paralelos, que se originam no divisor a ocidente do São Francisco, na latitude de 14° S e que correm em direção nordeste sejam, do mesmo modo, *consequentes* do basculamento de um bloco. Um dos lados desse bloco é definido pela frente escarpada das serras da Capivara e do Ramalho, enquanto o sopé do mesmo segue um alinhamento ou direção noroeste, passando próximo a Correntinha e seguindo o rio do Meio. É provável que o mesmo alinhamento continue até o divisor com o rio Tocantins, na serra da Taguatinga.

A partir de Santo Hipólito a depressão principal continua para o norte com uma largura média de 40 quilômetros. As escarpas que a limitam de ambos os lados são bem visíveis e apresentam deslocamentos verticais (rejeito) de várias centenas de metros. O paredão ocidental forma inicialmente a margem oriental da serra do Cabial, porém junto a Montes Claros constitui a borda de um planalto do ciclo Sul-Americano que domina a depressão numa frente de mais de 50 quilômetros.

* - N do T - *Asymmetrical fault-angle depression*, no original inglês

O modo pelo qual a região da chapada no norte mineiro se eleva de Grão Mogol, a leste, em direção à borda da depressão, entre Barracão e Francisco Sá já foi descrito (Foto 44). A borda ocidental da chapada e a escarpa que a liga ao fundo da depressão, 300 a 400 metros abaixo, são ilustradas na foto 48. A existência do afundimento não poderia ser mais clara, especialmente com a chapada do ciclo Sul-Americano visível além de uma escarpa coincidente, do outro lado, além de Montes Claros.

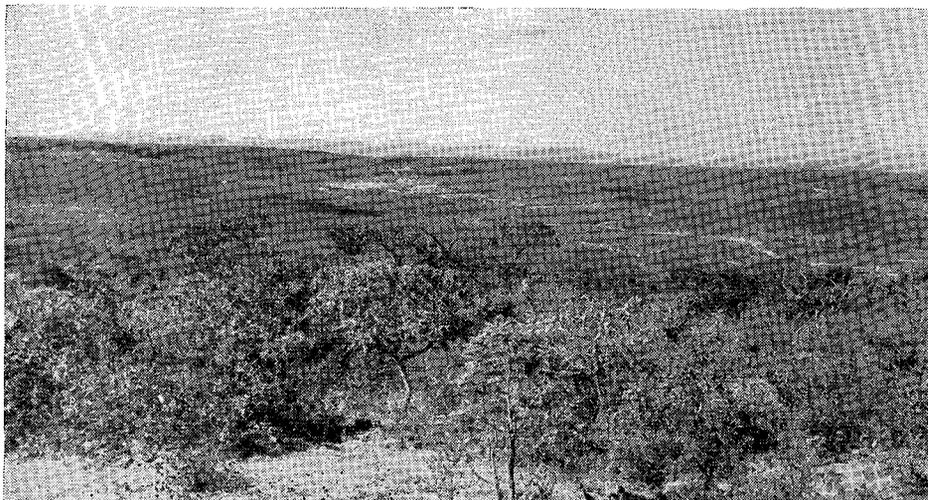


FOTO 44 — A chapada Sul-Americana a oeste da serra Geral, em Barracão. A chapada, dissecada por vales do ciclo Velhas que drenam para ocidente através das serras em Grão Mogol, pode ser observada elevando-se para oeste em direção à escarpa do vale de afundimento do São Francisco.

A partir deste ponto para o norte, a depressão apresenta seu fundo constantemente recoberto por aluviões dos rios Verde Grande e Gortuba e por sedimentos algo mais antigos (Plio-Pleistoceno). A ausência de tais sedimentos na calha do vale do São Francisco entre Juazeiro e o mar, enquanto estão presentes nos vales do Vaza-Baris e Itapicuru a altitudes comparáveis, sugere que o curso desse rio é bem recente, como o atestam as gargantas e rápidos aí abundantes.

Na direção do limite setentrional de Minas Gerais as cabeceiras de alguns cursos d'água avançaram profundamente sobre as escarpas orientais dando origem a uma área dissecada em direção a Monte Azul; ao norte do limite, porém, na Bahia, dá-se exatamente o contrário e um verdadeiro baluarte do planalto encontra-se a cerca de 30 quilômetros no interior da depressão, constituindo a serra do Monte Alto.

Através da Bahia, uma longa escarpa retilínea borda a depressão até Xique-xique. Porém, um importante prolongamento lateral da depressão ocorre em direção sudeste avançando para Paramirim. Esta depressão subsidiária, com 20 a 25 quilômetros de largura e limitada a leste e a oeste por soberbas escarpas de falha (Foto 45) constitui uma calha profunda e muito seca. Solos muito delgados e pobres cobrem os magníficos pedimentos, mas os rios que descem das terras altas adjacentes apresentam águas límpidas e são bem amplos.

A leste de Paramirim apresenta-se a área mais elevada da Bahia, o pico das Almas (1 804 metros). No flanco ocidental das montanhas, observando-se de Paramirim (no vale de afundimento), é possível distinguir, em ordem ascendente, as cinco superfícies cíclicas mais importantes: 600-700 metros, erosão equivalente ao ciclo Paraguaçu; o ciclo Velhas na crista da escarpa da falha (950 metros); a superfície Sul-Americana um pouco acima e atrás do ciclo Velhas (\pm 1 000 metros); a superfície post-Gondwana mostrando-se como uma topografia de grande altitude, escarpada e ainda incompletamente reduzida; e a crista final apresentando, acima de grandes penhascos de quartzito Itacolomi, a quase 1 800 metros, alguns exíguos remanescentes do aplainamento Gondwana. A sucessão de superfícies cíclicas assemelha-se muito aos mesmos elementos na secção entre Rio Acima e Gandarela no centro-sul de Minas. Os remanescentes do aplainamento Gondwana no pico das Almas parecem ser os únicos exemplos desse aplainamento no interior da Bahia.

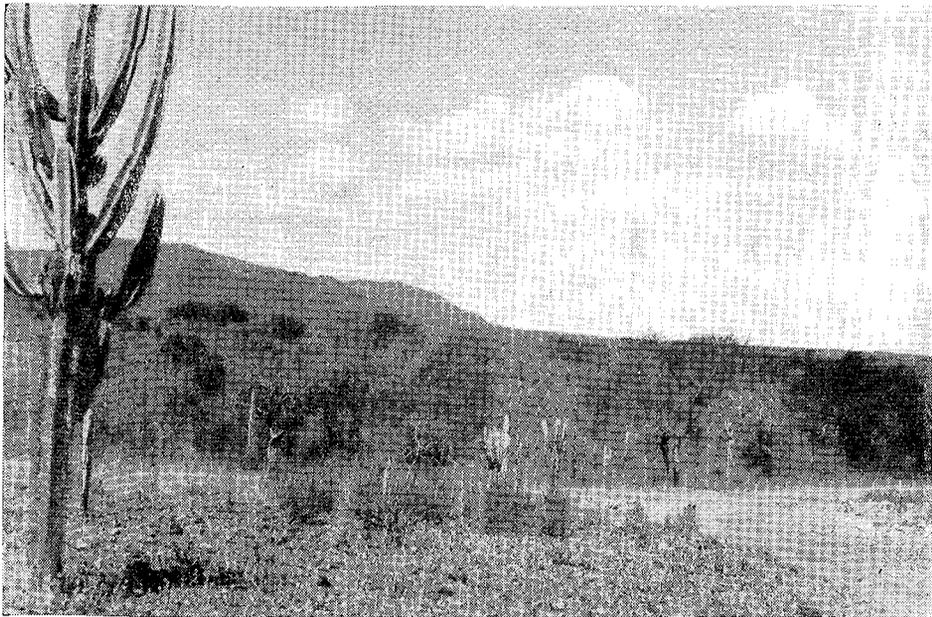


FOTO 45 — A escarpa oriental do vale de afundimento do Paramirim, Bahia

A oeste e sudoeste de Xiquexique somente dois alinhamentos de falhas parecem ocorrer pela leitura no mapa; um que se estende de Ibotiama, no rio, até a serra do Boqueirão e o outro, dirigido de norte a sul ao longo da face ocidental da serra do Estreito, que forma a crista de um grande bloco basculado para leste em direção ao São Francisco.

Sistemas de falhas de direção nordeste podem ser sugeridos no âmbito do grande "cotovelo" do São Francisco e falhamentos posteriores ao ciclo Velhas têm sido descritos (de nordeste a noroeste a ângulos quase retos em relação ao curso inferior do rio) na região da cachoeira de Paulo Afonso.

Vários problemas surgem com relação ao vale de afundimento do São Francisco: a) que idade atribuir aos falhamentos? b) qual era a disposição da drenagem antes desses falhamentos? c) qual é a extensão dos depósitos en-

contrados sobre o fundo do vale e de que natureza são ? d) como e quando o curso inferior do rio (abaixo de Juazeiro) foi realizado?

A aparência de juventude bem como o aspecto retilíneo de muitas das escarpas sugere uma idade geológica recente. As escarpas deslocam a superfície de erosão Velhas, que data do Plioceno (Eoceno?), e portanto uma idade Pliocênica ou Pleistocênica parece apropriada.

Sem dúvida o afundimento foi contemporâneo do soerguimento dos tabuleiros do ciclo Velhas e do início do ciclo Paraguaçu nos rios orientais.

A drenagem atual é tão claramente relacionada à forma da depressão que a pergunta logo surge. Qual era a disposição da drenagem antes do afundimento? A drenagem, antes do afundimento, parece ter sido feita para noroeste partindo do primitivo divisor da serra Geral, tendo as águas procurado o mar descendo o rio Tocantins. Não nos foi possível, no entanto, realizar observações a oeste do rio. MORAIS RÊGO (1936) discutiu o problema, declarando que "no fim do Plioceno ocorreu um pronunciado soerguimento que iniciou um novo ciclo de erosão. Com a elevação, a hidrografia sofreu importantes modificações, produzindo imediatamente um aspecto confuso. Com auxílio das estruturas antigas, o baixo São Francisco procedeu a capturas, envolvendo primeiro as cabeceiras dos rios Vaza-Barris e Itapicuru e conquistando, subsequentemente, a bacia superior do São Francisco que drenava anteriormente para o Tocantins".

As profundas alterações topográficas introduzidas pelo afundimento provocaram, durante um longo período, forte aluvionamento ao longo do curso do São Francisco e de muitos dos seus mais importantes tributários entre Piapóia e Juazeiro. A espessura total dos sedimentos vai além de 60 metros e pode ser de 80 metros no vale principal. Fósseis considerados de idade terciária foram recolhidos desses sedimentos em Bom Jesus da Lapa. GUIMARÃES (1951, p. 216) escreve: "Não é possível escapar à conclusão de uma completa inversão na direção da drenagem", e considerou o curso médio do São Francisco como um lago Pleistoceno que foi capturado durante o Pleistoceno superior pelo baixo curso, de tal modo que o lago foi drenado em seguida. A cuidadosa observação dos níveis, todavia, traz certa dúvida à existência de um lago e favorece, ao contrário, a deposição de aluviões sobre um gradiente muito suave de sul para norte. Sem dúvida, em uma área tão baixa e árida como o fundo da depressão, as águas sofreram grande evaporação e desapareciam como acontece atualmente com as águas do rio Okavango, no norte do deserto de Kalahari.

Todas as autoridades são acordes em afirmar que o baixo curso do São Francisco apresenta características bem diversas das que prevalecem no curso médio, onde se apresenta profundo aluvionamento.

A jusante de Petrolândia encontram-se as poderosas cachoeiras de Paulo Afonso e Itaparica que levam o rio para bem mais próximo do nível do mar, correndo em uma profunda garganta granítica.

As características de juventude do baixo curso do rio são normais no ciclo Paraguaçu; porém, mesmo assim, em comparação com outros rios, o ciclo deslocou-se para montante numa distância relativamente pequena, de modo que a captura do curso médio pareceria ser um acontecimento relativamente recente.

A área elevada do estado do Rio de Janeiro e estados adjacentes

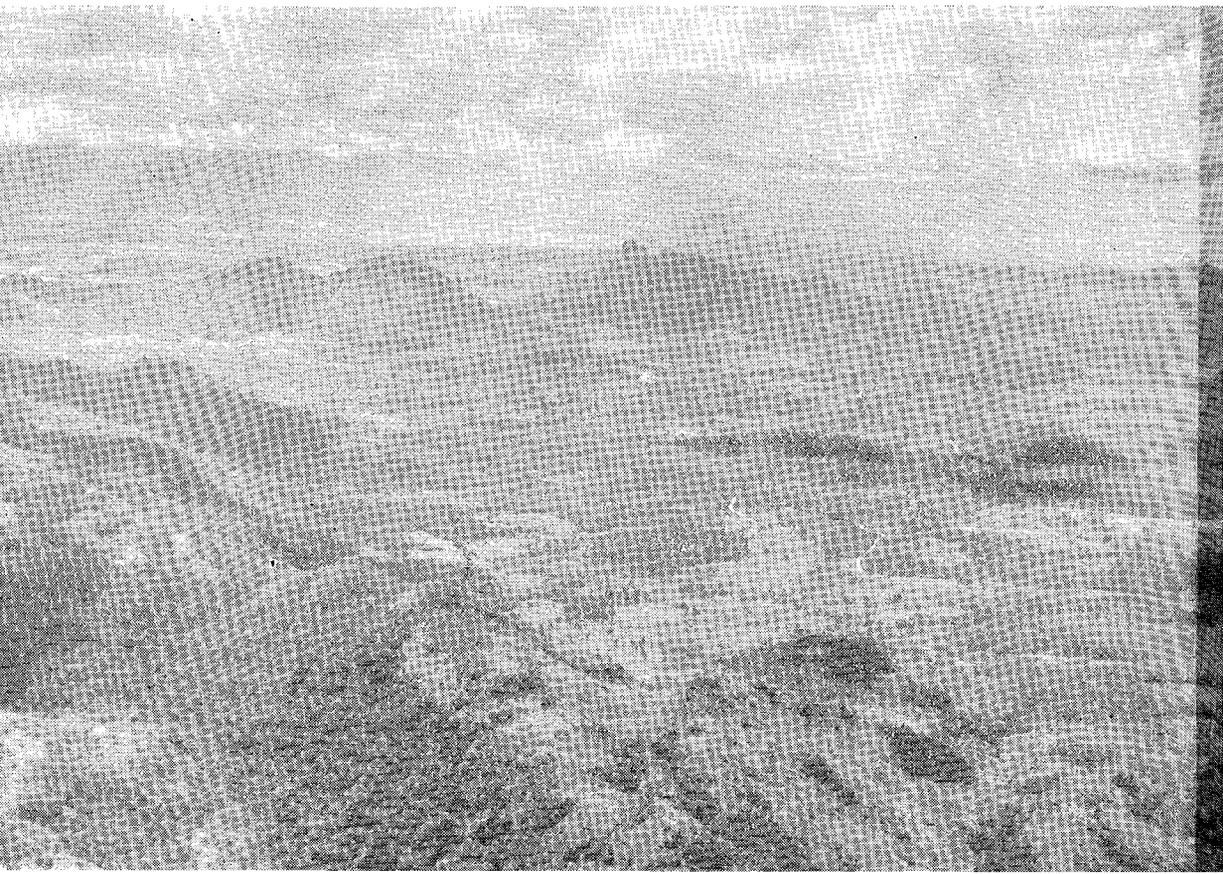
A partir de Vitória, Espírito Santo, estende-se para sudoeste, através de todo o estado do Rio de Janeiro e atingindo São Paulo, uma zona de terrenos bastante elevados. O recente soerguimento desta zona é atestado não só pelas grandes alturas a que foi elevada a superfície de erosão cíclica do Terciário médio mas também pela abundância de rochas gnáissicas que adquiriram suas características físicas a notável profundidade na crosta, mostrando assim que esta zona foi provavelmente a sede de repetidos soerguimentos axiais, pelo menos desde o Paleozóico.

A erosão, agindo durante o Terciário superior e o Quaternário, escavou profundos vales nessa zona elevada, daí resultando a ocorrência generalizada de uma topografia movimentada e montanhosa. Uma linha de costa magnificamente escarpada se desenvolveu, sendo-lhe aplicada adequadamente a denominação de serra do Mar, como a oeste da cidade do Rio de Janeiro. Para o interior, no limite meridional de Minas Gerais, eleva-se a serra da Mantiqueira (que foi atingida por falhas), porém não se observa nenhuma disposição regular dos lineamentos do relevo a não ser por uma direção geral das serras, devida à estrutura, de les-nordeste a oeste-sudoeste.

A fisiografia difere tanto, na verdade, de distrito a distrito, que nos compete a dividi-la e a considerá-la de *per se* cada trecho observado.

A área elevada no sul do Espírito Santo: No Estado do Espírito Santo, ao sul do rio Doce, a disposição das superfícies cíclicas é bastante semelhante à

FOTO 46 — Vista aérea da borda do planalto dissecado da superfície Sul-Americana e a planície costeira do ciclo Velhas com "monadnocks" a cerca de 13 milhas a nordeste de Vitória. Vista para oeste-noroeste (Foto Prof J L RICH, "The Face of South America", American Geographical Society)



que já foi descrita para a região ao sul de Vitória da Conquista. Junto à costa encontra-se uma baixada litorânea (raramente ampla) produzida pelo ciclo Velhas, cortada em rocha viva e muitas vezes recoberta por baireiras. Esta baixada encontra-se geralmente a 100 metros sobre o mar, elevando-se em alguns locais até a 200 metros, na sua borda voltada para o interior; foi, porém, bastante dissecada pelo ciclo Paraguaçu, apresentando-se as embocaduras dos rios afogadas e formando lagoas costeiras e baías, como a de Vitória*.

Na planície costeira ocorrem numerosos morros residuais (300 a 350 metros) do tipo *inselberg* (Foto 46) A R LAMEGO e B BRAJNIKOV confirmaram que as areias da formação Barreiras passam, em alguns casos, em volta e entre essas elevações. Para oeste, esses morros residuais tornam-se mais numerosos e apresentam a concordância de tópo do ciclo Sul-Americano. Esta concordância persiste até o limite ocidental do estado (Foto 47a).

LAMEGO (1949, p. 23) descreveu com precisão esta área: "Conforme já expusemos, não existe no Espírito Santo um planalto propriamente dito, como nos demais estados do sul. O que resta de uma antiga superfície paleogênica profundamente escavada pela erosão e esfacelada pelo tectonismo, são apenas testemunhos de pequenas áreas locais. Já destacamos a mais importante, formada pelo maciço do Forno Grande, entre os municípios de Cachoeiro do Itapimirim, Castelo e Domingos Martins, a qual se alarga neste último na zona de Pedreira, onde sobe a Pedra Azul. Pequenas outras áreas planáltinas isoladas podem, no entanto, remanescer, como em Santa Teresa, nos arredores da cidade — cuja altitude foi registrada pelo aneróide como de 755 metros, sem que de maneira alguma se possa atribuir à região serrana estadual um caráter de planalto" *

A sudoeste de Vitória, próximo a Guarapari e novamente em Inconha, quase não existe a baixada costeira e os grupos de pontões estendem-se para oriente quase até o mar.

O alinhamento das cristas dos pontões pode ser observado descendo rapidamente em direção ao mar, isto é, o aplainamento Sul-Americano aquecia-se em direção à plataforma continental. Estes fatos nos levam a um interessante raciocínio. O limite da área de pontões representa o sítio atual da escarpa costeira do ciclo Velhas, escarpa esta que regrediu, pela erosão, a partir do ponto em que anteriormente o aplainamento de tópo atingia o nível do mar (Fig. 2).

Supondo-se um declive de 15 a 20 metros por quilômetros, essa distância pode ser estimada em 15 a 16 quilômetros. Portanto a escarpa pode ser considerada como tendo regredido 15 a 16 quilômetros em 20 milhões de anos, desde o terciário médio. A velocidade de regressão, 1 metro em 1 250 anos (ou 1 pé em 375 anos), pode ser comparada à razão 1 pé em 150-300 anos.

* — N do A. Um excelente trabalho sobre a zona oriental do Espírito Santo foi realizada por ALBERTO RIBEIRO LAMEGO (1949).

* — N do T. — O autor, ao que parece, verteu mal a citação para o Inglês; no original, lê-se: "From the general occurrence of these it is possible to assign the mountainland of the State to the dissected planalto type", significando exatamente o oposto do que foi declarado à p. 23 do trabalho de LAMEGO: — "A faixa costeira de Vitória", D N P M, D G M, Boletim n.º 128, isto é, como está transcrito no texto traduzido. É possível, também, que tenha havido omissão, durante a passagem para o original datilografado, da negativa, *not*, o que eliminaria o engano: "it is not possible to assign."

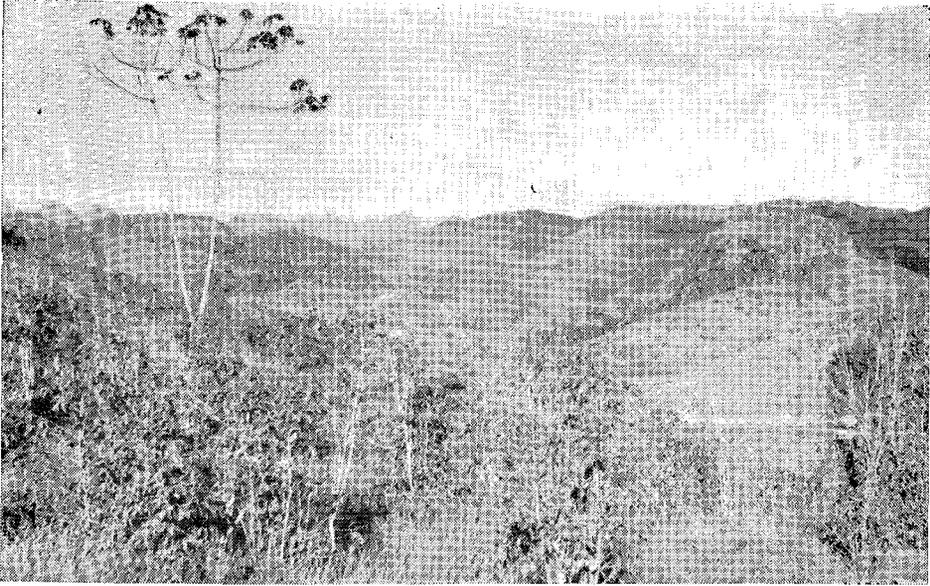


FOTO 47a — *Concordância de truncamentos de tôpo na área de pontões no oeste do Espírito Santo. A altitude é quase sempre de 400 metros porém descendo para leste. Vista para nordeste, perto de Alegre*



FOTO 47b — *A frente ocidental da serra Geral próximo a Monte Azul. O tôpo apresenta o truncamento post-Gondwana; na base, as superfícies Sul-Americana e Velhas apresentam-se intimamente associadas*

para muitas outras escarpas de erosão, tais a de Drakensberg e a escarpa ocidental do planalto mexicano

Tôdas são da mesma ordem de grandeza. Uma secção interessante pode ser estudada a partir da embocadura do rio Itapemirim, em direção a Minas Gerais. Junto ao rio Itapemirim a baixada costeira alarga-se novamente para 25 quilômetros e aumenta ainda mais para o sul, em direção ao delta do rio Paraíba; é sempre limitada do lado do interior pela frente escarpada da zona de pontões. Ao norte do rio Itapemirim a linha de cristas dos pontões eleva-se rapidamente até o aplainamento de tôpo da superfície Sul-Americana, a 700-800

metros, e as montanhas elevam-se a grande altura no limite com Minas Gerais. Nenhuma área importante aplainada pelo ciclo Sul-Americano permanece sobre as cristas desses pontões porém a concordância e a inclinação dos topos para o oriente são inconfundíveis.

O divisor ao sul do rio Itapemirim apresenta uma concordância de tópo (Sul-Americana) semelhante (Foto 47a) que se eleva de 400 metros, a leste, a 600 metros a oeste de Alegre, a 725 metros a oeste de Celina e a 850 metros a oeste de Divina. Além desse ponto ainda continua a elevar-se para oeste até acima de 900 metros, nas cristas, formando a superfície primitiva na qual foi escavada a atual topografia montanhosa, durante o Terciário superior e o Quaternário. Pequenos fundos de vales, escavados a 70 a 150 metros abaixo do aplainamento de tópo e que se elevam para oeste acompanhando o aclave desse aplainamento, representam uma fase generalizada de abertura de vales, porém abaixo deste nível as encostas desses vales se lançam com grande declive até os leitos do rio Itapemirim e de seus tributários.

O mesmo ocorre nas cabeceiras do rio Muiaé, sendo possível observar o ciclo Paraguaçu a 360-400 metros nos arredores de Carangola, onde também o ciclo Velhas aparece como um sistema de espões aplainados a cerca de 600 metros, apresentando-se as cristas aplainadas do ciclo Sul-Americano entre 800 e 900 metros.

Para o oeste, os remanescentes do ciclo post-Gondwana permanecem nas partes mais elevadas da serra, provavelmente a 1 200 metros, com possíveis remanescentes da superfície Gondwana a 1 800-1 900 metros. As relações entre as superfícies cíclicas são, todavia, complicadas por falhamentos que acompanham a elevação da serra. O Pico da Bandeira elevou-se a 2 890 metros, o ponto mais alto do Brasil, por esses movimentos diferenciais. O deslocamento mais oriental nesta seção pode ser estabelecido em sentido nor-nordeste próximo de Alegre. Este deslocamento parece ter soerguido a linha de cristas do ciclo Sul-Americano de 400 metros, a leste, até 600 metros, a oeste, dos dois lados do vale do Itapemirim. Este fato pode ser relacionado à fratura próximo a Vitória, descrita por LAMEGO (1949, p. 23): "Uma das fraturas mais conspícuas nesta zona e ao norte da cidade é a do famoso vale do Canaã, longo e retilíneo e em cujo fundo corre o Cinco de Novembro, afluente do Santa Maria do Rio Doce. A direção daquele rio, independente da orientação das camadas gnáissicas, exclui a hipótese de uma adaptação do curso à estratigrafia — o que nos induz a admitir outra fratura transversal, a leste de São João de Petrópolis". LAMEGO também se refere (1949, p. 21) a falhas ao longo da periferia da ilha de Vitória.

Ao longo da rodovia Rio-Bahia, em Minas Gerais, no divisor entre os rios Doce e Muiaé, a superfície fundamental para essa região foi a chapada Sul-Americana, que se acha a 820-850 metros e que ocupa a maior parte dessa área. Nesta superfície acham-se engastados amplos vales do ciclo Velhas a 600-700 metros; elevando-se acima da superfície, na serra da Onça e em outros locais, acham-se remanescentes das superfícies post-Gondwana e Gondwana que atingem às altitudes de 1 100 e 1 600-1 800 metros, respectivamente. Todas essas altitudes são um pouco menores que no tópo do aplainamento ao longo do limite entre os dois estados.

A mesma fisiografia, apresentando cristas que atingem os 800 metros e vales do ciclo Velhas em tórno de 650 metros, continua para oeste passando por Matipó e alcançando Abre Campo onde, a 530 metros, o ciclo Paraguaçu acompanha o Ribeirão Sant'Ana, um afluente do sistema do rio Doce. A lenta descida dos níveis continua para oeste até Ponte Nova, no rio Doce, onde a superfície Sul-Americana foi completamente destruída pela erosão do ciclo Velhas que aqui forma um extenso grupo de aplainamentos de tópo a 500 metros, apresentando-se o próprio rio encaixado, a 400 metros, em um vale jovem, semelhante a uma gaiganta (ciclo Paraguaçu) na qual ocorrem rápidos.

A oeste do vale os alinhamentos de cristas do ciclo Velhas elevam-se progressivamente de 500 a 580 metros, em um ponto a 20 quilômetros a oeste de Ponte Nova, 650 metros em Acaiaca e 750 metros antes de atingir o terraço remanescente (seu equivalente) próximo de Mariana, a 780 metros. A posição do rio Doce em Mariana parece, assim, ter sido determinada tectonicamente, na parte mais baixa de uma fossa

Todo o curso médio do rio Doce acha-se, com efeito, a baixas altitudes, é bastante amplo e em parte coberto por aluviões. Tanto o ciclo Velhas quanto o ciclo Paraguaçu se acham bastante desenvolvidos, de modo que apenas pequenas áreas da superfície Sul-Americana, mais antiga, foram preservadas. Nos arredores de Barão de Cocais e Mariana, por exemplo, remanescentes de terraços daquele grande ciclo de erosão raramente persistem nos flancos da área montanhosa. Todos esses fatos indicam que o curso do rio principal, a jusante de sua confluência com o rio Piracicaba, foi determinado principalmente por movimentos tectônicos

Assim como a região montanhosa entre Minas Gerais e o sul do Espírito Santo (pelo arqueamento do planalto do ciclo Sul-Americano segundo um eixo de direção nor-nordeste, acompanhado pela ação de fraturamentos subsidiários que provocaram grandes elevações próximo ao pico da Bandeira), como foi demonstrado, foi o eixo de um arqueamento crustal, também o curso do rio Doce, que também se dirige para nor-nordeste e com as superfícies cíclicas inclinando-se em direção a uma linha central, representa um eixo de arqueamento que, na parte da depressão entre o Parque Florestal e Governador Valadares, foi complementado por fraturamentos paralelos à direção dos eixos de arqueamento.

O curso médio do rio Doce, curiosamente paralelo à costa oriental como o do São Francisco, por considerável distância, pode ser sem dúvida considerado como tendo sido determinado pela forma da superfície que resultou dos deformantes movimentos crustais do Terciário superior (e talvez, ainda, do Terciário médio).

A porção oriental do estado do Rio de Janeiro: A área elevada do estado do Rio de Janeiro, composta quase completamente de rochas arqueanas, constitui fundamentalmente o bordo soerguido do embasamento continental, que foi basculado para o norte, em Minas Gerais, e para noroeste, em São Paulo. As repetidas fases do soergimento são as mesmas que afetaram as outras áreas examinadas neste relatório e acompanham a desnudação cíclica do ciclo Gondwana ao ciclo Velhas. Devido à sua própria natureza, essa área há muito constitui

um divisor de águas. O aplainamento do ciclo Sul-Americano, tão generalizado ao norte, perde em importância nessa área, e a maior parte da zona montanhosa pertence ao ciclo post-Gondwana. Na realidade, um divisor de águas deve ter existido aqui desde o Mesozóico médio.

Com respeito ao modo como foi realizado o soerguimento, e à forma e tipo dos sistemas de montanhas característicos dessa região, grandes divergências surgem entre os vários autores que dela trataram. Alguns deles (como JAMES, 1933) ressaltaram a importância dos fraturamentos e dos blocos falhados; outros (como RICH, 1953) tendem a dar menor importância aos fraturamentos e preferem relacionar as feições do relevo local à ação da erosão sobre uma superfície inicialmente soerguida. Boas provas podem ser obtidas no campo em favor de cada ponto de vista e RUI OSÓRIO DE FREITAS (1951) reviu recentemente o assunto, que será novamente discutido após a descrição das características fisiográficas da região.

Nossa opinião concorda, até certo ponto, com os dois pontos de vista apontados. Em toda a zona elevada a existência de um grande número de fraturas não pode ser negada (Fig. 11); porém, a presença ocasional dos aplainamentos cíclicos sistematicamente dispostos sobre as cristas das serras, demonstra que a maior parte dos deslocamentos da crosta ocorreram antes do aplainamento de topo produzido pelo ciclo Sul-Americano no Terciário médio. À falta de outras provas, muitas das fraturas podem ser consideradas como datando provavelmente do Mesozóico superior ou do Terciário inferior. De modo geral, parece existir um limite, próximo ao Distrito Federal, a ocidente do qual ocorrem muitas escarpas de falha recentes ou sub-recentes, enquanto para o oriente, poucas fraturas recentes podem ser observadas assim como as serras nos parecem ser, principalmente, produto de circundescubação. As direções das falhas mais antigas freqüentemente facilitaram e mesmo determinaram, a abertura de vales adaptados, no Terciário superior, durante a ação dos ciclos Velhas e Paraguaçu.

Além dos plainos e mangues do delta do Paraíba, cuja história foi admiravelmente estudada por A. R. LAMEGO, aparece uma baixada costeira mais antiga, do ciclo Velhas, na qual surgem freqüentemente pontões. A não ser pelo delta, a costa oriental do estado do Rio de Janeiro ao norte do Cabo Frio corresponde em toda a linha à costa do Espírito Santo, mais ao norte. Nas vizinhanças de Macaé, por exemplo, observa-se uma costa baixa e paludosa em seguida à qual, para o interior, ocorre uma baixada bastante uniforme que se prolonga por cinco quilômetros até uma área onde se elevam pontões que atingem 300 e mais metros. Morros residuais do embasamento arqueano permanecem como promontórios (como a Ponta das Ostias, 30 quilômetros ao sul de Macaé) e constituindo as ilhas do Farol de Macaé.

Ao norte do rio Paraíba, areias vermelhas da formação Banjeiras assentam, sem que se possa observar nenhum mergulho, sobre a planície costeira do ciclo Velhas desde próximo de Campos, por 30 quilômetros, até a região montanhosa além de Paraíso, com o mesmo aspecto que BRAJNIKOV e LAMEGO observaram no Espírito Santo. Nas depressões as areias estão recobertas por aluviões amarelas porém, nas elevações, são ocasionalmente capeadas por canga com seixos rolados de quartzo. Tratando dessas areias em relação à formação do delta do

DISPOSIÇÃO DOS FRATURAMENTOS NO RIO DE JANEIRO E ESTADOS ADJACENTES

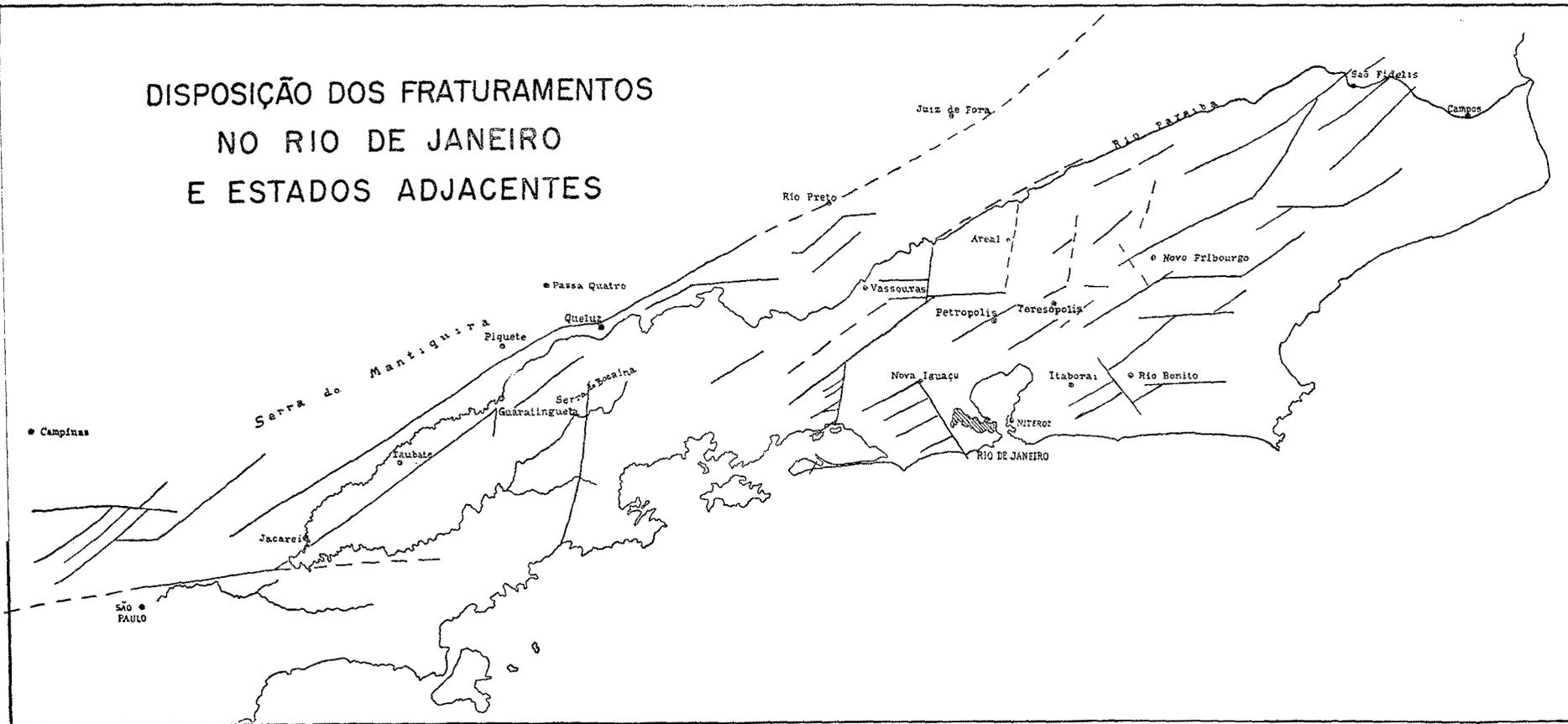


Fig. 11 — Disposição dos fraturamentos cretáceos e do Terciário inferior no Rio de Janeiro e em partes dos estados adjacentes.

na secção entre Curvelo e o Rio de Janeiro, (Fig. 12), mas também ocorreram fraturamentos no estado do Rio de Janeiro, dos quais uma pequena parte é aparentemente posterior ao ciclo de desnudação Sul-Americano. Alguns aspectos da disposição da drenagem indicam claramente esta interferência, que possivelmente ocorreu durante o Plio-Pleistoceno (Fig. 13). A disposição dos fraturamentos na zona oriental consiste de dois grupos de falhas paralelas que se alinham, respectivamente, para nordeste e para leste



Fig. 13 — Dois tipos de drenagem confundidos e perturbados pelo basculamento de blocos falhados durante os movimentos tectônicos do Plioceno-Pleistoceno superior: a) a sudoeste de Nova Friburgo, b) a leste e sudoeste de Vassouras

Estas falhas se cruzam, portanto, em ângulos de 30 a 40 graus, dividindo a região em um conjunto de blocos que se estabilizaram de vários modos, a maioria com uma inclinação para o norte.

A secção entre Curvelo e o Rio de Janeiro (Fig. 12) mostra bem claramente o crescente deslocamento de altitude, sob a compensação isostática, na sua extremidade sul. Não só esta extremidade foi a mais elevada durante o Mesozóico médio, quando foram delineados os contornos atuais do continente Sul-Americano, mas também foi repetidamente soerguida mais vezes do que as regiões ao norte, em Minas e São Paulo. Os gnaisses do embasamento foram levados até muito acima do nível do mar durante o processo porém, aparentemente, um limite de resistência da crosta foi ultrapassado por vezes durante o tempo geológico, e na zona de máximas altitudes no estado do Rio de Janeiro, onde a estrutura finalmente se volta e se lança por um íngreme declive até o mar; aí, fraturamentos de idade cretácea ou terciária inferior suplementam os efeitos da deformação da crosta. Tanto ao sul quanto em Petrópolis, próximo ao eixo de máximo soerguimento, os blocos parecem ter sido relativamente grandes, porém ao sul, do lado do mar, os blocos são menores e parece que literalmente tombaram sobre o oceano Cretáceo ou terciário.

Ao longo da rodovia que liga Minas à Capital Federal, na margem sul do rio Paraíba, a topografia é do tipo sôbre o qual influíram dois ciclos, com um relêvo de 300 metros. Um terraço intermediário, provavelmente representando o ciclo Velhas, está a cem metros acima do fundo do vale. Os blocos apresentam inclinação para o norte ou para oeste e se elevam sucessivamente para o sul. A rodovia entre Areal e Petrópolis, todavia, aproveita uma depressão transversal, possivelmente erodida ao longo de uma antiga linha de falha, e passa em linha quase reta através dessa área. Os vales são sempre jovens e estreitos, com encostas íngremes e numerosas quedas d'água. O relêvo aumenta tremendamente com a elevação da maior parte das cristas bem acima de 1 000 metros, estando os picos mais altos, a Pedra do Sino e a Pedra Açu, a mais de 2 200 metros. Nessa região, os blocos falhados se apresentam extremamente soerguidos; porém não é possível afirmar que existem testemunhos de aplainamentos anteriores ao Sul-Americano mesmo tão ao sul quanto na Cascatinha.

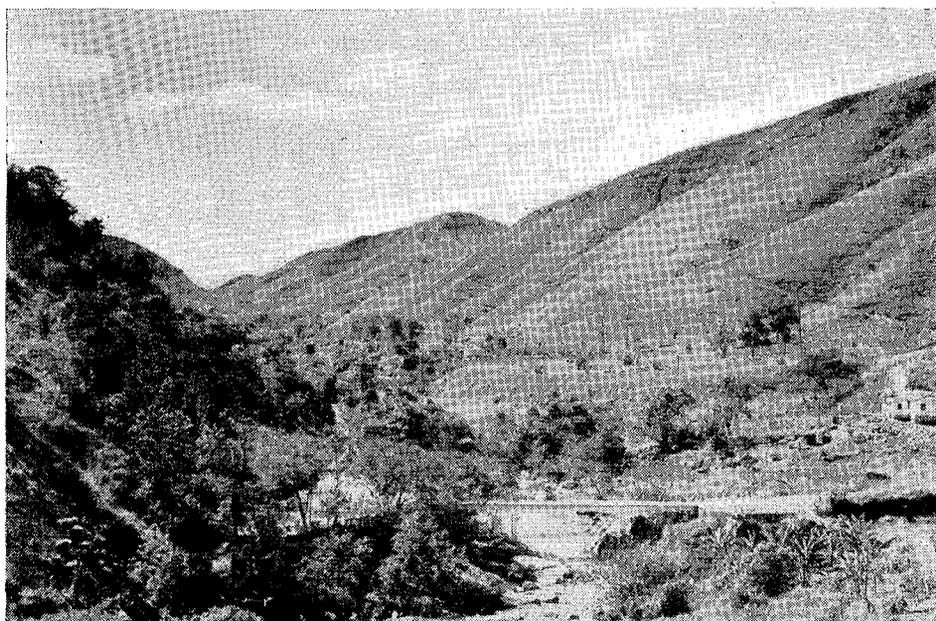


FOTO 48 — Vale profundamente encaixado e alinhado ao longo de uma antiga linha de direção ou de falha. O rio está a 650 metros correndo para noroeste em direção a Areal, Rio de Janeiro.

Vales escavados ao longo de direções de falhas são comuns (Foto 48) e a grandiosidade desta região é ressaltada pelas imensas escarpas de granito-gnaiss (Foto 49) e picos espetaculares tais como o Dedo de Deus, de Teresópolis (Foto 50).

Esta região elevada termina, ao sul de Petrópolis, em uma enorme escarpa de mais de 1 000 metros de altura, de onde os profundos vales das cabeceiras da drenagem costeira se lançam rapidamente em direção ao mar. Os fundos dos vales além da escarpa apresentam pontões espaços. A frente da escarpa apresenta direção leste-oeste e não é regular mas sim escalonada, como na serra dos Órgãos.

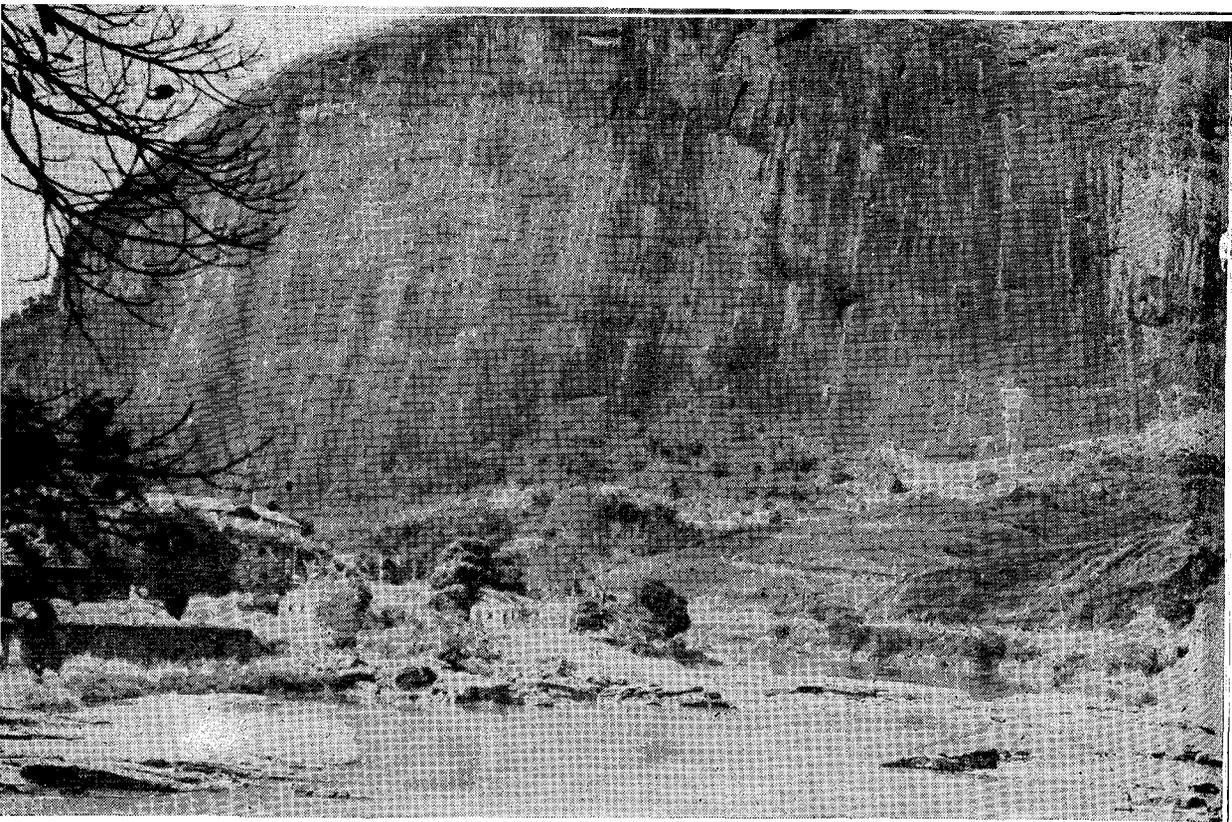


FOTO 49 — A passagem de Minas para o estado do Rio em Paraibuna. O rio segue aqui uma antiga linha de falha, ao sul da qual aparece o gnaisse típico do embasamento no estado do Rio

Aqui, entre as profundas ravinas que atacam a face da escarpa, curtos esporões se precipitam para terminar em linha, se bem que não apresentem facetas triangulares. Vários pesquisadores, notando o contraste com as planícies deltaicas da baía de Guanabara, consideraram a grande escarpa como uma escarpa de falha relativamente recente, porém nenhuma prova foi conseguida nesse sentido e o sopé da escarpa é mais irregular do que seria de esperar na hipótese de falhamento recente.

RICH (1953, p. 76) contribuiu com um forte argumento para que se considere a estrutura dominante da serra do Mar como um arco monoclinal e não como o deslocamento de um bloco falhado. Considerou o grande número de pontões na faixa costeira como *monadnocks* na baixada, em contraste com a ausência de tais feições no planalto interior:

“Se as duas áreas apresentam realmente a mesma proporção de massas de rochas resistentes, a maior abundância de *monadnocks* na baixada costeira pode ser explicada pela erosão mais ativa que atualmente ali prevalece devido ao elevado gradiente dos cursos d’água que, apresentando um leito de pequena extensão, atingem o mar.”

“Tal estado de coisas seria o resultado lógico se o planalto tivesse sido colocado no seu alto nível atual por um soerguimento monoclinal relativamente recente, que teria dado aos rios da encosta voltada para o mar, fôça suficiente para afundarem-se rapidamente em comparação com os rios que tomam o caminho mais longo para o mar, via rio Paraná. Se, no entanto, ao invés do planalto ter sido soerguido como um arco monoclinal, a baixada costeira tivesse sido formada por um rebaixamento da borda sudeste do planalto ao longo de

uma grande falha, o bloco deprimido deveria mostrar a topografia comum aos peneplanos, como a do planalto, e não a topografia de baixada e de *monadnocks* que realmente ocorre”.

Segundo a nossa experiência, o escarpamento da serra do Mar (na área de Petrópolis) é correspondente, em forma, à estrutura monoclinal em Natal, África do Sul (KING, 1940), se bem que esta seja de idade diferente

A comparação direta com a geomorfologia do Espírito Santo é, agora, possível; a escarpa da serra do Mar (serra dos Órgãos) corresponde, então, à frente montanhosa de erosão da área elevada do Espírito Santo e a superfície de erosão que se acha acima da escarpa é, nos dois casos, a superfície Sul-Americana.

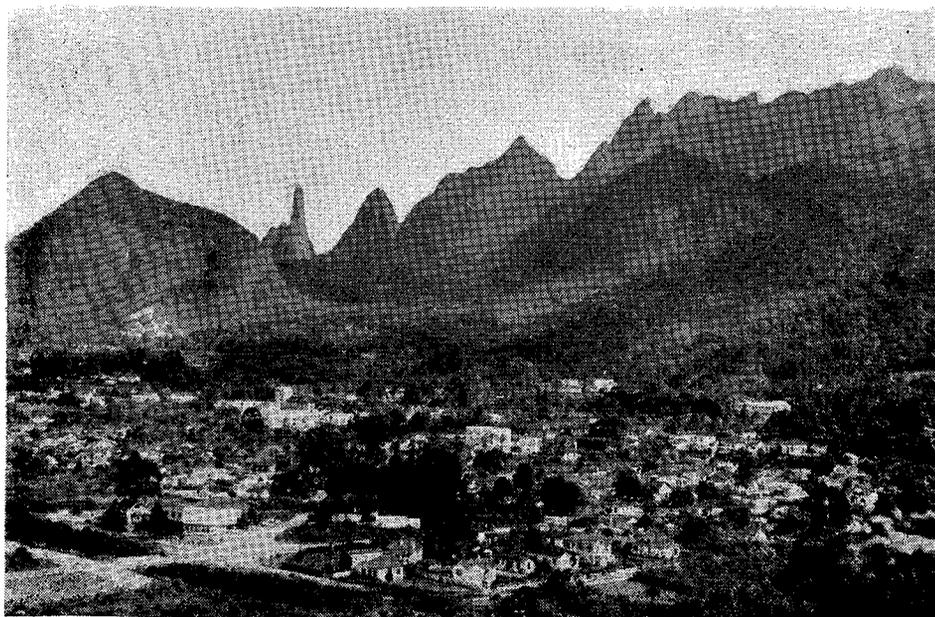


FOTO 50 — O *Dedo de Deus*, um enorme monólito de gnáisse, aponta o caminho para os habitantes de Teresópolis. Aspecto típico dos escarpados terrenos acima da serra do Mar

A baixada costeira do ciclo Velhas é menos evidente no Rio de Janeiro (estado), a oeste de Cabo Frio, do que ao norte do cabo, em Macaé, e no Espírito Santo; ou melhor, é representada por uma fase de aplainamento menos intenso. O afogamento das feições costeiras pelo rebaixamento da margem do continente é observado nas duas regiões.

A geomorfologia é a mesma. Não será mais normal que a estrutura seja uma costa monoclinal trabalhada pela erosão? Um outro argumento: se a escarpa da serra do Mar no centro do estado do Rio de Janeiro representa verdadeiramente, como a frente montanhosa do Espírito Santo, uma escarpa dos ciclos Velhas e Paraguaçu que margina a região, então pode ter regredido por 15 ou 20 quilômetros desde o terciário médio. É esta, aproximadamente, a largura da baixada que separa a grande escarpa das montanhas, menos importantes, que estão na costa propriamente dita, incluindo o resistente bloco da Capital Federal e as serras do Lagarto e da Boa Esperança, a leste, que represen-

ta a parte inferior do bloco monoclinial que foi, até certo ponto, truncada pela erosão marinha no Terciário superior (Fig. 4).

Porém, se a estrutura predominante no sudeste do estado do Rio de Janeiro é um bloco monoclinial de idade Terciária média, qual a relação entre o sistema de fraturas representado na figura 13 e este bloco? Algumas das falhas que exibem escarpas retilíneas ou suavemente recurvas, às vezes com facêtas triangulares nos esporões, são patenteadamente mais modernas do que o deslocamento principal e devem ser referidas a movimentos da costa em época post-Velhas, isto é, Plio-Pleistocênica. Alguns desses movimentos são recrudescentes ao longo de linhas de falha mais antigas e, em parte, causaram novos basculamentos dos blocos falhados, o que causou a confusão da drenagem previamente estabelecida (Fig. 13)

A maior parte das fraturas são, no entanto, mais antigas do que a superfície do Terciário médio que foi afetada pelo basculamento e os vales muitas vezes a elas associados são vales de erosão escavados ao longo de linhas de falhas e não depressões de ângulo de falha. Esta definição se aplica mesmo ao longo e retilíneo curso do rio Paraíba a jusante de Três Rios, se bem que seja possível reconhecer capturas fluviais controladas por falhas recentes, e pelo basculamento de blocos, por muitos quilômetros ao norte do rio principal

Quanto à idade a ser imputada às fraturas mais antigas, poucas provas foram encontradas, a não ser por uma ocorrência de calcário próximo de Itaboraí. Nas proximidades desse local ocorre um calcário de idade cretácea superior, deslocado por falhas no sentido das rochas arqueanas, que fornece importantes informações

Os calcários apresentam grã fina, com fósseis de gastrópodos característicos de um meio aquático (água doce) e indicando idade Cretácea superior. Os calcários inferiores apresentam 85% de calcita, com alguma sílica e detritos graníticos acumulados em águas serenas. A julgar pelo seu tipo, esses calcários devem ter sido bastante generalizados e não depositados em uma pequena bacia; a área adjacente deve ter sido, também aplainada bem uniformemente. No início do Paleoceno (Couro, 1953) o calcário conchífero foi cortado por canais de erosão que, juntamente com grutas escavadas no subsolo, ao mesmo tempo, foram entulhados por uma margam (marl) rica de fósseis da qual os remanescentes de uma surpreendente coleção de vertebrados do Paleoceno superior foi recuperada. Couro declarou que "como a bacia de São José de Itaboraí foi uma depressão que abrigava um lago nas rochas cristalinas da região, provocada por fraturas e falhas, podemos quase com certeza concluir que os movimentos tectônicos que causaram o falhamento aconteceram antes do Paleoceno, isto é, no Cretáceo superior. Estes movimentos tectônicos são considerados síncronos com os que causaram os generalizados fraturamentos e falhamentos ao longo da costa sul-oriental do Brasil". Porém, os movimentos crustais que afetaram a zona de Itaboraí pertencem a mais de uma época. Primeiramente, existem movimentos que, deformando a superfície relativamente uniforme sobre a qual repousam os calcários, criaram a bacia; e ocorreram, ainda, mutações posteriores, provavelmente de pouca monta, que permitiram a erosão dos calcários durante o Paleoceno. Mais tarde, ocorreu o poderoso fraturamento que fendeu toda a área ocupada pelo calcário cretáceo e rebaixou o atual bloco falhado, colocando-o

abaixo do nível dos seus congêneres. Ocorreu também o basculamento em direção ao mar que conferiu ao bloco calcário seu mergulho atual de 20.º para sudeste. Este último deslocamento, conquanto possa representar o efeito cumulativo de múltiplos deslocamentos distribuídos por um grande período, deve ser correlacionado, em parte, ao soerguimento monoclinal que deformou a superfície Sul-Americana durante o Terciário médio. Da mesma forma, porém, pode ser devido a movimentos semelhantes ocorridos durante o Cretáceo superior e o Terciário inferior, que se seguiam à ação do ciclo post-Gondwana, e que foram associados ao seu soerguimento no interior. É possível que as falhas principais que limitam o bloco de Itaboraí pertençam à mesma fase tectônica. Esta não é ainda, todavia, a fase mais recuada, já que movimentos ainda mais antigos já tinham deslocado a superfície Gondwana preexistente e criado o contorno moderno da massa continental brasileira, no Cretáceo inferior ou, possivelmente, no Jurássico superior.

A inclinação para sudeste do bloco de Itaboraí é também digna de nota pelo fato de ser oposta à inclinação para o norte dos blocos do interior, no lado oposto do eixo les-nordeste de soerguimento máximo que atravessa o estado do Rio de Janeiro. Constitui prova importante que confirma a existência da estrutura monoclinal costeira acima deduzida, estrutura esta que, provavelmente, tornou-se cada vez mais íngreme a cada levantamento isostático do interior e conseqüente abaixamento da plataforma continental.

A maior parte da topografia do estado do Rio de Janeiro pode ser enquadrada nos profundos sistemas de vales dos ciclos de erosão Velhas e Paraguaçu. Poucos remanescentes podem ser identificados nos topos das elevações, porém o observador experimentado verá muitas vezes concordâncias que são sugestivas, se não demonstrativas, dos planaltos produzidos pelos ciclos Sul-Americano e post-Gondwana. Assim, próximo a Cordeiro, um aplainamento de tampo (que desce para o norte) pode ser observado a 650 metros acima das feições do ciclo Velhas, que descem até os 500 metros. Pequenos pontões elevam-se de 50 a 70 metros acima do nível superior, em Monnerat. Os dois ciclos se elevam para oeste como se o bloco tivesse sido basculado.

A oeste de Nova Friburgo, o que pode ser presumivelmente o truncamento do ciclo Sul-Americano acha-se a 100-1200 metros, apresentando uma inclinação para o norte e para oeste. Na região ao norte de Petrópolis e Teresópolis, as concordâncias de cristas sugerem a presença do ciclo post-Gondwana, porém não existem topos aplainados que se mostrem claramente. Esta área constituiu, evidentemente, um divisor de águas durante todo o Terciário inferior. Não é possível, ao que parece, identificar nenhum aplainamento antigo no maciço do Distrito Federal, nem ocorrem, de acordo com os meticolosos estudos de LAMEGO e com as observações aéreas de RICH, deslocamentos por falhas em torno da capital federal.

Do outro lado da baía de Guanabara, nas vizinhanças de Niterói, no entanto, a presença de longas falhas cuvas foi demonstrada por LAMEGO (1945), que identificou uma estrutura de *grabens* e *horsts*.

Muitos dos vales abertos durante o ciclo Velhas foram escavados ao longo de linhas de falhas. O vale de São Luís, no baixo Paraíba, a nordeste de São Fidélis é claramente um vale adaptado a uma falha, talvez rejuvenescido, po-

rém com o rio encaixado bem abaixo da posição da depressão de ângulo de falha original. Esta característica é também aplicável ao vale do rio principal, que corre transversalmente à zona de fraturas em São Fidélis. Um outro vale retilíneo, alinhado segundo uma falha, é o do rio Grande, afluente do rio Dois Rios, a oeste de São Fidélis. Nesta área, um alinhamento de pontões ocorre acompanhando o lado norte (soerguido) da linha de falha. Ainda um exemplo de vale dêsse tipo é o vale de São José, a nordeste de Nova Friburgo.

A ausência de bacias sedimentares nos vales da parte oriental do estado do Rio de Janeiro também está de acôrdo com a definição dêsses vales como feições produzidas pela erosão ao longo de linhas de falhas e não como depressões tectônicas recentes ocupadas por cursos d'água modernos.

O ciclo de erosão Paraguaçu avançou rio Paraíba acima até São Paulo e é responsável por parte do profundo encaixamento dêsse sistema fluvial. Em alguns dos rios mais curtos que atingem diretamente a costa, êsse ciclo avançou até as cabeceiras, eliminando completamente as feições provocadas pelo ciclo Velhas, como acontece em tôrno da baía de Guanabara. Esta hiperatividade é presumivelmente da estrutura monoclinal que marca o término do ciclo Velhas junto à costa. Em vários lugares em volta da baía de Guanabara ocorrem terraços — algumas vêzes recobertos por cascalho, com 40 a 50 metros de altura. Êstes terraços podem ser interpretados como remanescentes do aplainamento ocorrido durante o ciclo Velhas, como correlatos da planície costeira que ocorre nos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro (ao longo da costa), ou como representantes da *fase de terraceamento* do ciclo Paraguaçu, tão generalizada na Bahia. Esta mesma fase também aparece em certos vales a oeste de São Fidélis constituindo terraços que estão 30 a 40 metros acima dos atuais fundos de vale. Considerada no todo, esta fase de terraceamento se eleva em relação aos talvegues à medida que é observada para o interior (como na Bahia), aparecendo, por vêzes, até 100 metros acima do atual leito dos rios.

O afogamento final das embocaduras dos rios do ciclo Paraguaçu é bem exemplificado nas lagoas costeiras a leste do Distrito Federal e pelos cabos e ilhas de uma área montanhosa submersa, a oeste. O entulhamento posterior das lagoas tem-se processado normalmente e é particularmente generalizado em tôrno da baía de Guanabara. Baixadas aluviais ocorrem, com efeito, a oeste, até Seropédica (?), aparecendo as extremidades dos picos residuais e, possivelmente, de blocos falhados, como massas isoladas que se destacam da planície. Também a leste, grande parte da área original ocupada pela baía foi entulhada, como em Majé e Itaboraí.

A parte ocidental do Rio de Janeiro e a zona adjacente do estado de São Paulo — A oeste do Distrito Federal ocorrem grandes modificações na zona elevada. O viajante que percorre a rodovia entre o Rio e São Paulo começa a observá-las na garganta Viúva Graça, onde a estrada sobe por entre colinas partindo da zona aluvionar percorrida desde a margem da baía de Guanabara. Estas colinas apresentam indícios de falhas recentes, incluindo escarpas e zonas de cisalhamento e constituem uma série de blocos falhados dispostos *en echelon*.

(Fig 11) Ainda no Distrito Federal, próximo de Campo Grande, ocorrem elevações semelhantes alinhadas segundo a direção geral das fraturas (Fig 11) que também podem ser blocos falhados que compõem uma sucessão de *horsts* e *grabens*, porém nenhuma prova concludente é visível devido às aluviões.

A escarpa principal atravessada pela rodovia é marcada pelo Monumento Rodoviário Com uma direção de 35° norte, acompanhando a direção geral das fraturas, a escarpa é relativamente jovem, se bem que possa seguir o alinhamento de uma fratura anterior que foi rejuvenescida. Após a escarpa atinge-se um planalto dissecado que pode ser imediatamente reconhecido como correspondente da superfície sobre a qual atuaram dois ciclos (superfícies Sul-Americana com vales encaixados do ciclo Velhas) que forma a paisagem típica do sul de Minas e de São Paulo

Nesta região a superfície do Terciário superior não foi elevada à mesma altura que atingiu sobre o topo das montanhas no estado do Rio, porém constitui um planalto dissecado que apresenta altitude moderadas (500 a 800 metros) e sobre o qual os dois ciclos de erosão, além do ciclo Paraguaçu próximo ao rio Paraíba, podem ser mapeados com facilidade Esta larga faixa de terrenos foi relativamente pouco perturbada e se estende desde Matias Barbosa, em Minas Gerais, passando por Marquês de Valença e Barra do Piraí, até além de São Luís do Paraitinga, em São Paulo Ocupa, portanto, uma posição oblíqua em relação à região elevada, separando a área montanhosa de leste dos grupos de blocos falhados e depressões a oeste e formando um "corredor" de terrenos mais baixos e pouco perturbados que, do interior do sul mineiro, atinge o mar. Dêste modo, constitui importante elemento na estrutura da região elevada Um aspeito típico aparece na foto 4

Em Barra do Piraí, truncamentos de topo semelhantes ocorrem a altitudes comparáveis, sobre a região, em lados opostos do vale do Paraíba, mostrando assim que o curso do rio não foi determinado, nesta área, por falhamentos de idade terciária-média ou posterior. Os três ciclos aqui presentes são (com as respectivas altitudes): o aplainamento de topo do ciclo Sul-Americano a 450 metros; os vales do ciclo Velhas 50 a 80 metros mais abaixo e o fundo do vale do rio Paraíba (ciclo Paraguaçu) a 300 metros. A superfície Sul-Americana apresenta-se nesta região como um planalto ondulado, no qual ocorrem colinas arredondadas e um relêvo da ordem dos 100 metros. Os vales do ciclo Velhas têm aparência jovem e em proporção à que são escavados neste ciclo, aumenta para o norte, sugerindo que durante o Plioceno esta região foi tributária do rio Grande, com um divisor de águas situado mais ao sul

Se bem que tenha escapado ao supersoerguimento causado por arqueamento ou falhamento de blocos, esta faixa oblíqua não deixou de sofrer deformações. Algumas falhas transversais atingiram-na nas direções usuais e elevaram porções da superfície que passaram a constituir serras, como a da Taquara e a do Barreiro, que apresentam falhas ao longo da face sudeste, com um deslocamento de cerca de 500 metros a oeste, que diminui até zero em direção a leste, onde a superfície Sul-Americana passa em volta da extremidade da serra com uma altitude um pouco maior do que a normal.

Uma massa elevada muito maior é constituída pela serra da Bocaina que se eleva sobre a baía da Ilha Grande, mais ao sul. Não tivemos oportunidade

de estudar detidamente esta serra e verificar se constitui um bloco soerguido independente ou se faz parte de um ciclo post-Gondwana mais antigo. A julgar pelas informações existentes, a última hipótese é provavelmente correta.

Em direção a sudoeste, a partir da serra da Bocaina, estende-se o planalto dissecado com altitude bem regular cujo aspecto pode ser observado na foto 4; esta última zona completa a larga faixa de terrenos relativamente pouco perturbados que descrevemos acima e que atravessa obliquamente a faixa elevada do estado do Rio de Janeiro e do sul de São Paulo.

A *serra da Mantiqueira* — Consideramos agora a extremidade ocidental da zona elevada como se apresenta no sudeste de São Paulo e nas áreas adjacentes de Minas Gerais. Nesta área, três elementos contrastantes dominam a topografia: a) a imponente serra da Mantiqueira, que se eleva sobre o “altiplano” do interior e que domina o vale do Paraíba entre Guararema e Resende; b) o vale do Paraíba e c) no lado sul desse vale o planalto dissecado (Foto 4) que ter-



FOTO 51 — Esporões da escarpa da Mantiqueira descendo para o vale do Paraíba; vista para leste próximo a Piquête

mina junto ao mar na espetacular escarpa — a serra do Mar. O planalto é relativamente uniforme, mas na sua extremidade oriental um planalto bem mais elevado, forma a serra da Bocaina, que atinge quase 2 000 metros sobre o oceano Atlântico.

A frente montanhosa que separa o topo da serra da Mantiqueira (que ultrapassa 2 800 metros no Itatiaia) do fundo do vale do Paraíba assemelha-se a uma grande muralha e apresenta 2 300 metros de altura, tendo sido objeto de opiniões controversas. Estas opiniões, em resumo, são: a) que essa frente constitui uma recente escarpa de falha e que o vale é um *graben*; b) que nenhuma falha atingiu essa frente e que a depressão do vale é de origem erosiva. Procuraremos rever estas opiniões diametralmente opostas.

A excepcional uniformidade da frente da Mantiqueira (Foto 51) e sua queda abrupta de 2 700 metros até o fundo aluvionai do vale do Paraíba, a 400-500

metros (Foto 52), impressionaram vários autores, inclusive DE MARTONNE (1940, p. 5), que, apresentando secções esquemáticas através da zona elevada, emprestaram às falhas importantes expressão topográfica, isto é, avançando o datamento do aplainamento da superfície superior para considerá-la como de origem tectônica. RUI OSÓRIO DE FREITAS (1950, p. 64) relacionou as seguintes características da serra da Mantiqueira como provas de falhamento: a) estruturas paralelas à margem da serra; b) o truncamento abrupto da borda do planalto; c) alinhamento paralelo ao da serra do Mar; d) o aspecto de juventude apresentado pela escarpa; e) rochas que apresentam aproximadamente a mesma resistência à erosão, nos dois lados da suposta falha; f) ausência de capturas na serra; g) a forma linear do vale do Paraíba entre a Mantiqueira e a serra do Mar; h) coincidência da escarpa com a xistosidade; i) os contornos lineares da escarpa que corta o planalto



FOTO 52 — A planície do Paraíba próximo a Piquete; vista da escarpa da Mantiqueira

CHESTER WASHBURN (1939) apontou perturbações tectônicas no entulhamento terciário superior da extremidade sudoeste da bacia do Paraíba que foram interpretadas como tendo tido causa na recrudescência dos movimentos originariamente responsáveis pela formação da escarpa. Notou o mesmo autor a semelhança dos sedimentos do fundo do vale com o antigo aplainamento de tópo (com colinas graníticas) que ocorre a nordeste da escarpa principal, tendo invocado um falhamento ao longo da frente Mantiqueira que teria causado um deslocamento de 700 metros.

MORAIS RÊGO e A. R. LAMEGO notaram, no entanto, a ausência de provas concludentes de falhamento na escarpa da Mantiqueira e preferiram considerar a bacia do Paraíba e a frente montanhosa como formas de erosão. A escassez dos cascalhos nos sedimentos do Terciário superior foi também considerada como indício contrário à hipótese de fraturamento.

J. L. RICH (1953, p. 58) argumentou que tanto a bacia do Paraíba quanto a de São Paulo constituem blocos falhados deprimidos parcialmente entulhados por sedimentos do Terciário superior e do Quaternário e desenvolvem “uma hipótese de trabalho segundo a qual os depósitos terciários surgiram antes do falhamento principal, em uma época em que os terrenos que circundavam os locais de deposição eram relativamente baixos, e que, mais tarde, estes sedimentos foram deprimidos por falhas que formaram fossas nas quais estão preservadas” Este autor mostrou-se também preocupado com a ausência de cascalhos.

Os cascalhos, todavia, raramente são encontrados, no Brasil, distribuídos sobre áreas notáveis devido à rápida meteorização química das rochas plutônicas e metamórficas do embasamento que compõem grande parte da área florestada. Os detritos são normalmente das fases areia – *silt* – lama (vasa) que aparecem tão abundantemente nos sedimentos do vale do Paraíba. Mesmo os rios que dissecam a massa foiaítica do Itatiaia não arream *boulders* dessa rocha a grande distância pois esses são logo reduzidos a detritos. A ausência de cascalhos grossos da depressão do Paraíba, mesmo nas proximidades dos terrenos mais altos que estão ao norte, não prova, assim, a inexistência da escarpa quando da acumulação dos depósitos. A escarpa lá se encontra e não contribui com sedimentos (cascalhos) para a bacia.

Os depósitos são associados somente às bacias do Paraíba e de São Paulo e não têm equivalente conhecido nos terrenos mais elevados em redor. Podem, assim, ser considerados como tendo sido depositados no âmbito das bacias atuais. Nas bacias, os depósitos mostram relações sedimentares normais com a maior parte dos sedimentos vizinhos e recobrem, aparentemente, as elevações, como acontece com o bloco angular próximo a Guaratinguetá. Na maior parte, esses depósitos não se apresentam perturbados. Deste modo, acumularam-se em relação normal aos depósitos que são confinantes.

Neste ponto recorreremos ao exame das superfícies cíclicas relacionadas à serra da Mantiqueira. Estas superfícies podem ser observadas, sem perturbação, na maior parte do sul mineiro, onde constituem a topografia dicíclica de cristas aplainadas pelo ciclo Sul-Americano e vales do ciclo Velhas. Entre Pouso Alegre e Santa Rita do Sapucaí a superfície Sul-Americana apresenta muitas elevações residuais, porém nenhuma delas atinge a altura suficiente para apresentar o truncamento post-Gondwana, a não ser a 10 quilômetros a leste de Santa Rita, onde esse truncamento aparece a 1 000-1 100 metros. O considerável deslocamento vertical entre as superfícies indica um forte arqueamento do Cretáceo superior.

Ao sul de Santa Rita do Sapucaí as várias superfícies elevam-se em direção à região montanhosa. Em Itajubá, a superfície Sul-Americana ultrapassa os 900 metros e a superfície post-Gondwana aumenta progressivamente até que, ao sul da cidade, atinge a proporção de montanhas. O aspecto dessa área (Foto 53) indica que o arqueamento é de idade post-Velhas, o que concorda com a época em que se formou a bacia do Paraíba, no lado oposto da serra da Mantiqueira. Se bem que não tenha sido observado nenhum remanescente da superfície post-Gondwana, as serras desta região constituíram uma área montanhosa (divisor de águas) à época (Terciário inferior) do aplainamento Sul-Americano, uma observação em concordância com as condições que prevalecem, mais a leste, na

faixa de terrenos elevados. A frente montanhosa voltada para o norte foi claramente definida e o aplainamento Sul-Americano avançou sobre ela como um terraço que pode ser observado desde a passagem até as montanhas atrás de Itajubá onde, elevando-se rapidamente para o sul, esse terraço pode ser visto a 150-200 metros sobre o atual leito do rio.

Nas montanhas, o ciclo post-Gondwana eleva-se a 1 350 metros ou mais, sendo que a rodovia que demanda Piquête cruza a escarpa principal da Mantiqueira (Fotos 51 e 52) a mais de 1 400 metros. Várias fraturas antigas controlam feições de erosão em linhas de falhas entre Itajubá e a escarpa da Mantiqueira, todavia não existem provas de movimentação terciária ou quaternária de nenhuma dessas fraturas. A região parece, assim, ter sido soerguida como um

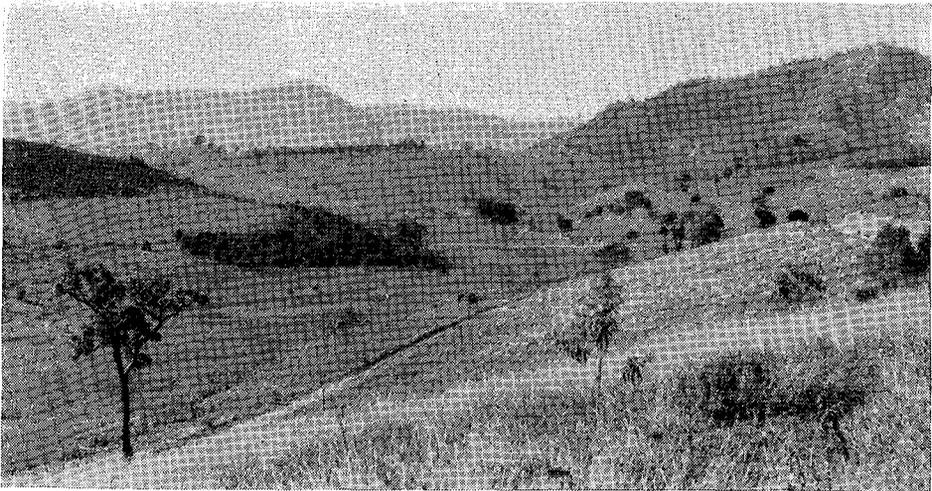


FOTO 53 — Aspecto setentrional da serra da Mantiqueira próximo a Itajubá. A superfície dicíclica do sul de Minas (vales do ciclo Velhas, cristas truncadas do ciclo Sul-Americano) elevando-se para o sul, termina em colinas residuais que se elevam em direção ao truncamento de tópo do (ciclo post-Gondwana) da Mantiqueira Vista para o sul

bloco único e atingido, para o sul, a escarpa principal. Esse soerguimento foi pelo menos da ordem dos 400 metros. A descida pela escarpa até Piquête é abrupta (Fotos 51 e 52) Um pouco além, abaixo da capa de sedimentos do Paraíba, aparecem os lineamentos soterrados dos mesmos ciclos de erosão que foram elevados à altitude da Mantiqueira. A origem por falhamento deve ser aceita para a face da serra da Mantiqueira, com base nas superfícies de erosão deslocadas

Uma secção semelhante através da serra da Mantiqueira é observada em Passa Quatro. Também aqui o flanco meridional da serra não mostra indícios de falhamento e as várias superfícies cíclicas se elevam progressivamente para o sul em direção à serra. Próximo à cidade, as altitudes são: os fundos dos vales do ciclo Velhas a cerca de 900 metros, o terraço da superfície Sul-Americana a cerca de 1 000 metros, as cristas do ciclo post-Gondwana a 1 400-1 600 metros. Ao sul da escarpa, em Cruzeiro, estas superfícies estão sob acumulações posteriores, a 540 metros.

A mais instrutiva das secções é a que, de Itamonte, atinge Engenheiro Passos, incluindo o maciço do Itatiaia (Foto 54, fig 4) A superfície dicíclica do

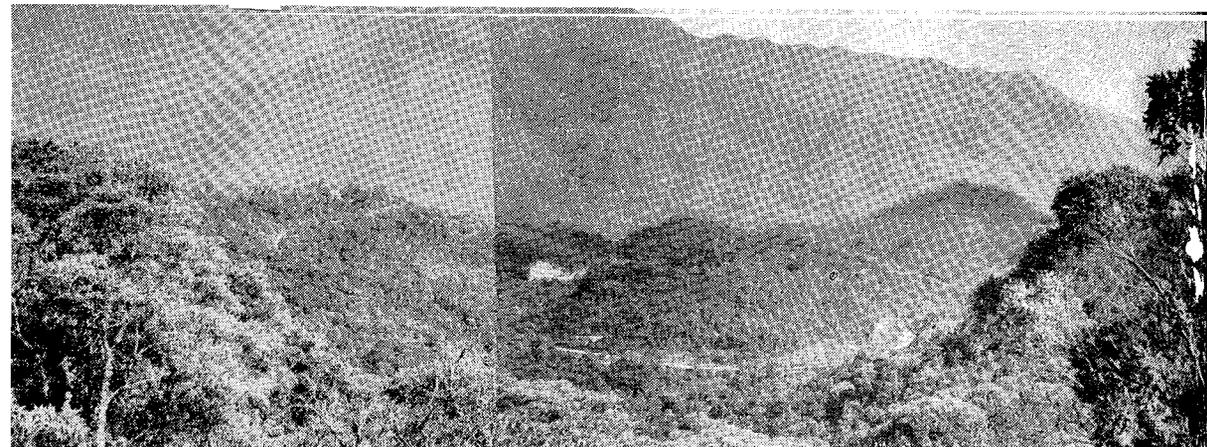


FOTO 54 — Secção sul-norte através da serra da Mantiqueira a oeste do Itatiaia. O declive à esquerda é a parte superior da escarpa da Mantiqueira. Na parte mais alta da serra os topos quase não atingem truncamento de tópo Gondwana. O elevado ressalto no flanco norte da serra representa o ciclo post-Gondwana, que se inclina para o norte, de onde uma escarpa de 400 metros leva à superfície dicíclica do sul mineiro. O vale que forma o passo também pertence ao ciclo Sul-Americano.

sul mineiro termina no flanco setentrional das montanhas em uma escarpa de erosão que apresenta 400 metros de altura, após a qual ocorre um terraço irregular (post-Gondwana) com declive para o norte (Foto 54)

Em seguida, ocorre outra escarpa que chega aos topos, que parecem suavemente arqueados acima da crista da serra, sem exibirem o truncamento Gondwana se bem que sejam possivelmente concordantes. Encontra-se aqui representada, evidentemente, a crista de um divisor que permaneceu desde o Mesozóico. Os grandes intervalos verticais entre as várias superfícies cíclicas mostram também, que no intervalo entre cada aplainamento o eixo das montanhas constituiu uma região de arqueamento máximo.

A diferença de nível entre o tópo (2 800 metros) e o embasamento da bacia do Paraíba (500 metros), mesmo considerando que esta não deve ser muito mais antiga que o aplainamento Sul-Americano, é de tal ordem que deve ter sido produzida por falhamento. Mesmo considerando que o embasamento apresenta o truncamento da superfície Sul-Americana, este não deveria ocorrer abaixo de 900-1 000 metros (que é a sua altitude no flanco norte da Mantiqueira e na serra do Mar, a sudoeste), de modo que um deslocamento de 400-500 metros no lado sul deve ter ocorrido no fim do Terciário ou logo no início do Pleistoceno.



Fig 14 — Secção esquemática das superfícies cíclicas através da serra da Mantiqueira nas vizinhanças de Engenheiro Passos e Itamonte.

O mesmo ponto de vista foi exposto por RAIMUNDO RIBEIRO (1948, p. 16): “Depois do período de aplainamento post-Cretáceo, o vale do Paraíba não existia. Tõda a área cristalina desta região de São Paulo foi elevada, constituindo um divisor. Provavelmente, antes do Plioceno, o continente se estendia muito além da costa atual e o bloco continental foi prolongado até ao sul da serra do Mar.

Durante o Plioceno médio ou superior, a área ao sul foi elevada por violentos fraturamentos da crosta. Nesta ocasião, deu-se a formação do vale do Paraíba”

A planície do Paraíba, pelo que inferem as superfícies de erosão, constitui um *graben* situado próximo à cista de um eixo repetidamente arqueado, ao qual é paralelo, e é de idade terciária superior ou quaternária inferior. Pelas suas características tectônicas e por sua idade esse *graben* concorda precisamente com o vale de afundimento do São Francisco, já estudado. Esses dois *grabens* coincidem com dois dos mais importantes lineamentos tectônicos do Brasil: um orientado quase exatamente de norte a sul, o outro de les-nordeste a oeste-sudoeste.

O graben do Paraíba: A planície do Paraíba já foi mencionada em conexão com a origem da serra da Mantiqueira, porém é necessário que mais alguns detalhes sejam acrescentados. O rio Paraíba corre, entre o delta, em Campos, e Resende, em um vale profundo e jovem, do ciclo Paraguaçu que, mesmo em Resende, está apenas a 350 metros acima do nível do mar. Na maior parte desta distância (entre o delta e Resende), o curso do rio é surpreendentemente reto e paralelo à direção estrutural les-nordeste e à costa do estado do Rio de Janeiro. Esta uniformidade do curso foi atingida em um ciclo de erosão anterior, seja pela adaptação a formações menos resistentes (subseqüente) ou pelo aproveitamento de um *graben* semelhante ao relacionado ao atual curso médio do Paraíba.

A montante de Resende ocorrem consideráveis mutações. O vale se alarga e o rio meandrea pelo fundo aluvionar do *graben*, abaixo do sopé da escarpa da Mantiqueira. O *graben* não constitui uma única feição mas sim uma série de bacias separadas por *sills*, de tal modo que a altitude aumenta por uma série de saltos, de 350 metros, em Resende, até 560 metros próximos a Jacaré. Em Resende a bacia, que se apresenta entulhada e ladeada por terraços, é limitada por encostas íngremes que se aproximam novamente em direção a Queluz, onde o rio, em leito estreito e rochoso, atravessa um trecho difícil. Aqui se acha um *sill* que liga a Mantiqueira, ao norte, com a Bocaina, ao sul.

A oeste de Queluz a rodovia Rio-São Paulo atravessa um bloco cuja superfície é ondulada e apresenta uma inclinação para o norte até Cachoeira. Para sudeste uma poderosa escarpa atinge a serra do Quebra-Cangalha na qual o aplainamento do Terciário médio se apresenta a mais de 1 000 metros. A larga planície aluvionar do Paraíba, aqui a 500 metros sobre o nível do mar, é limitada, ao norte, pela gigantesca escarpa da Mantiqueira, após a qual atinge-se o tópo das montanhas, 1 200 metros mais acima.

Em Guaratinguetá (520 metros), o rio é parcialmente confinado por elevações de rocha viva que formam um promontório da serra do Quebra-Cangalha, limitado por falhas; esta é, porém, a última construção deste tipo até a extremidade ocidental do *graben*, em Guaratema. Nesta porção principal do *graben*, a planície aluvial, flanqueada por terraços dos depósitos mais antigos, alarga-se para vários quilômetros. Estes depósitos mais antigos são constituídos por areias e argilas (vasa) avermelhadas ou amarelas, com estratificação ligeiramente ondulada e com uma espessura de quase 150 pés. Não podem, no entanto, ser mais antigos do que o Plioceno superior, já que o *graben* não existia anteriormente. As camadas apresentam falhamentos locais e uma inclinação, como pró-

ximo a Taubaté; na extremidade ocidental do *graben*, onde mostram indícios de subsidência, aparecem relações de discordância próximo às falhas.

As camadas ocidentais formam colinas de tópo plano próximo a Jacareí e terraços que estão a 25-36 metros acima da planície aluvial moderna; estas camadas não ultrapassam, todavia, o divisor entre o *graben* do Paraíba e a bacia aluvial de São Paulo.

A bacia de São Paulo: A bacia de São Paulo, que se acha a 750 metros sôbre o nível do mar em meio a uma área ondulada e mesmo montanhosa, é por muitas de suas características, semelhante ao *graben* do Paraíba, e tem, também, sido considerada como de origem tectônica

Esta bacia é também parcialmente entulhada por sedimentos do Plioceno superior ou do Pleistoceno, aos quais se sôbrepõem camadas de areias e argilas quaternárias. No momento, os longos vales do rio Tietê e de seus tributários estão encaixados cêrca de 40 metros abaixo dos divisores secundários (de tópo plano) formados nos sedimentos mais antigos

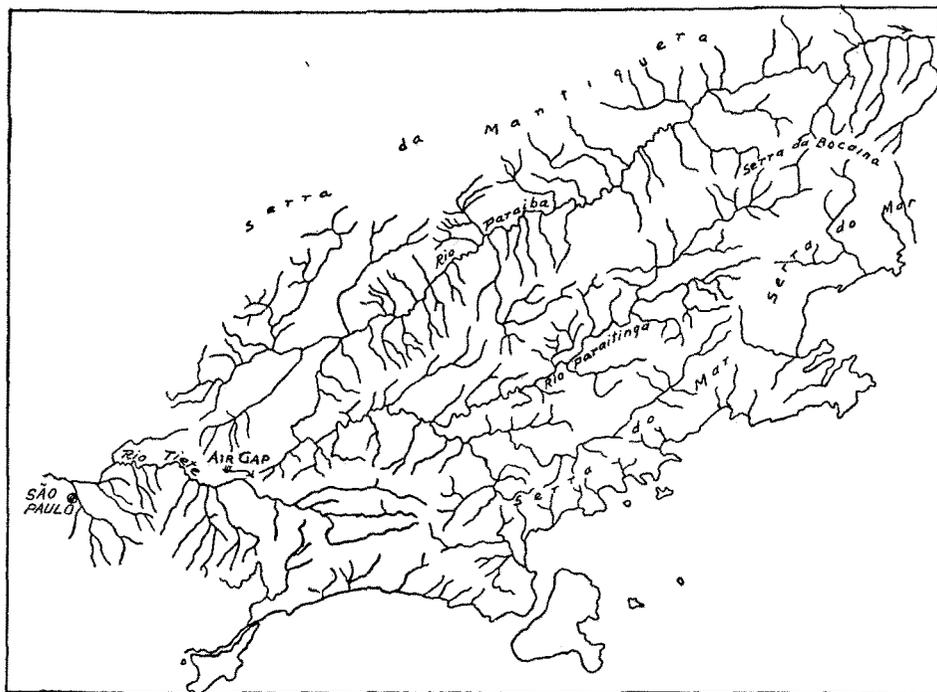


Fig 15 — Captura das antigas cabeceiras do rio Tietê pelo rio Paraíba

Uma curiosa relação existe entre as bacias de São Paulo e do Paraíba: as antigas cabeceiras do rio Tietê foram anexadas pelo rio Paraíba, constituindo um exemplo clássico de captura fluvial (Fig 15). Das atuais cabeceiras o rio Paraíba, elevando-se nas encostas da serra da Bocaina, corre por 160 quilômetros para ocidente antes de voltar-se para leste. Um dos seus tributários nasce a apenas 5 quilômetros do oceano, na elevada serra do Mar, porém só o alcança após atravessar todo o estado do Rio de Janeiro até Campos (500 quilômetros)

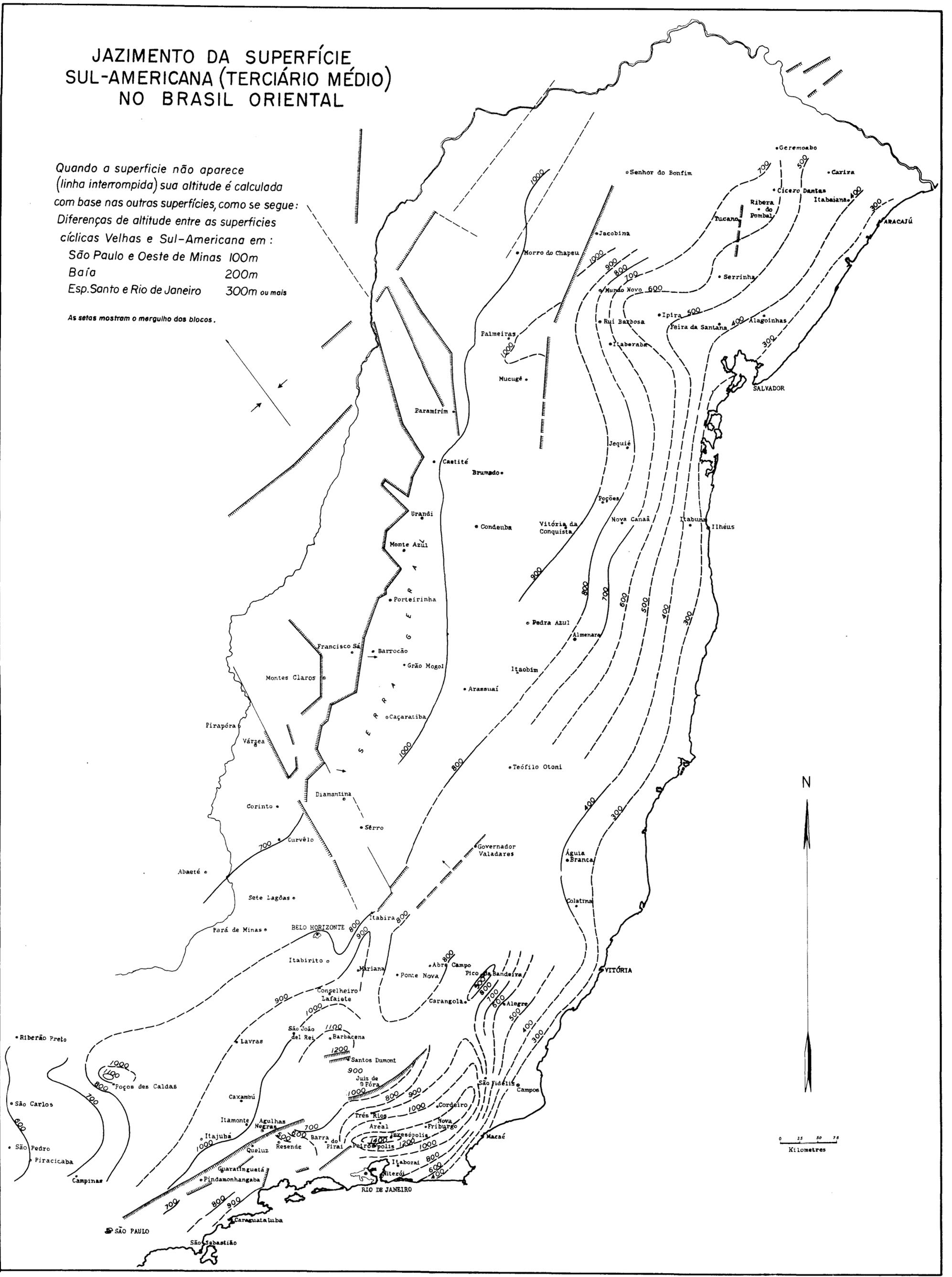
JAZIMENTO DA SUPERFÍCIE SUL-AMERICANA (TERCIÁRIO MÉDIO) NO BRASIL ORIENTAL

Quando a superfície não aparece (linha interrompida) sua altitude é calculada com base nas outras superfícies, como se segue:

Diferenças de altitude entre as superfícies cíclicas Velhas e Sul-Americana em:

| | |
|----------------------------|--------------|
| São Paulo e Oeste de Minas | 100m |
| Baía | 200m |
| Esp.Santo e Rio de Janeiro | 300m ou mais |

As setas mostram o mergulho dos blocos.



0 25 50 75
Kilometres

WASHBURN, MORAIS RÊGO e RICH descreveriam essa captiva, que certamente constitui uma das mais espetaculares do mundo. Certamente a origem tectônica da planície do Paraíba conferiu-lhe decisiva vantagem sobre o Tietê e foi a principal causa da captura.

Reconstituindo a disposição da drenagem antes da captura, o principal divisor antigo pode ser colocado no alinhamento Itatiaia — Bocaina, onde também aparece o obstáculo ao curso do Paraíba (posterior ao falhamento) que separa as bacias de Resende e Pindamonhangaba, em Queluz. A oeste deste alinhamento a drenagem era feita para o Tietê, porém a interrupção do divisor, próximo a Queluz, causada pelo *graben* do Paraíba, obliterou os antigos cursos, invertendo o fluxo para o mar. A serra da Mantiqueira não constituía, assim, o importante divisor atual que separa os rios que drenam para ocidente dos que demandam o mar.



FOTO 55 — Falhas e pequenos blocos falhados basculados próximo a Pirapora, São Paulo

A região a noroeste da bacia de São Paulo constitui uma continuação da Mantiqueira. A superfície original era o planalto do ciclo Sul-Americano dissecado por vales do ciclo Velhas.

O relevo original seria da ordem dos 150 metros, com um mergulho regional dirigido para noroeste. Apesar da superfície original não ter sido inteiramente plana, mas ondulada, não ocorrem testemunhos sobre ela. Perto de Pirapora, esta superfície foi muito atingida por falhas (Fig. 11). Os vários blocos falhados se apresentam inclinados para oeste (Foto 55), se bem que alguns dos blocos menores tenham sido basculados na direção inversa, de modo que seus topos se inclinam para sudeste. Esses blocos falhados são atravessados pelo Tietê, que corre para noroeste. Digna de nota é a sua passagem por uma garganta granítica (antecedente) na serra do Japi, a sudeste de Itu. Os tributários do Tietê acham-se usualmente adaptados às falhas como, por exemplo, o rio que foi barrado em Pirapora.

Além de Itu aparece o amplo planalto da bacia do Tietê-Paraná, no qual os rios se afundaram cêrca de 100 metros. A oeste da cidade ençontiam-se poucas falhas e nenhuma pôe rochas arqueanas a aflorar. Além da cidade, para o norte e noroeste, só se encontram as rochas Gondwana e Cretáceas da imensa bacia do Paraná. Estas rochas, sendo relativamente pouco resistentes, permitiram um magnífico aplainamento durante o Terciário inferior. O mesmo aplainamento estendia-se anteriormente para leste, como é óbvio, até os granitos arqueanos, mostrando assim que a área de terrenos elevados formava uma região geològicamente mais soeiguada, mesmo durante o Terciário inferior.

A Serra do mar: A porção da serra do Mar que ocupa a região oriental e central do Estado do Rio de Janeiro já foi estudada neste trabalho. Examinaremos agora seu prolongamento que acompanha a costa oriental do Rio de Janeiro e São Paulo. Nesta área a serra do Mar forma uma gigantesca escarpa que desce até o oceano, como em Ubatuba, ou até uma baixada costeira, como acontece ao longo da serra de Paranapiacaba, de Santos até o limite do estado do Paraná. Duas direções são evidentes, emprestando um contorno irregular (zig-zague) à frente da serra, que se desloca sucessivamente da direção leste-oeste para nordeste-sudoeste, e novamente para leste-oeste, através do estado de São Paulo.

Desde 1950 opiniões diametralmente opostas foram enunciadas no que concerne à origem da frente montanhosa. R. O. DE FREITAS (1950, p. 63), depois de considerar as escarpas de falha aplicadas à serra do Mar, pensou que, pelo aspecto de juventude que apresenta, esta serra fôsse uma escarpa de falha, "isto é, com escarpamentos causados diretamente pelo tectonismo". Concluiu ainda que "a erosão não bastaria para explicar a topografia encontrada na serra do Mar" que, portanto, deve ser classificada como uma verdadeira escarpa de falha. Como apoio ao seu pensamento, o mesmo autor cita a seguinte seqüência de características associadas à serra do Mar:

- a) alinhamento das rochas cristalinas;
- b) limites e bordas retilíneas;
- c) vales suspensos;
- d) elevações assimétricas;
- e) o contraste entre a drenagem na escarpa e no planalto;
- f) ausência de capturas;
- g) topografia escalonada;
- h) coincidência da topografia com a direção da xistosidade;
- i) adaptação da drenagem;
- h) ausência de correlação entre a morfologia e a dureza das rochas.

RICH (1953, p. 26), porém, hesitou. Após investigar do sul de São Paulo até além da região que importa ao presente relatório, não conseguiu registrar e identificar qualquer falha ou escarpa de falha ao longo da frente da serra do Mar. Com efeito, suas observações são paralelas às que tivemos oportunidade de realizar ao longo da serra ao fundo da baía de Guanabara, onde a topografia

resulta do esfacelamento, pela erosão, de uma estrutura monoclinal. Foi esta também a explicação sugerida por RICH para a forma da serra do Mar em São Paulo, de modo que a mesma estrutura, sob o ataque dos agentes erosivos, parece suficiente para explicar a origem da serra, desde o Terciário superior. ||

Esta estrutura é uma flexura monoclinal que se prolonga do planalto soerguido do interior até abaixo do nível do mar e cujo eixo se dirige de um ponto um pouco a leste da Guanabara até Iguape, passando, pelo lado do continente, entre êsses dois pontos. Aí, a erosão marinha atacou o lado elevado do arco e a costa é alta, escarpada e pontilhada de ilhas ponteadas.

Em ambos os lados do eixo o litoral é baixo e deprimido, apresentando lagoas costeiras.

Uma confirmação do nosso ponto de vista é encontrada na frente montanhosa das lavas basálticas que ocorrem nos três estados do sul do Brasil. O afloramento destas lavas, que constitui uma escarpa orientada de leste a oeste sobre o alto planalto a oeste de Botucatu, volta-se inicialmente para sudoeste, para o sul e finalmente para sul-sudeste, enquanto acompanha o declive da flexura da estrutura monoclinal, até que atinge as adjacências da costa, em nível baixo, um pouco ao norte de Porto Alegre. Acha-se preservada, aqui, a flexura que foi destruída pela erosão marinha no sul de São Paulo e no estado do Rio de Janeiro.

Importantes escarpas de erosão cíclica participam de muitas características comuns às escarpas de falha: alinhamento retilíneo, vales suspensos, capturas fluviais, elevações assimétricas, contraste entre a drenagem na escarpa e no planalto, coincidência com as direções locais das rochas e das estruturas, adaptações da drenagem e ausência de correlação entre a morfologia e a dureza das rochas. Não apresentam, porém, três importantes características: desabamento ao longo das zonas de falha*, deslocamento abrupto de camadas e o deslocamento das superfícies de erosão. Nenhuma destas peculiaridades foi demonstrada em associação à serra do Mar, apesar das cuidadosas pesquisas de observadores como LAMEGO e RICH (Em contraste, na serra da Mantiqueira é possível demonstrar o deslocamento das superfícies cíclicas). Por outro lado, provas colhidas no campo demonstram a existência de uma estrutura regional — uma estrutura monoclinal junto à costa, com inclinação para o sul e ligeiro declive de leste para oeste que, em conjugação com a atividade dos agentes erosivos, nos forneceu as relações observadas entre a topografia e a estrutura geológica.

CONSEQUÊNCIAS TECTÔNICAS

Os estudos que realizamos sobre as superfícies cíclicas que ocorrem no Brasil oriental constituem como que um guia para o conhecimento do comportamento tectônico da região no tempo geológico. O jazimento da superfície Sul-Americana revela a deformação sofrida por esta área desde o Terciário médio. Deu-se uma elevação geral a partir da costa oriental para o interior onde, acima da altitude de 1 100 metros, a crista do arco foi fendida para formar o vale de afundimento do rio São Francisco. Na região adjacente à costa, formou-se

* N. do T — "Shattering along fault-zones", no original inglês

uma íngreme estrutura monoclinal que levou a superfície até além da atual linha da costa

Através do Rio de Janeiro e do Paraná, uma estrutura monoclinal semelhante, porém mais íngreme, dirige-se para ENE, como foi descrito, e em São Paulo a superfície Sul-Americana mostra-se inclinada para o norte até a bacia do Paraná. Em todas as áreas examinadas a superfície do Terciário médio foi soerguida em relação ao nível do mar.

Porém, na bacia do alto Amazonas, a mesma superfície foi deprimida e soterrada por sedimentos posteriores. Considerada no todo, a deformação tomou a forma de eixos de soerguimento e bacias de depressão

Só localmente, onde os soerguimentos atingiram um máximo, o arqueamento foi superado por falhas, como nas partes superiores dos vales de afundimento do São Francisco e do Paraíba e provavelmente na área do Pico da Bandeira, durante o Pleistoceno, e na íngreme estrutura monoclinal do Rio de Janeiro em época mais recente

A deformação da superfície Sul-Americana não é um fato isolado; faz parte de um esquema generalizado, já que a deformação segundo linhas precisamente do mesmo tipo (com a ocorrência de eixos de soerguimento e bacias de depressão) operou desde o Mesozóico médio, como é demonstrado pelo jazimento das formações cretáceas em todo o centro e o leste do país (Fig. 16). Este fato é claramente revelado pelos jazimentos e interrelações das várias superfícies cíclicas: Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu, como, por exemplo, na secção entre Curitiba e o Rio de Janeiro. As diferenças de altitude entre as superfícies são, muitas vezes, regulares de região a região. Assim, o intervalo vertical entre as superfícies Sul-Americana e Velhas, em São Paulo e no oeste mineiro, é geralmente de 100 metros ou um pouco mais na zona dos seixos arqueados, como nas serras da Mata da Corda e do Quartel; na Bahia, esse intervalo é freqüentemente de 200 metros e na faixa ultra-elevada do estado do Rio de Janeiro é de 300 metros ou mais

A regularidade e a repetição notada nos movimentos que deformaram as várias superfícies cíclicas fazem crer em uma única força deformante que teria iniciado sua ação desde o Mesozóico médio. Cálculos preliminares sugerem que, para a secção entre Curitiba e o Rio de Janeiro, esta força é a simples compensação isostática que se seguiu a cada uma das fases de desnudação; a observação de que a zona de falhas associada a estrutura monoclinal do Rio de Janeiro parece ter sido deslocada cada vez mais para o interior após cada soerguimento, vem ao encontro desse ponto de vista. O mesmo pode ser dito em relação aos falhamentos da Bahia, onde o afundimento cretáceo tem expressão na secção Salvador — Tucano, ao passo que o afundimento plio-pleistocênico margeia o vale do São Francisco; estas conclusões concordam com pesquisas realizadas na África (KING, 1955). Esta explicação não é, porém, inteiramente aplicável às margens do vale de afundimento do São Francisco, onde a superfície Velhas foi soerguida a mais de 700 metros.

No todo, o país apresenta duas regiões tectônicas contrastantes. Ao norte, a região eleva-se gradualmente da costa para o interior e apresenta rochas progressivamente mais antigas na mesma direção; ao sul, diminui em altitude

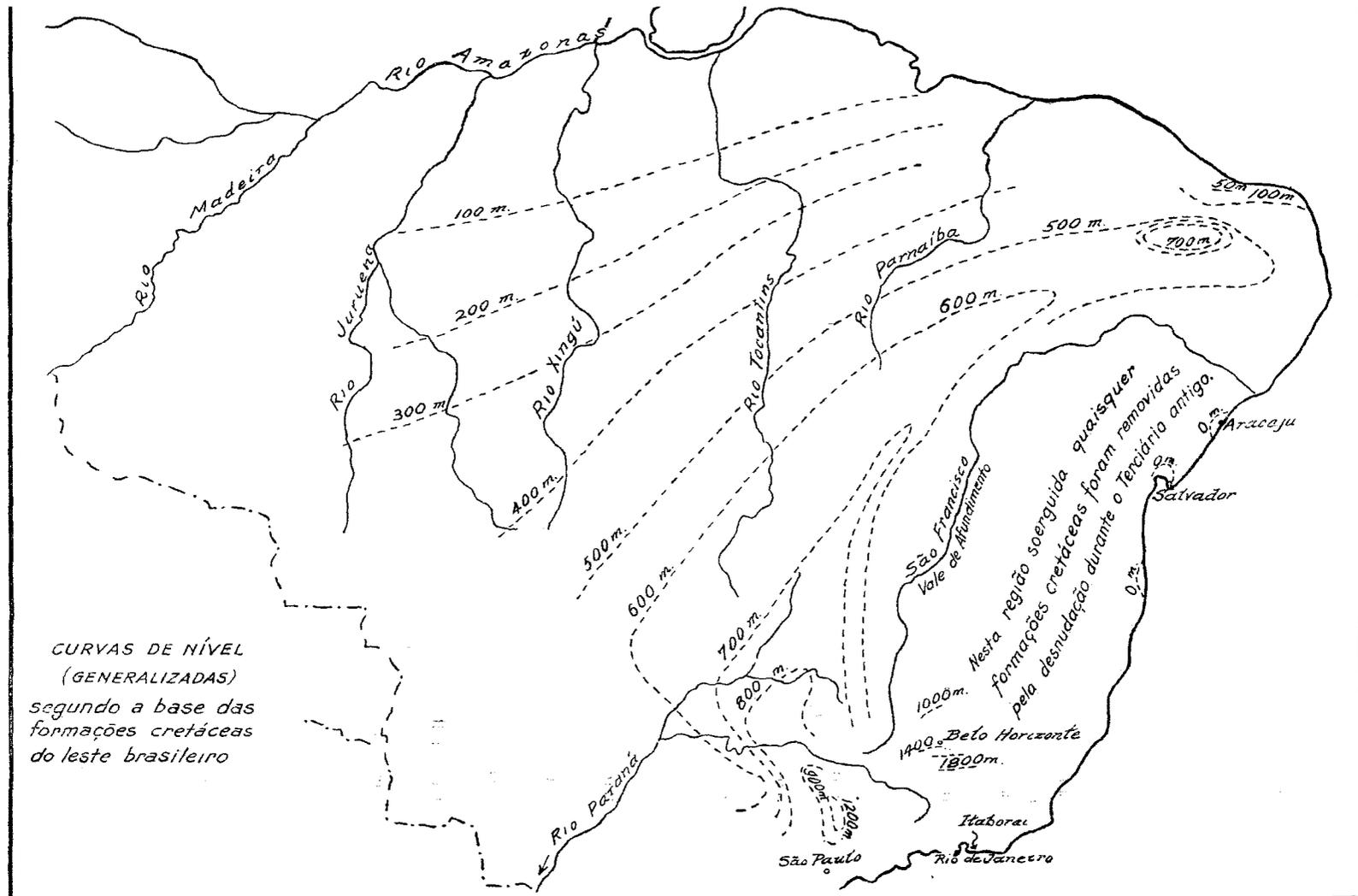


Fig. 16 — *Curvas de níveis estruturais na base das formações cretáceas para mostrar a deformação do Brasil oriental desde o Cretáceo superior.*

a partir do litoral e apresenta as rochas mais antigas na famosa faixa arqueana dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Esta dissimetria fundamental constituiu uma característica primitiva e concorda inteiramente com uma posição marginal do Brasil no continente de Gondwana.

Como ficou claro pela disposição dos tipos de rochas marinhas e terrestres, especialmente da era Mesozóica, em comparação com as que ocorrem na África, a separação do Brasil do continente de Gondwana provavelmente data do Mesozóico médio.

Tal hipótese apresenta concordância aceitável com o desenvolvimento das superfícies, acima descrito, já que o Mesozóico médio, de acordo com os indícios presentes na própria paisagem, foi aparentemente o período em que a geomorfologia brasileira começou a assumir seu aspecto atual e no qual os ciclos de erosão passaram a predominar sobre a fase anterior de sedimentação, como é indicado pela deposição semi-generalizada das rochas do tipo Gondwana (Carbonífero-Triássico).

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.M. de e BARBOSA, O — 1953 — *Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo*, Bol n° 143, DNPM, 96pp
- BRAJNÍKOV, B. — 1948 — “*Essai sur la Tectonique de la Région a l’Est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil*”, Bull Soc Geol de la France, 5 th ser, vol 17, pp 321-334
- 1949 — “*Observations Géologiques dans l’Ouest de l’Etat de Minas Gerais, Brésil*”, Bull Soc Geol. de la France, 6 th. ser, vol. 19, pp 467-476
- 1952 — “*Carte des Directions de Cisaillements dans le Brésil Centre-Est*” Inst. Téc Indust. de Belo Horizonte, Av n° 13
- BRANNER, J C — 1911 — “*Aggraded Limestone Plains of the Interior of Bahia*”, Bull. Geol Soc Amer., vol 22, pp 187-206.
- BRETZ, J H — 1942 — “*Vadose and Phreatic Features of Limestone Caverns*” Jour Geol., vol 50, pp 675-811
- COUTO, C P — 1953 — “*A Bacia Calcária de Itaboraí e a Tectônica da Costa Sudeste do Brasil*”, Not Prelim, DNPM, n° 75
- FREITAS, R O de — 1951 — “*Ensaio sobre a Tectônica Moderna do Brasil*”, Fac Ciência Univ S P, Bol n° 130, 120 pp
- GUIMARÃES, D — 1951 — “*Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica*”, D N P M, Bol n.º 88, 317 pp
- JAMES, P E — 1953 — “*The Surface Configuration of South-Eastern Brasil*”, Ann Assn. Amer Geog, vol 23, pp 165-193
- 1952 — “*Observation on the Physical Geography of Northeast Brasil*”, Ann Assn Amer. Geog, vol 42, pp 153-176
- KING, L C — 1940 — “*The Monocliminal Coast of Natal, South Africa*”, Journ Geomorph, vol 3, pp. 144-153
- 1946 — “*Landscape Study in Southern Africa*”, Proc Geol Soc. S Afr, vol 50, pp XXIII.
- 1948 — “*A Theory of Bornhardts*”, Geog Journ, vol 112, pp 83-87
- 1950 — “*The Study of the World’s Plainlands: a New Approach in Geomorphology*”, Q. J G S, vol 106, pp 101-131
- 1953 — “*Canons of Landscape Evolution*”, Bull Geol Soc Amer, vol 64, pp 721-752
- 1955 — “*Pediplanation and Isostasy*”, Q J G S, no prelo

- LAMEGO, A R — 1938 — “*Escarpas do Rio de Janeiro*”, Serv Geol e Min, Bol n° 93, p 71.
 1940 — “*Restingas na Costa do Brasil*”, D N P.M, Bol n° 96, 63 pp
 1941 — “*Mármore de Muriaé, Estado do Rio de Janeiro*”, Serv Geol e Min., Bol. n° 97.
 1945 — “*Ciclo Evolutivo das Lagunas Fluminenses*”, D N P M, Bol n° 118, 48 pp
 1945 — “*A Geologia de Niterói na Tectônica da Guanabara*”, D.N P M, Bol n° 115.
 1949 — “*A Faixa Costeira de Vitória*”, D N P M, Bol 128, 68 pp
 DE MARTONNE, E — 1940 — “*Problèmes Morphologiques du Brésil Tropicale Atlantique*”,
 Ann Geog, vol. 49, pp 1-27, 129
 MAURY, C — 1952 — “*Fósseis Terciários do Brasil com descrição de Novas Formas Cretáceas*”,
 Serv. Geol e Min, Mon 4, pp. 390-431.
 MENDES, J C — 1950 — “*O Problema da Idade das Camadas de São Paulo*”, Assoc. Geóg
 Bras, n° 5, pp 45-48
 OLIVEIRA, A I — 1943 — “*Geologia de Sergipe*”, Min. e Metalurgia, 16 pp
 LEONARDOS, O. H — 1943 — “*Geologia do Brasil*”, Rio de Janeiro
 PUGH, J C — 1955 — “*Isostatic Readjustment in the Theory of Pediplanation*”, Q J G S.,
 no prelo
 RÉGO, L. F M — 1936 — “*O Vale do São Francisco*”, Rev do Mus Paulista, vol 20, pp.
 491-706
 RIBEIRO, R — 1948 — “*Caracteres Físicos e Geológicos da Bacia do Paraíba*”, D G M, —
 Bol. 127, pp 55
 RICH, J L. — 1953 — “*Problems in Brazilian Geology and Geomorphology Suggested by
 Reconnaissance in Summer*” of 1951, Fac Cienc, Univ S P, Bol. 146, 80 pp.
 SANTOS, L. B. e outros — 1952 — “*Reconhecimento Geográfico de Parte do Sertão Nordestino*”,
 Conselho Nacional de Geografia, — Publ. especial.

 RÉSUMÉ

La region ici étudiée se trouve entre la vallée du fleuve São Francisco et le littoral et continue vers le sudouest jusqu'à São Paulo Elle comprend des morceaux de 6 États et sa superficie est d'environ un million de kilomètres carrés

L'auteur déclare avoir analysé le paysage du Brésil oriental et l'avoir comparé à un certain nombre de cycles d'érosion qui se sont suivis dans le temps géologique. Les cycles sont tellement actifs que chacun dans son développement vers l'intérieur prend les formes sculptées par le cycle antérieur et lui-même est recouvert par le nouveau modelé de son successeur D'après l'auteur c'est dans la conception d'un développement ordonné par cycles successifs d'érosion que nous rencontrons le secret de la geomorphologie brésilienne. L'élément fondamental du paysage brésilien a été une vaste plaine conséquence du devètemnt qui s'est produit entre le Crétacé inférieur et le Tertiaire moyen quand elle a été soulevée et plus tard reduite a um plateau desséché par l'érosion polycyclique (celle-ci a creusé des vallées dans presque toute la surface ou a une serie d'elavations de surface coincidente sur la crête Cette grande surface aplainie et commue sous le nom de peneplanação Sud-americaine

La superficie post-Gondwana, de l'âge Crétacée supérieure jamais ne se présente entièrement applatie et sa topographie est souvent accidentée. Sa superficie désertique (Sub-Botucatu) de l'âge riassiqu supérieur et une superficie fossile que a souffert une ancienne glaciation à l'âge Carbonifère sont revues par l'auteur en même temps que les indices qui nous renseignent sur leurs âges

Les cycles d'érosion qui se sont succédés au cycle Sud-américain et qui durent pendant le Tertiaire supérieur et le Quaternaire après les soulèvements épigéniques de Tertiaire moyen et postérieurs sont marqués par l'entaillement et l'ouverture de vallées qui ont détruit la plus grande partie du plateau produit par le cycle Sud-américain et qui occupent maintenant presque tout le paysage Le cycle d'érosion Velhas qui est arrivé tout de suite après le Sud-américain et a atteint un niveau de base du Tertiaire supérieur, par exemple, est présent, tiquement sous la forme de vallées que dessèchent le plateau produit par le cycle Sud-américain

L'érosion cyclique quaternaire est représentée par la superficie contenu à la côte et quelques fois détruit toutes les topographies antérieures (cycle Paraguaçu)

Après avoir énuméré les cycles que ont agi scr le paysage brésilien l'auteur commence à décrire le procédé de développement de même paysage Il passe alors à décrire en détail les unités du relief, du gisement des séries et des preuves de l'action des différents cycles L'auteur déclare encore que dans un autre travail il comparera une à une les phases des paysage brésilien et africain qui lui est familier

RESUMEN

La región estudiada en este artículo queda entre el valle del río São Francisco y el litoral y se dirige hacia sudoeste hasta São Paulo. Comprende partes de seis estados y cubre un área de casi un millón de kilómetros cuadrados.

El autor afirma que analizó los paisajes del Brasil oriental y los compara a una serie de ciclos de erosión que han ocurrido en la época geológica. Estos ciclos son tan activos que en su desenvolvimiento hacia el "hinterland" abarcan las formas esculpidas por el ciclo precedente y son, de su parte, recubiertos por el nuevo modelado de su sucesor.

Según el autor, la geomorfología brasileña debe ser comprendida como un desenvolvimiento ordenado por ciclos sucesivos de erosión. El elemento fundamental del paisaje brasileño fué una vasta planicie causada por la desnudación entre el Cretáceo inferior y el Terciario medio, cuando se levantó. Esta planicie más tarde fué reducida a un planalto disecado por la erosión policíclica, la cual excavó valles en casi toda la superficie, y a una serie de elevaciones de superficie coincidente sobre la cresta. Esta gran superficie allanada recibe la denominación de "peneplanación" Sudamericana.

La superficie post-Gondwana, de la edad Cretácea superior, nunca se presenta completamente allanada y su topografía es frecuentemente accidentada. La superficie desértica (Sub-Botucatu), de edad Triásica superior y una superficie fósil, que sufrió glaciación antigua, de edad carbonífera, son examinadas por el autor.

Los ciclos de erosión subsecuentes al ciclo Sudamericano y que actuaron durante el Terciario superior y el Cuaternario, después de los levantamientos epirogénicos del Terciario medio y posteriores, son señalados por el entallamiento y hendidura de valles que destruyeron la mayor parte del planalto producido por el ciclo Sudamericano y que ocupan Sudamericano, se presenta bajo la forma de valles que disecan el planalto del ciclo ahora casi todo el paisaje. El ciclo de erosión Velhas, que sucedió inmediatamente al Sudamericano.

La erosión cíclica cuaternaria en el área adyacente a la costa destruye a veces todas las topografías anteriores (ciclo Paraguaçu).

El autor menciona los ciclos que modificaron el paisaje brasileño y describe el proceso de su desenvolvimiento, y de manera detallada las unidades de relieve, el yacimiento de las series y las pruebas de acción de los varios ciclos.

SUMMARY

The region studied herein lies between the valley of the Rio São Francisco and the Atlantic seaboard, continued southwestwards as far as São Paulo; it includes portions of six states and covers approximately one million square kilometers.

The author states that the various types of landscapes were analysed by referring the multitudinous forms of Eastern Brazil to a relatively small number of denudational cycles, following each other successively in geologic time; and so operative that each, in its development from the coast towards the interior encroaches upon the landforms of its predecessor and is itself in turn encroached upon by the freshly developing features of its successor.

According to the author it is in this conception of orderly development by sequential landscape cycles that lies the secret to the understanding of Brazilian geomorphology. Though, in few words, the fundamental element of modern Brazilian scenery was a vast plain produced by denudation between the late Cretaceous and mid-Tertiary, when it was uplifted, later polycyclic stream incision has almost everywhere carved valleys into the surface reducing it to a dissected upland or, locally, even to a set of mere even-crested skylines upon the ridges. This vast planation is termed the Sul-Americana planation.

The post-Gondwana surface, late Cretaceous in age, is never very smoothly planed and is often a relatively rough topography. The desert landscape (Sud-Botucatu), of late Triassic age, and a fossil surface which emerges locally and of Carboniferous age, are reviewed by the author, together with the evidence for their ages.

Erosional cycles succeeding the Sul Americana and current during the late Tertiary and Quaternary, after mid-Tertiary and later epirogenic uplifts, are evidenced by river incisions and valley excavations that have destroyed most of the Sul Americana upland and now occupy most of the landscape. The Velhas cycle of erosion, immediately succeeding the Sul Americana and graded to a late Tertiary base-level, for instance, is typically present as valley incisions dissecting the Sul Americana upland.

Quaternary cyclic erosion is represented in the coastal hinterlands of the East (Paraguaçu cycle) where it is sometimes destructive of all former topographies.

After describing the cycles which actuated on the Brazilian landscape, the author studies the mode of development of the same, discussing in detail the relief units, the series involved and the evidence pertaining to each denudational cycle.

A comparison with data from Africa will be made in a second, and later, report.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet, das in dieser Arbeit behandelt wird, liegt zwischen dem Tal des Rio São Francisco und dem Litoral. Es setzt sich in südwestlicher Richtung bis in den Staat São Paulo fort. Das Gebiet enthält Teile von sechs Staaten und bedeckt eine Fläche von etwa 1 Million Quadratkilometer.

Der Autor analysiert die Landschaften Ostbrasilien, indem er sie auf eine verhältnismässig kleine Zahl von Erosionszyklen zurückführt. Diese lösen einander im Laufe geologischer Zeiträume derartig ab, dass jeder einzelne von ihnen, in der Anordnung vom Litoral nach dem Innern, in seiner Entwicklung die Formen mit umschliesst, die der vergangene Zyklus erzeugt hat. Ebenso wie er selber von der modellierenden Arbeit seines Nachfolgers überdeckt ist.

Nach der Meinung des Autors ist dieser Gedanke von der auf subsecquenten Erosionszyklen beruhenden Entwicklung geeignet, das Geheimnis für das Verständnis der geomorphologischen Erscheinungen in Brasilien zu lösen. Danach war das Grundelement in der brasilianischen

Landschaft zunächst eine weite Ebene, die durch Abtragung zwischen der älteren Kreidezeit und dem mittleren Tertiär entstand. Sie wurde dann gehoben und durch polyzyklische Erosion in ein zerschnittenes Hochplateau verwandelt. Die Erosion grub fast auf der ganzen Oberfläche Täler aus oder sie schuf, örtlich begrenzt, auf den Kämmen eine Reihe von Erhebungen. Diese Verebnung wird als die südamerikanische Verebnung bezeichnet.

Die Postgondwana-Oberfläche, die während der oberen Kreidezeit bestand, zeigt sich niemals vollständig eingeebnet. Ihre Topographie ist häufig hügelig. Die wüstenhafte Sub-Botucatu-Oberfläche aus der oberen Trias und eine andere fossile Oberfläche, die im Karbon vereist war, wurden vom Autor untersucht, ebenso wie die Schlüsse, zu der seine Gedanken führen.

Die Erosionszyklen, die auf den Südamerikazyklus folgten, und die während des oberen Tertiärs und des Quartärs wirksam waren, nachdem die epirogenetischen mitteletertiären und späteren Hebungen stattgefunden hatten, sind durch Zertalungen gekennzeichnet. Diese haben den größten Teil der im Laufe des Südamerikazyklus entstandenen Hochebene zerstört und sie haben sich jetzt fast über die ganze Landschaft ausgedehnt.

Die quartäre Erosion in den küstennahen Gebieten hat mehrfach die älteren topographischen Verhältnisse zerstört (Zyklus Paraguaçu).

Nach der Erklärung der Zyklen, die in den geschilderten brasilianischen Landschaften wirksam waren, geht der Verfasser daran, Einzelheiten des Reliefs und der Ablagerungen zu beschreiben. Er schließt damit, dass seine spätere Arbeit anzeigt mit vergleichenden Studien zwischen der brasilianischen und der afrikanischen Landschaft, mit der er gut vertraut ist.

R E S U M O

La regiono studata en ĉi tiu artikolo estas entenata inter la valo de la rivero São Francisco kaj la marbordo kaj etendiĝas sudokcidenten ĝis São Paulo; ĝi enhavas partojn de ses Statoj kaj okupas areon de proksimume unu miliono da kvadrataj kilometroj.

La aŭtoro deklaras, ke li analizis la pejzaĝojn de la orienta Brazilo komparante ilin kun relative malgranda nombro da cikloj de erozio, kiuj sin intersekvis en la geologia tempo kaj tiamaniere aktivaj, ke ĉiu el ili, en sia elvolviĝo ekde la marbordo internlanden, ampleksas la formojn gravuritajn de la antaŭa kaj ĝi mem estas kovrita de la nova modlado de sia postvenanto.

Laŭ la aŭtoro en tiu koncepto de elvolviĝo ordigita de sinsekvaj cikloj de erozio kuŝas la sekreto de la kompreno de la brazila geomorfologio. Tiel la fundamenta elemento de la brazila scenejo estis vasta ebenaĵo produktita de la nudigo inter la malsupera Kretaco kaj la meza Terciario, kiam ĝi estis levita, kaj poste ĝi estis reduktita al altebenaĵo sekigita de la multcikla erozio, kiu fosis valojn sur preskaŭ la tuta supraĵo aŭ loke, al serio da altaĵoj kun pintoj kincidantaj, sur la suproj. Tiu vasta duonebenaĵo estas nomata sudamerika duonebenaĵo.

La post-Gondwana supraĵo, kun supera kretaca aĝo, neniam sin prezentas tute ebenigita kaj ĝia topografio estas ofte malebena. La dezerta supraĵo (sub-Botucatu), kun supera triasa aĝo, kaj fosila supraĵo, kiu elportis malnova glaciigo, kun karboneca aĝo, estas reviziitaj de la aŭtoro, kune kun la indicoj, kiuj induktigas pri iliaj aĝoj.

La cikloj de erozio, kiuj sekvis la sudamerikan ciklon kaj kiuj agis dum la supera Terciario kaj la Kvaternaro, post la epirogeniaj leviĝoj de la meza Terciario kaj postaj, estas markitaj de la tranĉado kaj malfermigo de valoj, kiuj detruis la plej grandan parton de la altebenaĵo produktita de la sudamerika ciklo kaj kiuj okupas nun preskaŭ la tutan pejzaĝon. La ciklo de erozio *Velhas*, kiu sekvis senpere la sudamerikan kaj kiu atingis nivelon kun bazo sur la supera Terciario, ekzemple, ĉeestas, tipe, sub la formo de valoj, kiuj sekigas la altebenaĵon produktitan de la sudamerika ciklo.

La kvaternara cikla erozio estas reprezentata en la areo apuda al la marbordo; kelkfoje ĝi detruas ĉiujn antaŭajn topografiojn (ciklo Paraguaçu).

Post la mencio de la cikloj, kiuj agis sur la brazila pejzaĝo, la aŭtoro priskribas la amnieron de elvolviĝo de tiu pejzaĝo kaj tiam faras detalan priskribon pri la unuoj de la reliefo, pri la kuŝo de la serioj kaj pri pruvoj de laagado de la diversaj cikloj.

La aŭtoro deklaras ankaŭ, ke komparo, fazon post fazon, inte la brazila pejzaĝo kaj la afrika — kiu estas familiara al liestos farata en posta raporto.