



PHL02L377



0928

CONTRIBUIÇÃO TÉCNICA N°: MES/ANO

ÓRGÃO DE AUTORIA

GEOMORFOLOGIA DA BAHIA

Oscar P. G. Braun
Ronaldo Ramalho





GEOMORFOLOGIA DA BAHIA

Oscar P. G. Braun
Ronaldo Ramalho

1978

Trabalho escrito para a obra "Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia", em publicação pela Coordenação da Produção Mineral da Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia.

S U M Á R I O

1. INTRODUÇÃO	3
2. ELEMENTOS FUNDAMENTAIS DA PAISAGEM	7
3. GEOMORFOLOGIA DESCRITIVA	19
3.1. O LITORAL	19
3.2. A ENCOSTA	25
3.3. BACIAS SEDIMENTARES DO RECÔNCAVO	27
3.4. OS PLANALTOS	28
3.5. O VALE DO MÉDIO SÃO FRANCISCO	35
3.6. OS CHAPADÕES DAS GERAIS	37
3.7. A DORSAL ORIENTAL	40
4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
5. ILUSTRAÇÕES	44

GEOMORFOLOGIA DA BAHIA

Oscar P.G. Braun
Ronaldo Ramalho

1. INTRODUÇÃO

"Então seguimos nosso caminho, por esse mar de longo até terça-feira de Oitavas de Páscoa, que foram 21 dias de abril, quando topamos alguns sinais de terra, sendo da dita ilha, segundo os pilotos diziam, obra de 660 ou 670 léguas;... Na quarta-feira seguinte, pela manhã topamos aves a que chamam fura-buchos e neste dia, a horas de véspera, avistamos terra, a saber: Em primeiro lugar um monte grande, muito alto e redondo e outras serras mais baixas ao sul dele; a terra rasa, com grandes arvoredos. Ao mesmo monte alto pos o Capitão o nome de Monte Pascoal; e à terra - Terra de Vera Cruz".

"... Esta terra, Senhor, me parece que da ponta que mais contra o sul vimos, até à outra ponta que contra o norte vem, do que nós deste ponto havemos visto, será tamanha que haverá nela bem 20 ou 25 léguas por costa. Traz, ao longo do mar, em algumas partes, grandes barreiras, algumas vermelhas, algumas brancas; e a terra por cima é toda plana e muito cheia de grandes arvoredos. De ponta a ponta é toda praia rasa, muito plana e bem formosa. Pelo sertão, pareceu-nos do mar muito grande, porque a estender a vista não podiam ver senão terra e arvoredos, parecendo-nos terra muito longa. Nela, até agora, não pudemos saber que haja ouro nem prata, nem nenhuma coisa de metal, nem de ferro; nem as

vimos. Mas a terra em si é muito boa de ares, tão frescos e temperados, como os de Entre-Douro-e-Minho, porque neste tempo de agora, assim os chamamos como os de lá. Águas são muitas e infindas. De tal maneira é graciosa que, querendo aproveitá-la dar-se-á nela tudo por bem das águas que tem".

Pero Vaz de Caminha

Sexta-feira, primeiro dia de maio de 1500
... Deste Porto Seguro de vossa Ilha de Vera Cruz

Desta forma singela abriu-se ao mundo a paisagem da Terra Brasileira, pelos umbrais do sul da Bahia.

Naturalmente os relatos das expedições que se seguiram foram ampliando a visão dessa paisagem e mostrando quão diversificada ela é, mesmo não se ultrapassando os limites da Bahia.

O próprio clima deste estado mostra uma grande diversificação: Temperatura amena, com dias bem frios e mesmo eventuais geadas, ocorre nas partes mais elevadas do Espinhaço e da Chapada Diamantina; enquanto a maior média das máximas temperaturas anuais no Brasil ($35,2^{\circ}$ C) é alcançada no sertão do médio São Francisco, na localidade de Remanso, hoje submersa sob as águas da barragem de Sobradinho. No Sul do estado o clima é quase equatorial, quente e pluvioso, e no sertão de Canudos e Remanso é quase desértico.

Esses contrastes fisiográficos que muitas vezes, refletem-se na própria população, tem sido objeto de interesse de muitos autores que se dedicaram ao estudo dos aspectos geográficos da Bahia ou mesmo tratando de temas diversos, não puderam se esquivar de relacioná-los acidentalmente a esta exuberante geografia.

No seu rebuscado, mas preciso estilo, Euclides da Cunha tornou famosas as pitorescas facetas geográficas do sertão baiano, palco da Guerra dos Canudos.

Pintar com as ricas cores de tantos quantos já descreveram essas paragens seria impossível no relato introdutório que, aqui nos propomos, pois o que pretendemos é apenas apresentar ao leitor uma visão geral da paisagem, principalmente no que ela mais possa interessar ao estudo da Geologia.

Nesse sentido, fatalmente, muitos detalhes serão omitidos; porém na literatura geológica que se consultar, o próprio relato mais específico abordará muitas vezes a Geomorfologia, no que ela se relaciona diretamente com o tema em estudo. Por outro lado, ao leitor que se interessar em maior profundidade neste assunto, não faltará matéria bibliográfica nos autores referenciados, ao mesmo tempo que a existência de boas cartas topográficas e a crescente acessibilidade às imagens aéreas de pequena escala, fornecerá suficiente documentação analítica.

De uma forma geral, é aconselhável que o pesquisador proceda um exame cuidadoso desse material cartográfico, antes de se dedicar à bibliografia, a fim de que forme ele sua imagem própria e bem imparcial. Isto porque a maioria dos trabalhos anteriores não contou com esse material ou o utilizou insipientemente, como o atesta a própria introdução de um dos melhores dos mais recentes trabalhos (1968) (21). Em consequência, algumas explicações morfogênicas podem ter sido iludidas pela visão não muito favorável do observador sobre o terreno.

Von Spix e von Martius, de 1811 a 1820 (18), foram os primeiros a fornecer uma descrição científica da paisagem baiana e a relacioná-la à geologia. No mesmo século XIX diversos outros pesquisadores fizeram relatos mais específicos ou mais restritos aos roteiros de suas viagens exploratórias, destacando-se Cazal, 1817, Cordier, 1843, Castelneau, 1852, Halfed, 1860, etc.

Mas, parece-nos que destes, foi Hartt, entre 1865 e 1870, (14) na expedição Thayer, dirigida pelo professor Louis Agassiz, que fez, naquele século, observações geomorfológicas mais detalhadas na Bahia.

Com o hábito dos clássicos cientistas do século passado e como participante de uma expedição de ciências naturais, Hartt não pôde furtar-se à descrição geográfica abrangente e, em bora sendo geólogo, fez observações etnográficas, botânicas, zoológicas e históricas, que emprestam ao seu relato um sabor agradavelmente pitoresco.

Na sua descrição da "Costa ao Sul de São Salvador", não perde ele a oportunidade de se deter na descrição do sítio da descoberta do Brasil, mostrando, em um bico-de-pena, a paisagem do monte Pascoal vista do mar.

Em seu relato, muitas vezes observa ele a decomposição das rochas e a generalizada ocorrência de coberturas colúvio-aluviais oxidadas, associadas a cascalheiras e depósitos de piemonte. Depósitos estes que Agassiz procurava obstinadamente relacionar a sua catastrófica glaciação quaternária.

No final do século passado e albores do presente, Derby (1887-1907) (9) começa a enriquecer a literatura geológica e geográfica com seus relatos sobre a bacia do São Francisco, o leste da Bahia e o Espinhaço.

Neste mesmo início de século, Branner (1901-1912) dedica-se a algumas peculiaridades da geomorfologia do nordeste e resolve esmiuçar o problema da decomposição profunda e dos depósitos superficiais oxidados (2), que há muito atraía a atenção dos naturalistas.

Mais recentemente têm se dedicado aos aspectos geomorfológicos da Bahia, Domingues (1947-1952) (10, 11, 12), Tricart (1957-1973), (19, 20, 21) e Cardoso da Silva (1958-1973) (17).

II. ELEMENTOS FUNDAMENTAIS DA PAISAGEM

Qualquer observação geológica, quer no campo (nos afloramentos, no solo, na paisagem) quer nas imagens aéreas, é feita a través da análise do relevo, que é a condicionante mais importante da imagem.

É principalmente através da diversidade macroscópica e microscópica do relevo, que o fluxo luminoso que alcança a superfície dos objetos opacos, sofre as variações que impressionarão nos sa retina.

O próprio efeito cromático, resultante das características eletromagnéticas dos corpos, sofre realces ou até completa ate nuação em consequência das variações do relevo.

O nosso cérebro sintetiza em imensuráveis frações de se gundo, a informação captada pela retina e os registros da memória, para classificar a imagem, numa espécie de raciocínio instantâneo, ou num processo que pode ser definido como Intuição.

Faculdade esta de que o geólogo se serve rotineiramente e em que consiste exatamente sua virtude vocacional.

O raciocínio discursivo ou matemático serve mais para a composição de idéias e fatos, para a demonstração ou aferições pos teriores, do que para a descoberta ou entendimento dos fatos, ou do que chamamos correntemente de observações.

A imagem é assim, intintivamente definida, sob as condi cionantes indiretas do raciocínio e diretas da fonte radiante, do meio atravessado pelo fluxo e das características da superfície re fletora. No caso da nossa visão, a fonte e o meio sofrem pequenas variações para as quais já nos aferimos instintivamente; porém, no caso das imagens de sensores remotos, as quais tornaram-se um ins trumento quase rotineiro na Geologia, as fontes e o meio (lentes,

filtros, filmes, etc.) podem variar extraordinariamente, o que dificultará o raciocínio intuitivo.

De qualquer forma, sempre poder-se-á tornar constantes o meio e a fonte emissora, concentrando-se todo o problema nas características da superfície, que no presente caso é a topográfica.

Em nosso clima tropical é muito raro encontrar-se grandes áreas de rochas desnudas e, mesmo nas paragens mais áridas, o solo e a vegetação estão sempre presentes, por mais tênues ou esparsos que sejam. A íntima inter-relação rocha-solo-vegetação compõem as características da superfície, fazendo com que dificilmente possa se analisar exclusivamente o relevo, como produto único do desgaste das rochas pelos agentes meteorológicos.

O termo Geomorfologia torna-se abrangente, se considerarmos, na fisionomia da superfície, também a forma da vegetação e na morfogênese, a sua ação dinâmica. Neste caso o termo perderia sua forma corrente e seria melhor utilizarmos Fisiografia, como ultimamente se tem usado, para compreender o estudo descritivo da Geomorfologia, Fitogeografia e Pedologia.

Por força da sua profissão, os geólogos tratam a Fisiografia sempre a relacionando diretamente à Geologia e, com isso, frequentemente vêm, como evidências litológicas ou estruturais, formas de relevo, solos ou associações florísticas, que têm outras origens. Por esse motivo é necessário conhecer-se bem as particularidades do desenvolvimento da paisagem, que no Brasil apresenta facetas muito peculiares.

O modelamento do relevo é função de agentes endógenos e exógenos. Os primeiros, estaticamente, estão representados pela estrutura e variação litológica e, dinamicamente, pelos movimentos tectônicos; agentes esses que são o principal objetivo da Geologia. Os exógenos são os agentes meteorológicos, subordinados às condições climáticas que abordaremos aqui.

Dentro de uma classificação mundial, a Bahia situa-se em uma faixa climática bem definida de "clima tropical austral", mas que provincialmente apresenta grande diversificação, como já apontamos anteriormente.

A interferência dos deslocamentos da "Massa Tropical Atlântica" com as frentes frias que emergem da "Massa Polar Atlântica", (16) determina as condições meteorológicas na Bahia, criando elevada pluviosidade na costa sul, onde essa interferência é mais frequente, e baixa pluviosidade na área centro-setentrional, por onde se prolongam as "depressões interplanálticas semi-áridas do Nordeste" (Ab'Saber) (16), protegidas pelas serranias ao sul e abertas à circulação das massas quentes e secas do Nordeste.

Este quadro climático que tem grande influência na distribuição da vegetação atual e na pedogênese recente, não parece ter tanta importância na constituição mais geral do relevo, que vem sendo moldado desde o Terciário, quando o clima deveria ter outras condicionantes.

Hartt, como Eschwege, Darwin, Martius & Spix, Pissis e outros naturalistas, teve sua atenção despertada pela notável profundidade da decomposição das rochas brasileiras, assim como para um outro fato, já apontado pelo próprio Vaz de Caminha: Os limites das serras, assim apelidadas pelos primeiros exploradores, nada mais eram do que rebordos escarpados ou ravinados de planaltos e platôs, conhecidos como tabuleiros, chapadas e chapadões.

Estas feições, muito comuns na paisagem brasileira, e que testemunham os últimos estágios de aplainamento do Continente, associadas àquela profundidade de decomposição, são os fatores fundamentais no modelamento do relevo do Brasil, assim como um tipo de desenvolvimento de perfil de solo - o latossólico - es

tá também intimamente associado a origem desse modelamento.

John C. Branner, 1896 (2), interessou-se particularmente pelos fenômenos de intemperismo no Brasil, assinalando que o material frouxo resultante da decomposição era alcançado acerca de 130 metros em algumas minas de ouro e que ocorria irregularmente, às vezes apenas em algumas delgadas zonas, como já notara Darwin (in 2 e 14). Essas zonas, na maioria das vezes correspondiam a profundas fissuras, coincidentes com diáclases ou planos de foliação e brechação.

A penetração e circulação da água meteórica à profundidades muito maiores, ultrapassando até 1.000 metros, é, todavia, atestada não só nas sondagens e nas profundas galerias de minas, como a de Morro Velho, como também nas inúmeras fontes termais. Da mesma forma, não são apenas as rochas desagregáveis ou frouxas, o único indício do intemperismo a grande profundidade; a alteração em sistemas mais herméticos (maior pressão hidrodinâmica) dá-se por hidratação e dissolução parcial, com meras substituições mineralógicas que mantêm rígido e compacto o edifício lítico. Assim os feldspatos e as micas são alterados em ilita, ao invés de caulinita, enquanto os espaços liberados pela decomposição dos silicatos e carbonatos são preenchidos por sílica e óxido de ferro. Como consequência do confinamento, da maior pressão, de maior temperatura e da lentidão do processo, estes dois óxidos cristalizam-se respectivamente em quartzo e hematita. Nessas profundidades o processo intempérico quase confunde-se com o hidrotermal.

O perfil latossólico, desenvolvendo-se por um longo período, produz um horizonte "C" extremamente profundo e alterado, com extraordinária segregação dos óxidos estáveis, e uma inesgotável fonte de soluções lixiviantes.

A ruptura do Continente Gondwana, durante o cretáceo inferior, deve ter causado drásticas mudanças do nível de base e

direção do escoamento da drenagem brasileira, proporcionando a definição das condicionantes geomorfológicas até hoje atuantes.

O bordo Atlântico passou a se soerguer quase continuamente, com oscilações subordinadas aos alívios tensionais, nas zonas de falha da plataforma oceânica. Esse soerguimento assimétrico, criou uma tendência a se manter uma inclinação geral para o ocidente e um arqueamento paralelo a costa leste, onde eventuais rupturas tectônicas, formaram ligeiros degraus no sentido do oceano (15, 4). Essas rupturas aproveitaram mormente as antigas estruturas rúpteis das faixas pré-cambrianas, salientando-as na topografia geral. Assim formou-se a serra da Mantiqueira e a serra do Mar, pelo desmembramento do bordo do Planalto em duas zonas basculadas do litoral para o interior.

Essa situação obriga os cursos dos grandes rios a se desviarem da costa Atlântica, fazendo-os vagar em extensos zigzagues, com longos trechos paralelos à costa, ou mesmo, como ocorre nas regiões sul e sudeste, verterem para o interior, mesmo nascendo junto ao litoral.

Com um intervalo de estabilidade pouco mais longo no Neogeno, a Plataforma Brasileira (no conceito geotectônico) sofreu um acentuado aplainamento.

Da dissecação das planícies soerguidas desse período, parece derivar quase todos os traços da paisagem brasileira (4).

O efeito violento das enxurradas sazonais, sobre as rochas profundamente decompostas, é o principal agente aluidor. Embora seu efeito se faça sentir sobre áreas até mesmo florestadas, a erosão se processa como nas regiões desérticas elevadas, isto é, por pedimentação e pediplanação. Os mais expressivos exemplos desse fenômeno, com imensos leques de dejecção, são encontrados nos arredores do Monte Roraima e no sudoeste de Mato Grosso. Na Bahia, os exemplos não são tão imponentes, mas ocor

rem com frequência nos flancos do Espinhaço, da chapada Diamantina e do Espigão Norte, nas gerais lindeiras de Goiás. (foto nº 7).

Resulta dessa dinâmica, uma série de pediplanos semidissecados, desagregados em chapadas e tabuleiros ou fechados, em depressões, por encostas e escarpas circundantes que deixam apenas estreitas aberturas à drenagem.

Essas chapadas, com sua superfície mal drenada, constituem grandes bacias de captação para água subterrânea. Quanto mais elevadas, melhores condições de circulação interna são criadas pelo escoamento no fundo das franjas de dissecção. Por outro lado, a vegetação das chapadas fornece, por um longo tempo, um grande suprimento de ácidos úmicos, gás carbônico e nitrogênio, que aumenta o poder de dissolução.

As caneluras, muito comuns em rochedos calcários que estiveram no seio das matas ou em encostas graníticas, sobre as quais deslizam continuamente os filetes d'água que poreja das franjas de vegetação, atestam o poder de dissolução das águas superficiais. Da mesma forma, as cacimbas naturais associadas a drenagem subterrânea em rochas gnáissicas, são vivos exemplos dessa propriedade (fotos nº 3 e 6).

Apenas as coberturas sedimentares, com níveis argilosos impermeáveis, podem evitar a profunda penetração dessas águas.

Como dissemos anteriormente, a alteração subsuperficial dá-se irregularmente, condicionada às zonas de maior permeabilidade e melhores condições químicas de dissolução; por outro lado, se algum fator, como delgadas capas areníticas, permitir boa distribuição horizontal das águas, forma-se uma zona de alteração (horizonte B-C dos perfis latossólicos) muito profunda, mais ou menos paralela a superfície das chapadas (4,6) (foto

nº 5).

O entalhe da drenagem, durante a fase de dissecação, condiciona-se a essas grandes diferenças de constituição do subtrato que se impõem, muitas vezes, as próprias diferenças litológicas originais. Zonas brechadas, normalmente com baixa resistência mecânica, rochas calcíticas e diques de diabásio, com pouca resistência à dissolução, podem vir a formar cristas e serrotes residuais, por terem sido silicificados e ferrificados pelos fenômenos acima descritos. Fenômenos estes que, como dissemos, podem mudar radicalmente a constituição de algumas rochas (5,6).

Os quartzitos quase puros que hoje formam longas cristas septiformes, podem originalmente ter sido micaxistos calcíferos ou feldspáticos, milonito de rochas gnáissicas, metavulcânicas, ou, como no Espinhaço, podem ter sido arcóseos, metagrauvacas ou quartzitos de matriz grauvática.

Rochas fossilíferas, podem ter sido biotita xistos granatíferos ou magnetíferos, metabasitos, calcários hematíticos, brechas vulcânicas, etc.

Essas rochas, assim modificadas, guardam uma singularidade denunciadora: possuem limites mais ou menos horizontais, enquanto sua estruturação é quase vertical.

As chapadas, originadas dos antigos pediplanos, possuem ainda restos das coberturas detríticas aprisionadas em pequenas depressões, podendo ser vistas eventualmente em cortes de estradas, beira de escarpas ou barrancos de rios.

A espessa capa intemperizada (lateritizada) produz um solo pobre, muito ácido e aluminoso, que se torna ravinado como uma verdadeira capa sedimentar, dando a impressão de continuidade dos isolados testemunhos detríticos. A concentração de óxido de ferro, sílica ou alumina em bandas horizontais aumenta essa impressão.

Esse fato tem levado os geólogos a identificarem essa morfologia como a de uma verdadeira capa sedimentar, batizando-a frequentemente com nomes estratigráficos ou confundindo-a com verdadeiras formações sedimentares, o que vem causando sérios problemas de mapeamento (4,6). Grandes extensões mapeadas, por exemplo, como "formação Barreiras" nada mais são do que esse manto laterítico (foto nº 2).

De uma forma geral, sobre as rochas pré-cambrianas, a topografia reflete muito bem as estruturas. Nos terrenos mais a cidentados o entalhe segue preferencialmente as grandes desconti nuidades, como falhas e diáclases; enquanto nos terrenos colino sos e mais arrasados são salientados os elementos menores como a foliação, o bandamento ou a estratificação.

Nas áreas mais secas, a vegetação, subordinada fundamente à abundância da umidade, estabelece-se primordialmen te sobre os solos que retêm mais água e, secundariamente, os que têm mais nutrientes, salientando enormemente as diferenças lito lógicas. Já nas áreas mais úmidas do sul da Bahia a vegetação o riginal pouca varia.

A tectônica mesozóica, anterior a grande fase de aplai namento, reflete-se na topografia pela erosão diferencial entre as rochas separadas pelas grandes falhas, como a de Maragogipe, ou pelas cristas na zona de silicificação das falhas e pelos va les nas zonas brechadas (foto nº 2).

No leste do Brasil, os remanescentes dos pediplanos pa recem alinhar-se em níveis distintos, o que sugere a existência de períodos bem prolongados de aplainamento.

Lester C. King, 1956 (15) que estudara a Geomorfologia da África e lá identificara remanescentes de cinco ciclos de ero são, vindo ao Brasil, não pôde evitar uma correlação direta, jul gando identificar aqui também os mesmos ciclos, aos quais denomi nou: "Gonduana", o mais antigo, no Jurássico; "Post-Gonduana",

no Cretáceo Inferior; "Sul-Americano", do Cretáceo Superior ao Paleogeno; "Velhas", no Neogeno; e "Paraguassu", do Quaternário ao Recente.

Na realidade, como descreveu Braun mais tarde, 1971, (4) King confundiu altitudes tomadas em distâncias muito grandes, sobre os remanescentes de um mesmo nível que se inclina para no roeste, além de utilizar equívocas informações estratigráficas.

Com pequenas discrepâncias locais, as chapadas ali nham-se em apenas dois níveis distintos: Um, em que os remanescentes dos antigos pediplanos, ocupam sempre as cotas mais elevadas, aplainam rochas de idade mínima paleogena e possuem local mente depósitos de idade pliocênica; outro em que os remanescentes limitam-se, a montante, no sopé das escarpas de dissecação do primeiro, aplainam sedimentos pliocênicos e possuem depósitos pleistocênicos.

Esses dois níveis foram atribuídos por Braun (4), res pectivamente, ao ciclo Sul-Americano e ao ciclo Velhas, de King. O ciclo atual, responsável pelas planícies costeiras, seria o Pa raguassu de King.

Os principais movimentos tectônicos verticais aliados a separação dos continentes, ocorreram durante o Cretáceo, ante riormente ao ciclo Sul-Americano, com a formação da fossa do Tu cano, Recôncavo, Almada e Ilhéus.

Os rejeitos totais nos diversos degraus das principais falhas, podem ultrapassar três mil metros. Esses falhamentos e xistem também nas áreas pré-cambrianas contíguas, colocando lado a lado rochas formadas em diferentes níveis crustais; entretanto, como faltam os sedimentos cretácicos para nível de referência, a semelhança natural entre as rochas metamórficas, principalmente gnáissicas e graníticas, dificilmente permite identificar as fa

lhas e os respectivos rejeitos.

Movimentos tectônicos mais tênues responsáveis por falhas de curto rejeito e pequenos vales encaixados na costa sudeste e na Mantiqueira, se deram no Cenozóico, principalmente no fim do Paleogeno. Esses movimentos, que podem ser constatados por pequenas falhas na formação Barreiras, no sul da Bahia, parece que quase não atingiram este estado.

Resumindo o que dissemos sobre a evolução geral do relevo, no que se refere diretamente aos problemas de interpretação geológica, podemos dizer que o processo de pediplanação associado a decomposição muito profunda, altera parcialmente as rochas, de forma a criar grandes corpos líticos com uma constituição peculiar, resultante do intemperismo. Estes corpos limitam-se inferiormente com os seus espécimes originais, em uma relação de contato totalmente independente da arquitetura tectônica.

Esse fato deve ser do completo domínio do geólogo, principalmente daquele que estuda as rochas metamórficas.

A maior ou menor dissecação dos pediplanos antigos, além das variações pluviométricas, é ainda controlada pela distribuição da drenagem.

O grande rio que corta toda a Bahia, é o São Francisco. O seu curso quase retilíneo, desde o Triângulo Mineiro até o sertão de Remanso, é controlado, orograficamente, pela serra do Espinhaço e, estruturalmente, por algumas fraturas de direção nordeste.

A brusca curva para leste, que começa em Remanso, sugere um processo de captura não muito antigo; relacionado talvez a menor resistência das rochas sedimentares da depressão do Tucano-Jatobá e a atenuação das estruturas do Espinhaço, ao serem interceptadas pelas estruturas nordeste, da zona de falhamento Pernambuco-Ceará.

O trecho retilíneo que corre entre Sergipe e Alagoas, segue a direção de máxima declividade no sentido do oceano, que é mais ou menos coincidente com um sistema de diáclases de direção noroeste.

Não há nenhum indício de que esse grande rio despejava suas águas no atual estuário até, pelo menos o início do Plioceno; entretanto os depósitos cretácicos da formação Urucuia parecem demonstrar a existência muito antiga de um vale em direção norte (4).

Dessa forma, as grandes depressões a oeste e a leste do Espinhaço, parece já serem muito antigas e estarem relacionadas mais recentemente com o arqueamento do Continente, à época da ruptura do Gondwana.

A depressão ocidental, na realidade remonta mesmo a idade muito primitiva, pois coincide em grande parte com a abaxial da bacia sedimentar pré-cambriana do Bambuí; assim como parte da depressão oriental, coincide com um compartimento destacado dos sedimentos Bambuí, ali apelidados de Grupo Una.

A depressão de Remanso à Petrolândia deve ser controlada pela menor resistência dos sedimentos cretácicos.

Os chapadões das Gerais, ou do Espigão Mestre, inclinam-se suavemente para leste, empurrando o curso do São Francisco de encontro aos prolongamentos do Espinhaço, obrigando-o a cortar as serras do Estreito e do Boqueirão, responsáveis pelo pequeno gradiente do curso médio-superior do rio.

É interessante notar que a vertente de Goiás é muito mais pluviosa e seus rios mais competentes, o que os faz capturar as cabeceiras dos tributários do São Francisco (foto nº 8). Tributários esses que são os seus maiores fornecedores d'água.

Os rios da vertente Atlântica, são relativamente cur

tos, zigue-zagueantes e encaixados, correndo dificultosos através de terrenos acidentados e de poucas águas.

Numa visão geral da Bahia, nota-se que o relevo é fortemente condicionado às estruturas e às diferenças litológicas regionais; por isso sua compartimentação tem uma íntima concordância com a Geologia.

Embora o condicionamento estrutural poderá ser bem constatado, quando se estudar a tectônica nos seus reflexos estruturais, é interessante que se esboce aqui o aspecto geral desse condicionamento, uma vez que seremos obrigados a abordá-lo diversas vezes em nossas descrições geomorfológicas mais detalhadas.

Lineamentos estruturais de grande extensão, traduzidos em alinhamentos de cristas, grandes serras, linha de costa e vales de alguns rios, são resultados de grandes descontinuidades mecânicas da Crosta, formando zonas de constantes rupturas.

De uma forma geral, no Brasil, existem dois sistemas de geoclases quase ortogonais, com direções nordeste e noroeste. São sistemas muito antigos que sofreram reativações em quase todos os eventos tectônicos.

O Brasil pode ser dividido em duas províncias estruturais distintas (5,6): Amazônica e Atlântica. Na primeira, aquele sistema de geoclases é o dominante, regendo quase todas as estruturas e principais feições geomorfológicas; enquanto na província Atlântica há uma complicação pela imposição de outros sistemas que, em alguns casos parece terem surgido pela rotação ou entortamento do primeiro. Assim, distingue-se também nessa província estrutural, um sistema es-nordeste (\pm N75E) ("sistema Paraíba do Sul"), outro nor-noroeste (\pm N15W) e um sinuoso aproximadamente meridiano ("sistema Espinhaço").

Com base nessa visão geral, dividimos a paisagem baiana em sete unidades Geomorfológicas, que são subordinadas natu

ralmente a critérios morfo-estruturais, a saber: (1) Litoral, (2) Encosta, (3) Bacias sedimentares do Tucano/Recôncavo, (4) Planaltos, (5) Vale do São Francisco, (6) Chapadões das Gerais e (7) Dorsal Oriental; as quais passaremos a descrever.

3. GEOMORFOLOGIA DESCRITIVA

3.1) O LITORAL

A costa do Nordeste Oriental, da foz do Parnaíba à baía de Todos os Santos, apresenta características bastante uniformes em seu aspecto fisionômico. A linha de falésias esculpidas em sedimentos Barreiras e as estreitas faixas de planícies costeiras, recobertas aqui e ali, por campos de dunas, repetem-se com grande frequência neste litoral.

A costa baiana, entretanto, quebra a uniformidade deste litoral, por dois aspectos: (1) Os constantes afloramentos, na linha costeira, de terrenos do embasamento mais antigo; (2) as falésias que começam a perder a continuidade na região de Porto Seguro (o limite sul da costa nordestina), passando a costa a caracterizar-se pela presença de largas planícies litorâneas.

Quatro feições principais ligadas nitidamente, à variações litológicas, se identificam na costa baiana:

- 1º - as planícies costeiras;
- 2º - os taboleiros terciários;
- 3º - as colinas do embasamento pré-cambriano;
- 4º - as colinas semi-tabulares ou arrasadas das bacias cretácicas.

Na costa baiana, as planícies costeiras de sedimentação marinha são de tamanho reduzido. Aquelas de mais ampla expressão estão localizadas próximo a foz dos maiores rios, sendo

portanto a carga fluvial que cria condições para o alargamento da planície.

Entre Salvador e a divisa com Sergipe, as planícies ocupam estreitas e alongadas faixas nos pontos onde o recuo das falésias é mais pronunciado. Segmentos de falésias vivas que bram a continuidade da planície, cujo trecho mais importante es tá situado no extremo norte, na foz do rio Real, na divisa com Sergipe.

No interior do Recôncavo e a sul deste, até Marau, as planícies ocupam áreas bem maiores que ao norte. Ali, além da contribuição fluvial dos rios Paraguassu, Jiquiriça e Jequié, a ação da Corrente do Brasil e as ilhas costeiras, que servem de anteparo, favorecem a sedimentação. A costa é baixa, cortada so bre terrenos abatidos da bacia cretácica, com profusão de lagu nas e rias (fotos nº 1 e 2).

A norte de Ilhéus, a planície se instala nos terrenos abatidos da bacia cretácica de Almada, ao longo do rio S. José. Em Canavieiras encontra-se a maior planície costeira do estado, iniciando-se no sopé dos taboleiros, a sul de Ilhéus, e penetran do profundamente para o interior através dos vales do Jequitinho nha e do Pardo.

Em Caravelas, a planície amplia-se consideravelmente, estendendo-se desde a foz do rio Jucuruçu, em Prado, até a foz do rio Mucuri, próximo a divisa com o estado do Espírito Santo.

As planícies marinhas apresentam cordões arenosos de cerca de 2m de altura, geralmente colonizados por coqueirais, e entalhados em microfalésias. São várias gerações de cordões que se recortam e que sofreram poucas modificações pedológicas em seus sedimentos (foto nº 1). Eles fecham geralmente as lagunas ou barram o estuário dos rios, possibilitando a formação, no in terior, de extensos manguesais. Estes cordões arenosos datam

com certeza do Dunquerqueano, ou seja, o final da transgressão Flandiana. (Tricart et Silva, 1968). Alguns concheiros e restos de recifes de sérpula, elevados acima da linha da maré alta, parecem confirmar essa idéia.

Nas zonas de contato das planícies com os taboleiros Barreiras ou com as colinas do embasamento, encontram-se restos de terraços de altura mais elevada que a dos cordões arenosos. Estes terraços devem alcançar cerca de 6 metros de altura e são provavelmente mais antigos que os cordões. Estes altos terraços são encontrados em vários pontos do litoral do Nordeste, como em Pernambuco onde possuem altura de 7-8 metros (Andrade, G.O. de 1956).

Franjas de recifes de coral e arenito bordejam toda a costa, e serve, às vezes, de apoio para o crescimento dos cordões litorâneos, possibilitando assim o alargamento da planície marinha e o conseqüente alongamento das fozes dos rios (foto nº 1).

Em vários pontos do litoral, como no norte de Salvador e em Ilhéus, encontram-se campos de dunas que avançam sobre áreas arrasadas do embasamento pré-cambriano ou dos sedimentos Barreiras. Em Salvador as dunas penetram até uma distância de uns 2 km para o interior. A maioria já está estabilizada pela vegetação, impedindo a continuidade do fenômeno, pois as franjas de arenito dificultam uma grande movimentação de areias sobre a praia. As dunas mais recentes, possivelmente flandianas, são de areias brancas e fossilizam dunas ocreas, de deposição provavelmente oulgiana ou pré-flandiana (Tricart et Silva, 1968) (21).

Em Canavieiras, a planície compreende as áreas rebaixadas do vale do Jequitinhonha e as áreas do antigo estuário do Pardo, hoje inteiramente colmatado. Este conjunto de planícies fluviais é acrescido de cordões marinhos recentes que se apoiam

nos terraços sedimentados no sopé dos taboleiros.

Em Caravelas, a planície costeira é menor que em Canavieiras e é constituída principalmente por cordões marinhos que, apoiados sobre bancos de recifes, barram as saídas dos pequenos rios que drenam a superfície inclinada dos sedimentos Barreiras. Entre o pedimento e os cordões, formaram-se lagunas que vão sendo gradativamente assoreadas pelos sedimentos continentais. No limite com os sedimentos Barreiras, observam-se pequenos resíduos de altos terraços marinhos.

Os taboleiros Barreiras representam a feição principal do litoral nordestino e dominam na costa baiana em toda sua extensão. Os taboleiros são formados em sedimentos tidos como plio-pleistocênicos e representam um dos maiores conjuntos de depósitos continentais cenozóicos no Brasil. Seu nome provém de suas falésias denominadas barreiras por Pero Vaz de Caminha, em sua carta (22) (foto nº 1).

Segundo opinião de alguns geomorfólogos, os baixos platôs Barreiras representam uma área de planícies costeiras antigas que guarneciam a costa leste e nordeste brasileira. Estão eles ligados intimamente ao aplainamento do ciclo sul-americano (4), representando a fase final de pediplanação, quando a atenuação dos gradientes reduziu totalmente a capacidade de carga dos baixos cursos d'água.

Os depósitos dos planaltos de Vitória da Conquista e do Jequitinhonha alinham-se com o Barreiras, em uma mesma superfície que se inclina para leste, submergindo junto a linha da costa.

A espessura desses sedimentos é de pouco mais de 60 metros, dispondo-se em patamares ligeiramente inclinados em direção a costa.

Apesar dos sedimentos do Grupo Barreiras apresentarem

facies semelhantes em quase todo litoral baiano, desde Sergipe até sul de Porto Seguro, os taboleiros neles formados apresentam variações na morfologia, sendo observados vários tipos de dissecação. Predomina, porém, a superfície plana de topo, com drenagem densa de padrão reticular nos canais de 1ª ordem, vales em calha com canais incisos e encaixados. Esta superfície pode apresentar-se também com drenagem de padrão arborescente e vales pouco encaixados ou, mesmo, com drenagem incipiente. É provável que o encaixamento da drenagem pós-Barreiras esteja relacionado a movimentos quaternário de basculamento. Esta tectônica quaternária, já citada por nós é observada em vários pontos, seja pelo arranjo anormal da drenagem ou pelas frentes retilíneas de falésias no topo das quais os vales terminam bruscamente, ou ainda pelo perfil de alguns vales, cujas vertentes, escarpadas e retilíneas, parecem se adaptar a linhas de fraturas (fotos nº 1 e 2).

Nas áreas onde o capeamento Barreiras está dissecado e desmantelado tem-se uma grande variação de feições morfológicas: há interflúvios alongados, semi-tabulares, semi-arredondados, encostas ravinadas e vales com diferentes graus de encaixamento. Estes fatores podem se combinar, aleatoriamente, formando um sem número de formas de dissecação.

Ao norte do Recôncavo, os taboleiros Barreiras ocupam uma vasta área, estando porém desmembrados. A norte de Salvador, os taboleiros seguem a linha de costa formando falésias em alguns trechos. A partir do rio Subaúna, eles se afastam da costa e passam a ocupar posição interiorana, na bacia do Itapicuru e do Real. No trecho próximo a foz do rio Pojuca localizam-se as mais importantes falésias deste segmento de litoral.

A sul do Recôncavo, os taboleiros só tornam a repetir-se na área de Maraú, apresentando-se extremamente dissecados em interflúvios tabulares ou em colinas arredondadas.

De Ilhéus até o rio Una os taboleiros são dissecados

em colinas tabulares de vertentes bastante ravinadas. A sul do rio Una tem-se já a típica superfície de platô, entremeada com áreas dissecadas em colinas tabulares alongadas, com drenagem refletindo padrões do embasamento.

A sul de Porto Seguro, a partir de Prado mais precisamente, a superfície tabular do Barreiras apresenta-se pouco dissecada pela erosão fluvial tendo o conjunto o aspecto de extenso pedimento que tem sua raiz no sopé da Serra dos Aymorés. Nestes taboleiros a drenagem é dicotomizada, incipiente em alguns interflúvios, e, nas proximidades do litoral, toma um padrão amebóide. Nesta mesma área, próximo a divisa com Minas Gerais, restos da superfície Barreiras capeiam o pré-cambriano, sem entretanto recobri-lo inteiramente, aflorando este nos vales e em algumas colinas.

Em posição sublitorânea ou mesmo na linha da costa, a floram terrenos pré-cambrianos formando um relevo de colinas arredondadas. A sul do rio Real, as colinas apresentam eventuais capeamentos de sedimentos terciários. A sul do rio Paraguassu, o embasamento apresenta-se em interflúvios semi-arredondados com pequenos trechos recobertos por sedimentos terciários. Este conjunto limita-se por uma linha de falha com os terrenos da bacia cretácica e marca o limite interiorano para o aprofundamento das rias. Em Ilhéus, a posição das colinas pré-cambrianas é em parte litorânea e no contato com a planície costeira, formam-se às vezes falésias com o bordo da vertente ligeiramente arredondado. Nesta área, o pré-cambriano apresenta frequentemente restos de capeamentos Barreiras sobre as colinas.

Vários níveis de aplainamento nivelam grosseiramente o topo das colinas litorâneas; podem ser identificados níveis de 7, 15, 25, 50 e 90 metros, valores estes já observados em vários outros pontos do litoral brasileiro.

No Recôncavo e a sul deste, até proximidades de Marauá,

a costa é formada sobre terrenos que pertencem a bacia cretácica do Recôncavo. Tem-se aí uma morfologia de colinas tabulares ou semi-tabulares e de áreas arrasadas de relevo ondulado. No Recôncavo o relevo tabular é bastante típico; já na área de Itaparica e daí para sul, a dissecação é mais intensa arrasando praticamente as colinas em alguns trechos. O contato desses terrenos com o embasamento se faz por uma ruptura do relevo que coincide com a falha que delimita o bordo oriental da bacia cretácica (foto nº 2).

Nos arredores do sítio da descoberta do Brasil, a sul do rio Jequitinhonha, os sedimentos Barreiras mostram uma superfície tabular, inclinada para o mar (foto nº 1). Nesta superfície a drenagem faz estreitas incisões com direções quase retilíneas, obedecendo aos principais sistemas de fraturas que, da mesma forma, guiam os principais vales da região cristalina, mais acidentada, no ocidente. O rio Caraíva e seu tributário, córrego Duas Bocas, seguem uma fratura noroeste, que parece responsável pela preservação do monte Pascoal, como inselberg isolado no limiar do pediplano do Barreiras.

O sistema Paraíba do Sul (\pm N75N) está debilmente representado por pequenos riachos e inflexões na drenagem principal como, por exemplo, no rio Corumbauá, a sudeste do monte Pascoal.

3.2) A ENCOSTA

A meio caminho entre as vertentes dos planaltos de Vitória de Conquista e de Maracás e os baixos platôs e colinas litorâneas, existe uma faixa de transição de relevo constituída em rochas do embasamento pré-cambriano e caracterizada morfologicamente por feixes de cristas longitudinais, maciços isolados, á

reas amorreadas e depressões. As maiores altitudes nesta área pouco ultrapassam 400 m, decaindo ainda mais na zona a sul do rio Jequitinhonha.

No norte desta faixa transicional, do rio Colônia até o Paraguassu, desenvolve-se um feixe de cristas longitudinais de direção nor-nordeste (Sistema Espinhaço), constituído em rochas migmatíticas. Entre o rio de Contas e o rio Colônia estas cristas são mais esparsadas e entremeadas de vales mais ou menos amplos nos quais se desenvolvem pedimentos nas abas das vertentes.

A porção norte do feixe de cristas é constituída principalmente por piroxênio-granulitos e a porção sul, área das cristas mais esparsadas, por granulitos migmatizados, gnaisses e anfibolitos. No extremo norte do feixe de cristas, próximo a Milagres, a constituição litológica é de charnoquitos, tornando-se as cristas mal delineadas.

O feixe de cristas está separado das vertentes do planalto por uma linha de falha bastante nítida, também de direção nor-nordeste constituindo uma reativação cretácica ao longo de uma das zonas de ruptura do Sistema Espinhaço, pois é paralela a falha de Maragogipe, no Recôncavo. É possível que tenha havido ligeira reativação cenozóica nessas falhas, porém é mais provável que o realce seja apenas resultante do entalhamento diferencial do relevo (fotos nº 2 e 3).

Assim é que esta região tem sido descrita como uma área de planaltos rebaixados, resultante da ação erosiva de uma rede hidrográfica de padrão quase ortogonal, que, agindo sobre rochas de desiguais resistências, criou um relevo escalonado de patamares situados em níveis de 120, 180, 230 e 350 metros de altitude (Domingos et Keller, 1957).

Na zona compreendida entre o rio Colônia e o rio Jequitinhonha abrem-se depressões de relevo suavemente ondulado, que

isolam maciços montanhosos e que parecem ligadas a ação erosiva dos rios Jequitinhonha, Pardo e Colônia. Estas depressões devem ter sido abertas na época da deposição do Barreiras, portanto em clima semi-árido e depois retocadas por morfogênese semi-úmida.

Quase toda a área é recoberta pela floresta sub-caducifólia tropical (mata do cipó). Os maciços residuais próximo ao litoral são parcialmente recobertos pelo que resta da floresta perenifólia, higrófila e hileana.

A sul do Jequitinhonha as rochas do embasamento gnáissico formam um relevo de morros e maciços residuais rebaixados, e são recobertos, também, pela floresta sub-caducifólia tropical.

3.3.) BACIAS SEDIMENTARES DO RECÔNCAVO/TUCANO

De Marauá até a altura de Alagoinhas, a bacia sedimentar do Recôncavo apresenta feições fisiográficas típicas de fossa tectônica, com seus limites meridianos bem definidos por escarpas ou simples degraus de linha de falha (foto nº 2). Dali para norte, entretanto, as características de depressão desaparecem, sendo substituídas por extensos taboleiros areníticos frangidos ou segmentados por denso ravinamento, típico da erosão de camadas argilosas. Essas feições estendem-se além dos limites falhados da bacia sedimentar, não permitindo que se os distingua nas imagens de pequena escala (radar e Erts). Todavia, em cuidadosa análise, principalmente em fotografias aéreas, pode-se reconhecer os limites dos sedimentos com o embasamento pré-cambriano, pelo aparecimento dos densos lineamentos estruturais correspondentes à foliação e bandamento das rochas metamórficas, às vezes mesmo reconhecidos sob tênue cobertura colúvio-aluvial cenozóica.

O rio São Francisco denuncia sua entrada na depressão

cretácica, por uma grande sinuosidade, em quatro amplas voltas, entre Rodelas e Petrolândia. Junto a essa localidade o rio lança-se pelas corredeiras de Itaparica e, mais abaixo, despenha-se na cachoeira de Paulo Afonso, encaixando-se em profundo sulco em direção ao mar.

O rio Vaza Barris entra na bacia sedimentar na localidade de Cabrobó, onde hoje existe um açude, famoso por sua construção ter tardado mais de vinte anos. O curso desse rio rasga as camadas areníticas das formações Marizal e São Sebastião. Nas imediações de Cabrobó situam-se dois sítios famosos: Canudos e Bendegó; que parece balizarem a entrada de uma das áreas mais inhóspitas da Bahia, cujos solos, extremamente ácidos e pedregosos, são mal disfarçados por uma caatinga rala, que começa a adensar-se no ermo côncavo conhecido como Raso da Catarina.

A norte dessas desérticas paragens, os terrenos elevam-se a pouco mais de 500 metros de altitude na serra do Tonã, que se constitui em uma perfeita mesa isolada, com rebordos de pequena altura e condicionada a impermeabilidade de um leito contínuo de folhelhos betuminosos que a capeia. A sudoeste de Jere moabo, o relevo tabular é ligeiramente mais elevado e ocupa grande extensão. Esses taboleiros encontram-se desmantelados, a oeste de Cícero Dantas, apresentando um relevo de colinas tabuliformes. De Ribeira do Pombal para sul, o relevo já se torna mais movimentado pelo maior aprofundamento dos vales.

3.4.) OS PLANALTOS

Os planaltos são constituídos pela dorsal pré-cambriana e por suas coberturas de estratos metamórficos que ocupam a parte central da Bahia, indo atingir, no extremo norte o rio São Francisco (foto nº 4).

Os planaltos constituídos pelas rochas pré-cambrianas

adquirem maior importância na vertente leste da dorsal, desde a divisa com Minas Gerais até o rio Paraguassu. O topo da dorsal é cortado por uma superfície de erosão de topografia suavemente ondulada que alcança cerca de 1000m de altitude e que resulta do ciclo Sul-americano cujos testemunhos dominam a serra do Espinhaço. A superfície é recoberta por uma capa detrito-laterítica, que possui restos de uns depósitos conglomeráticos, amarelados contendo localmente lentes finas de arenitos e conglomerados quartzosos, com estratificação horizontal.

Estas superfícies de planalto se distribuem em duas porções: O Planalto de Jaguaquara-Maracás e o de Conquista.

O planalto de Maracás está situado a sul do rio Paraguassu. Sua altitude é de 1000m e além da superfície contínua que abrange Maracás, Planaltino, Itirucu e Jaguaquara, outros pequenos resíduos de capeamentos persistem sobre as cristas mais elevadas. O Planalto de Conquista, também denominado de Planalto Sul-Baiano, abrange a porção a sul do rio de Contas abrigando toda a alta bacia deste rio. Este planalto apresenta várias subdivisões. Na região de Vitória da Conquista, o planalto apresenta-se uniforme, contínuo, com cerca de 1000 metros de altitude e a característica principal da superfície é a presença de depressões fechadas, onde se nota a deposição recente de diatomita.

Na alta bacia do rio Gavião, afluente formador do rio de Contas, a superfície acha-se desmantelada, descobrindo áreas do embasamento. Sobre a serra do Espinhaço, encontram-se restos destes capeamentos sendo o de mais ampla expressão aquele que serve de divisor de águas entre os rios Paramirim, Santo Onofre e rio de Contas.

A vertente do planalto pré-cambriano aparenta feições diversas: na frente leste, região de Jequié, ela é dissecada em interflúvios alongados, esculpidos principalmente nos charnoqui

tos com forte influência dos alinhamentos estruturais. A sul, na bacia do rio Pardo, região de Itapetinga, a vertente sofre menor influência da estrutura predominando, como forma de relevo, os esporões de serra. É uma área constituída por rochas gnáissicas e migmatitos (foto nº 2).

A vertente ocidental, face a depressão do rio de Contas, caracteriza-se por esporões longos e ramificados, a sul, onde predominam os gnaisses e migmatitos. A norte, onde predominam granada-biotita-gnaisse e charnoquitos é o fraturamento no roeste que condiciona o relevo.

A norte do rio Paraguassu, a vertente da chapada Diamantina é constituída em rochas antigas, com predominância de metatexitos. O relevo apresenta-se como esporões muito dissecados por cristas de anfibolitos.

O rio de Contas disseca profundamente a dorsal, abrindo o largo vale que separa o planalto sul Baiano dos planaltos metassedimentares. O grande vão, onde se instalou o alto curso de rio de Contas é o domínio das depressões semi-áridas nas quais se desenvolvem processos atuais de pedimentação. O piso do vale está a 300 metros de altitude e é de topografia muito irregular. Rochas mais resistentes permanecem no vale sob a forma de "inselbergs" ou de "glacis" de erosão. A área de depressão intermontana se manifesta desde a alta bacia do rio de Contas, onde rebaixa o planalto de Conquista a um patamar de cerca de 600 metros de altitude. Ao longo do rio de Contas o vale alarga-se em trechos de rochas menos resistentes e estreita-se em áreas de rochas mais duras. Na confluência do rio Gavião com o rio de Contas, a depressão já apresenta considerável largura. Frente ao Planalto de Maracás a depressão abandona o vale do rio de Contas e prossegue transversal ao vale do Paraguassu, abrindo-se amplamente frente a Milagres, onde os "inselbergs" gnáissicos alteiam-se sobre os lagedos semidesnudos do pediplano, que estende-se

até a bacia de Tucano.

As rochas metassedimentares que recobrem a dorsal pre dominam nos planaltos a norte do rio de Contas até o S. Francisco. Condicionam relevos estruturais, nas mais diferentes for mas, e servem de divisor entre os rios da vertente atlântica e os da bacia do S. Francisco.

Os planaltos onde dominam quartzitos e xistos diversos compõem na Bahia três grandes conjuntos: no centro do estado tem-se a Chapada Diamantina e a serra do Sincorá que representam os planaltos mais elevados e mais extensos; no centro-norte, beirando o São Francisco eleva-se a serra do Escurial e no centro-sul, dando continuidade aos planaltos do centro-norte mineiro, penetra pela Bahia a serra do Espinhaço.

Assim denominada por Wilhelm von Eschwege, 1822 (9), a serra do Espinhaço compõe um espigão alongado que bordeja o vale do São Francisco e serve de divisor de águas, entre a bacia deste rio e a bacia do rio de Contas, estendendo-se, segundo aquele au tor, até a serra de Jacobina. Sua morfologia, na parte sul, é de retalhos de uma superfície descontínua, semi-tabular, muito dissecada (foto nº 4). Apresenta uma franja escarpada voltada para oeste e liga-se ao vale do São Francisco através de um patamar talhado em rochas do embasamento. A altitude média de suas cumeadas é de 1000 metros e seu ponto culminante é o Pico das Al mas, com 1850m. Mais para norte, predominam as cristas estrutu rais talhadas nos quartzitos. Este feixe de cristas quartzíti cas envolve uma área de rochas filíticas, escavada em profunda depressão na qual se aloja o rio Santo Onofre.

A escarpa que faz face ao vale sanfranciscano é contí nua, desde o rio Verde até o ponto onde a serra atinge a margem daquele rio.

Como discutimos linhas atrás, as rochas dessa extensa

serra, recém-talhada nos antigos peneplanos do ciclo sul-americano, apresenta os mais expressivos sintomas de profunda decomposição subsuperficial (fotos nº 5 e 6).

A grande variedade litológica, o profundo fraturamento e a foliação com fortes ângulos de mergulho, além de frequente ocorrência de quartzitos responsáveis pela sustentação de topografia, constituem ali os mais propícios fatores para o fenômeno.

Esse intemperismo profundo concorreu para acumulação supergenética (ou residual) de minerais como ferro, o manganês, o ouro e o alumínio, assim como para permitir a lavra do diamante, esmeralda e outras gemas, pela desagregação da ganga.

Por outro lado, a total alteração dos diversos tipos de xistos (metassedimentares e metavulcânicos de diferentes idades) fê-los tornarem-se muito semelhantes entre si o que dificulta sua distinção e, por conseguinte, seu mapeamento.

O maior exemplo desse problema talvez seja a delimitação da formação Macaúbas. As rochas filíticas dessa unidade a cham-se paralelizadas tectonicamente às rochas de seu embasamento, por forte foliação, aliada a constantes inversões estratigráficas. Quando seu embasamento é constituído de xistos, principalmente metavulcânicos, a decomposição destes os reduz a uma rocha argilosa e foliada (ilita, caulinita, micas hidratadas, quartzo, óxidos de ferro, etc.) na qual, não raro, ocorrem pedriscos de quartzo a semelhança de seixos, quase idêntica aos filitos semi-decompostos da formação Macaúbas. Acresça-se a isto a interrupção da continuidade das ocorrências pelas coberturas colúvio-aluviais das chapadas e imagine-se as dificuldades para delimitação daquela formação.

Este mesmo problema ocorre na distinção de outras unidades litoestratigráficas na Chapada Diamantina, serra de Jacobina, vale do Santo Onofre e vale do Paramirim.

A serra do Espinhaço tem continuidade na margem esquerda do São Francisco através das serras do Estreito e do Boqueirão que constituem estreitas e alongadas cristas de desenvolvimento nor-nordeste. Estas duas serras são seccionadas em boqueirões para dar passagem ao rio Preto.

A serra do Sincorá que faz parte da Chapada Diamantina, constitui o ramo oriental da serra do Espinhaço separando-se pela depressão escavada em rochas do embasamento, na qual se instalou o vale do rio Paramirim. A serra do Sincorá possui relevo estrutural dobrado com cristas alongadas talhadas em metassedimentos do Grupo Chapada Diamantina, principalmente, metassiltitos e quartzitos. O Sincorá é guarnecido por fortes escarpas e oeste, frente a depressão do Paramirim. Na extremidade sul, as escarpas cedem lugar a patamares e degraus até atingir a depressão do rio de Contas. O bordo oeste da serra do Sincorá é composto por uma série de cristas estruturais que resultam da erosão de anticlinais e sinclinais principalmente quartzíticos. Estas cristas alcançam altitudes superiores a 1.500 metros.

O bordo leste possui escarpas menos delineadas e o relevo é semitabular, formado em quartzitos, metassiltitos e em calcários do Grupo Bambuí (= Grupo Una).

O relevo tabular é mais característico nos calcários enquanto que nos quartzitos e metassiltitos, o intenso fraturamento abre vales profundos e a erosão faz realçar inúmeras cristas (foto nº 4).

Na alta bacia do rio Paraguassu, a sul de Seabra, o planalto torna-se ondulado com um modelado de serras arredondadas e pouco dissecadas. Esta seção do planalto compõe uma zona deprimida entre as cristas quartzíticas do bordo oeste do Sincorá e as escarpas formadas nos quartzitos do bordo leste.

Para norte da serra do Sincorá, continuam planaltos ta

bulares de superfície ondulada que correspondem a parte norte da Chapada Diamantina. Estes planaltos são constituídos em metasiltitos e filitos do Grupo Chapada Diamantina e em calcários da formação Salitre. A superfície tabular é quebrada nas altas bacias dos rios Paraguassu e Salitre, regiões em que a erosão dife-rencial, aumentada pela aridez do clima regional, atuou com bastante intensidade, criando um relevo de patamares e morros residuais, com altitudes que variam entre 800 e 400 metros.

Na alta bacia do rio Itapicuru um feixe de cristas estruturais de direção norte, composto principalmente por quartzitos, forma a serra de Jacobina e dá continuidade a Chapada Diamantina. A pouca distância da serra de Jacobina e ligada a ela por uma zona arrasada sobre gnaisses e migmatitos, eleva-se um espigão também de direção norte, composto em sienitos gnáissicos e que constitui a serra de Itiúba.

Nas chapadas e pediplanos talhados em granitos e gnaisses, assim como nos chapadões e planícies de acumulação são frequentes pequeninas lagoas e poços conhecidos regionalmente por cacimbas (foto nº 6).

Muitas dessas depressões ocorrem sobre litossolos gnáissicos e alinham-se segundo as principais fraturas, sendo até mesmo ligadas por drenagem subsuperficial.

Nos vales aluviais costumam originar-se de restos de meandros abandonados, que arredondam-se pelo assoreamento das margens.

Nas chapadas e pediplanos porém, constituem verdadeiro relevo cárstico incipiente, resultante da dissolução das rochas granito-gnáissicas, da capa laterítica ou do horizonte C, dos latossolos.

O grande poder de dissolução das águas superficiais no Brasil, como dissemos linhas atrás, já foi discutido por Branner,

em 1896 (2), que constatou a elevada carga de nitrogênio nas águas meteóricas das regiões tropicais. Embora essa nitrogenação seja importante para a produção de ácido nítrico e amônia, e como auxílio à atividade biológica, o fenômeno é mais complexo.

A forte insolação, tanto pela temperatura elevada nos solos e superfícies rochosas e no seio da cobertura vegetal, como pela própria radiação, fornece excepcionais condições biogênicas para a água superficial.

Esta, ao acumular-se em qualquer anfractuosidade do terreno, ao embeber a camada orgânica do solo ou a folhagem, cria um rico ambiente orgânico, de vegetais hidrófilos, algas e micro-organismos, cuja atividade biológica é o principal fator da alta capacidade de dissolução da água. Este fator, como observa Domingues, em 1952 (12) é a principal causa da formação das cacimbas naturais.

3.5) O VALE DO MÉDIO SÃO FRANCISCO

O vale do médio São Francisco tem sido interpretado como uma fossa de afundamento, porém, o que é mais provável é que corresponda a um vale instalado em uma larga depressão sinclinal assimétrica, que abriga um segmento da bacia sedimentar do grupo Bambuí. O médio vale do S. Francisco, até a cidade de Barra, é escavado em rochas desse grupo e é limitado, a leste, pelas escarpas da serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina e a oeste pelos contrafortes do Chapadão das Gerais da Bahia.

O piso do vale é quase que inteiramente recoberto por formações coluviais; vários tipos de pedimentos podem ser aí encontrados: pedimentos rochosos, pedimentos de erosão com trechos de cobertura coluvial, pedimentos coluviais, lençóis de espraiamento aluvial, lençóis de espraiamento com coberturas de crostas

calcárias, etc. (fotos nº 4 e 7).

No trecho do vale que vai de Carinhanha até a serra do Boqueirão, predominam pediplanos de topografia ondulada, com frequentes afloramentos de rochas calcárias em forma de morros. A alta bacia do rio Carnaíba de Dentro, o qual tem suas cabeceiras nos patamares da serra do Espinhaço se desenvolve sobre um pediplano erosivo, de superfície pontilhada por afloramentos de rocha em forma de pequenos morrotes, talhado sobre rochas do embasamento.

Nos rios Carinhanha e Brejo Velho, desenvolvem-se lençóis aluviais de espraiamento, que tem origem nos sopés das escarpas do Chapadão das Gerais.

Tanto nos calcários arrasados como nos morros que despontam sobre o pediplano podem ser observados fenômenos cársticos tropicais, tais como depressões fechadas, galerias subterrâneas, caneluras e concavidades sobre paredes rochosas ou superfícies de lapiez. O morro de Bom Jesus da Lapa serve de exemplo para este carste tropical semi-árido (foto nº 4).

Da serra do Boqueirão para norte predominam os pediplanos coluviais. Neste trecho o vale apresenta profundas ramificações laterais penetrando profundamente nos chapadões das Gerais, através do rio Preto e rio Grande e, na Chapada Diamantina, através dos rios Paramirim e Jacari. Formam-se ali extensos lençóis aluviais, como no baixo curso do rio Paramirim, na confluência dos rios Preto e Grande e na zona de Xique-Xique e Pilão Arcado e na bacia do rio Jacari. Sobre alguns desses lençóis, a ação do vento, facilitada pela existência de áreas de vegetação rasteira e bom suprimento de areia fina do rio, desenvolveram-se campos de dunas, como a norte de Barra, a oeste de Pilão Arcado e a oeste de Casa Nova (foto nº 7). Essas dunas, quase todas fósseis, movimentaram-se do rio para noroeste, ortogonal à direção

das dunas costeiras e indicando resultarem da ação dos ventos se
cos do planalto.

Nesta área do vale ainda podem ser observados pedipla
nos de topografia ondulada, formados sobre filitos e xistos do
Grupo Santo Onofre. Pediplanos rochosos se desenvolvem sobre ro
chas do Grupo Santo onofre, no sopé da serra das Mangabeiras; so
bre rochas do embasamento, no vale do rio Paramirim e no sopé da
serra do Gurgueia; e sobre rochas do Bambuí na alta bacia do Ja
cari (foto nº 5).

A partir de Xique-Xique o rio São Francisco inflete pa
ra leste e, neste segmento, os pediplanos se desenvolvem a par
tir das formações da Chapada Diamantina e apresentam, fre
quente mente, deposições calcárias que, sob clima árido evoluem para a
formação de crostas sobre o pedimento. Estes calcários, descri
tos por Branner, 1910 (3) pelo nome de calcários Caatinga, se de
senvolvem sempre em áreas de bajadas. Os melhores exemplos são
encontrados nos vales do rio Verde, em Xique-Xique, no rio Ja
cari, a sul de Remanso, no rio Salitre, a sul de Petrolina.

As planícies aluviais holocênicas, que se desenvolvem
ao longo da calha do São Francisco são extremamente estreitas em
relação ao volume do rio. A planície é composta por baixos ter
raços arenosos, quase sempre descontínuos. Em consequência do
clima semi-árido reinante na região, os processos de pediplana
ção lateral se revelam de muito maior importância que os proce
sos de aluvionamento fluvial.

3.6) OS CHAPADÕES DAS GERAIS

A oeste do São Francisco elevam-se relevos tabulares
conhecidos como serra Geral da Bahia ou Espigão Mestre. São pla
naltos constituídos nos arenitos da Formação Urucuia, perten
cen

te ao Cretáceo Superior. O relevo é de típico planalto sedimentar com "front" de cuesta voltado para oeste, isto é, para Goiás e o chapadão, na Bahia, é o reverso desta cuesta (foto nº 8).

O Chapadão das Gerais representa uma superfície de erosão de altitude variável entre 800-900 metros, raramente atingindo 1000m. Esta superfície de uma planura quase perfeita é condicionada a horizontabilidade dos sedimentos, tendo sido, porém desagregada e silicificada no final do ciclo sul-americano, quando formou-se uma superfície de pendente quase imperceptível para leste que nivelou tanto os arenitos cretácicos como as rochas do Bambuí. Nos rebordos orientais das camadas areníticas formaram-se crostas ferruginosas e, às vezes, manganosíferas, de 2-3 metros de possança.

O afundamento do vale do São Francisco, provavelmente após a ruptura da dorsal atlântica, fez estabelecer a drenagem oriental que se condiciona a um sistema de diáclases nordeste, o que lhe empresta peculiar desenho de longos vales retilíneos e paralelos. Essas diáclases são reflexos de profundas fraturas (sistema Paraíba do Sul), próprias do embasamento plutônico que, sob a cobertura arenítica, separa o Bambuí em duas depressões meridianas.

O aprofundamento do vale do São Francisco formou do lado leste uma escarpa que nem sempre acompanha os arenitos cretácicos, pois parte do platô é formado em calcários do Bambuí. Esta escarpa, ao contrário da outra voltada para Goiás, é bastante festonada pois os rios do reverso da cuesta são profundamente encaixados em "canions". No sul, ao longo do rio Carinhanha e a norte, no rio Preto, o planalto passa para a depressão através de uma série de patamares, esculpidos nas rochas do Bambuí para o primeiro caso e nas rochas do Grupo Santo Onofre para o segundo.

As cabeceiras dos rios que dissecam o planalto, em muitos casos são alagadas e comuns aos rios afluentes do Tocantins e afluentes do São Francisco.

A extensa capa arenítica, que possui até duzentos metros de espessura, forma um imenso aquífero do qual flui continuamente volumosas correntes de água, excepcionalmente cristalina, de que os rios Itaguari, Formoso e Arrojado são magníficos exemplos (*).

Em certas áreas do chapadão das Gerais, como na serra do Ramalho, o topo do platô não apresenta depósitos cretáceos, mas apenas material retrabalhado destes arenitos, depositados em forma de capeamento sobre o platô Bambuí.

Contrastando com a vegetação de caatinga que recobre o médio vale do São Francisco, o chapadão das Gerais apresenta uma cobertura de campos cerrados com "veredas" de buritis nos fundos chatos dos vales.

No extremo NW do estado da Bahia, fronteira com o Piauí, elevam-se platôs tabulares que fazem parte da serra de Bom Jesus do Gurgueia. Estes platôs são formados sobre os arenitos da formação Sambaíba e da formação Piauí. Ainda nesta área pode-se encontrar restos de cobertura arenosa cenozóica lateritizada capeando as serras, como no caso da serra da Tabatinga.

(*) Esses chapadões, por seus solos muito pobres, pouco valor em prestam a terra; enquanto que sua bela paisagem, de verdes veredas, límpidas águas e abrigando uma rica fauna de aves, hoje em franca extinção, como a ema e o perdigão, tudo têm para se tornar um parque nacional ou reserva biológica das mais preciosas do Brasil. Medida esta hoje urgente, antes que as empresas de "reflorestamento" (ou melhor, florestamento) substituam o diversificado cerrado pelo monótono, silencioso e inerte deserto de eucaliptos.

3.7) A DORSAL ORIENTAL

Entre a fossa cretácea de Tucano-Jatobá e a costa atlântica elevam-se terrenos constituídos em rochas pré-cambrianas parcialmente metamorfizadas. Estas rochas encontram-se dobradas e falhadas e formam um conjunto elevado cujas altitudes não ultrapassam 500 metros, ou seja, apenas 200 metros acima do pediplano da bacia cretácea.

Encontram-se nesta área rochas de natureza variada tais como metagrauvacas, metaconglomerados, metassiltitos, metarenitos, filitos, metacarbonatos e micaxistos.

Apesar dessa diversificação litológica o relevo diferencial não se processou com intensidade, caracterizando-se a área por um planalto dissecado que se situa no divisor de águas dos rios Vaza-Barris e Real. Este conjunto elevado é formado pelas serras da Cabeça, do Relâmpago, do Poço da Anta e da Caraiba.

Nas proximidades do rio Vaza-Barris o relevo evolui para morros arredondados e cristas alongadas, estas últimas formadas sobre estruturas monoclinais. Entre o rio Vaza-Barris e a serra da Guia predominam os micaxistos e granitos e o relevo apresenta-se bastante arrasado.

Apenas uma área reduzida da dorsal penetra na Bahia, estando a maior parte destes terrenos elevados situados no estado de Sergipe.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 1) AB'SABER, A.N. - 1964 - Tipos de Ocorrências de Cascalheiros Marinhos Quaternários, no Litoral Brasileiro. - Bol. Paulista de Geografia, 41: 109-112. SP.
- 2) BRANNER, J.C. - 1896 - Decomposição das Rochas no Brasil - Bol. Geográfico, ano V, nº 58: 1103 a 1112 e nº 59: 1266 a 1300, Rio.
- 3) BRANNER, J.C. - 1910 (Edição em português, 1977) - Planície Calcária de Agradação do Interior da Bahia e as Mudanças Climáticas por elas Sugeridas. Socied. Bras. de Geologia, Núcleo da Bahia. Publ. Esp. nº 1: 31-50.
- 4) BRAUN, O.P.G. - 1971 Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. Rev. Bras. de Geografia, ano 32, nº 3: 3-39, Rio.
- 5) BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações Sobre a Geologia Pré-Cambriana da Região Sudeste e Parte da Região Centro-Oeste do Brasil. "Reunião Preparatória Para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco". SBG Núcleo da Bahia - Publicação Especial nº 3; pp. 225-350 - Salvador.
- 6) BRAUN, O.P.G. - 1976 - Condicionantes Regionais das Acumulações Minerais no Brasil - I Seminário Sobre Técnicas Exploratórias em Geologia - Dep. Nacional da Prod. Min. (DNPM), Brasília.
- 7) CAILLEUS, A. & TRICART, J. - 1959 - Zonas Fitogeográficas e Morfoclimáticas do Quaternário, no Brasil. Notícia Geomorfológica, ano II (4). Univ. de Campinas: 12-17. SP.
- 8) CARDOSO, M.F.T. - 1957 - Esboço Morfológico do Planalto Ocidental do São Francisco. Rev. Brasil de Geografia ano 19 (1): 87-92. Rio.

- 9) DERBY, O.A. - 1906 - The Serra de Espinhaço, Brazil. The Journal of Geology, XIV (5): 314-401, USA. (Reeditado em português) em 1977, por Soc. Bras. de Geol. Núcleo da Bahia. Publ. Esp. nº 1: 51-70, BA.
- 10) DOMINGUES, A.J.P. - 1948 - Contribuição à Geologia do Sudoeste da Bahia. Rev. Bras. de Geografia, ano X, nº 2: 255-283.
- 11) DOMINGUES, A.J.P. - 1952 - Contribuição à Geomorfologia da Área da Folha de Paulo Afonso. Rev. Bras. de Geografia, ano XIV, nº 1: 27-53.
- 12) DOMINGUES, A.J.P. - 1952 - Provável Origem das Depressões Observadas no Sertão do Nordeste. Rev. Bras. de Geografia, ano XIV, nº 3: 305-312. Rio.
- 13) GOUVÊA, J.B.S. de - 1971 - Contribuição ao Conhecimento da Geomorfologia do Sul da Bahia. Not. Geomorf., Univ. de Campinas 11 (21): 41-46. SP.
- 14) HART, Ch.F. - 1975 (Edição orig. 1870) - Geology and Physical Geography of Brazil (Scientific Results of a Journey in Brazil by Louis Agassiz and his Traveling Companions). Robert E. Krieger Publ. Co., Inc., Huntington, New York, USA.
- 15) KING, L.C. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. de Geog., ano 18, nº 2: 147-265. Rio.
- 16) PONTES, M.S. et alii - 1974 - Atlas das Potencialidades Brasileiras; Brasil Grande e Forte. Min. de Educação e Cultura (MEC), F.N.D.E. FENAME - Ed. Melhoramentos: 28-35. SP.
- 17) SILVA, T.C. - 1970 - Evidências da Última Transgressão Marinha no Litoral da Bahia. Resumo do XXIV Cong. Bras. de Geol., SBG bol. Esp. 1: 70-71 Brasília.
- 18) SPIX, J.B. von & MARTIUS, C.F.P. von - 1938 - Viagens no Brasil; Bibliot. Pedagógica Brasileira, Cia Ed. Nacional 3ª ed., v. 118: 342 pp- SP.

- 19) TRICART, J. - 1957 - Alguns Problemas Geomorfológicos da Bahia. Boletim Carioca de Geografia, Rio ano X, nº 3 e 4: 17-26.
- 20) TRICART, J., SANTOS, M., SILVA, T.C. do, CARVALHO, A.D.S. - 1958 - Geografia da Bahia. Geografia e Planejamento. Publ. da Uni. da Bahia, IV (3): 243 pp - Salvador.
- 21) TRICART, J. & SILVA, T.C. da - 1968 - Estudos da Geomorfologia da Bahia e Sergipe. BA. Fund. Para Desenv. da Ciência - FUNDECI, Imprensa Oficial da Bahia: 167 pp.
- 22) VALENTE, J.A.V. - 1975 - A Certidão de Nascimento do Brasil. A Carta de Pero Vaz de Caminha. Ed. do Fundo de Pesquisa do Museu Paulista da U.S.P., SP.

FOTO Nº 1 - Par estereoscópico de fotografias aéreas pancromáticas, preto-e-branco ("convencionais"), obtidas pelos Serviços Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul (SACS), em janeiro de 1974, em escala original 1:60.000. Trecho da costa brasileira nas proximidades de Porto Seguro, descrito na carta de Pero Vaz de Caminha. As falésias que podem ser observadas estereoscopicamente, da cidade para o norte, deram origem ao termo "formação Barreiras", a partir da referência feita naquela carta. Os depósitos de sedimentos continentais assim designados, são responsáveis pela superfície ligeiramente soerguida e em franca dissecação, expressivamente mostrada nestas fotografias. A drenagem, com entalhe em V e disposição poligonal, condiciona-se às estruturas de fraturamento do substrato, seguindo as direções indicadas pelas setas, respectivamente: C(N⁺10E, "Sistema Paraíba"), D(N⁺45W, "Sistema Noroeste"), E(N⁺45E, "Sistema Nordeste"). As setas A e B indicam duas falhas, ou linhas de falhas, de direção aproximada N65W, que limitam uma espécie de "rift valley" do rio Buranhém. Este sistema, que se evidencia esporadicamente e não mostra continuidade para o interior, parece refletir os efeitos das reativações neogênicas, relacionadas à atividade da abertura atlântica.

O "Porto Seguro" é formado por uma linha de recifes que balizam um cordão litorâneo submerso. No canto nordeste da foto observa-se uma expansão da planície costeira, flúvio-marinha, onde se destacam duas direções de linhas de crescimento. As de direção meridiana são condicionadas à ação direta da corrente do Brasil; enquanto as oblíquas resultam do rebojo ou contracorrente marginal, conseqüente da intercepção dos recifes e da ação das águas do rio.

A densa mata natural que cobre os tabuleiros, está sendo degradada pela ação antrópica, mostrando que, sem a proteção daquela vegetação o ténue manto orgânico é facilmente removido,

deixando a mostra um solo muito pobre, onde apenas se estabelecem campos cerrados. Esta circunstância, assim como o próprio aspecto fisiográfico, ocorre em grande parte da Amazônia.



014

FOTO Nº 2 - Imagens tomadas pelo satélite ERTS (LANDSAT), em 27 de setembro de 1976 (a inferior direita), 26 e 27 de julho de 1973 (respectivamente, a superior direita e a inferior esquerda), processadas pelo INPE. São imagens tomadas pelo canal 7 da "scanner" do satélite, registrando radiações, no intervalo de 0,8 à 1,1 micron de comprimento da onda (λ). Escala original 1:1.000.000. As áreas restantes da ilustração foram completadas por imagens de radar do projeto RADAMBRASIL, para salientar ali somente o condicionamento estrutural, pois o objetivo fisiográfico do exemplo interessa apenas a área coberta por estas imagens de satélite.

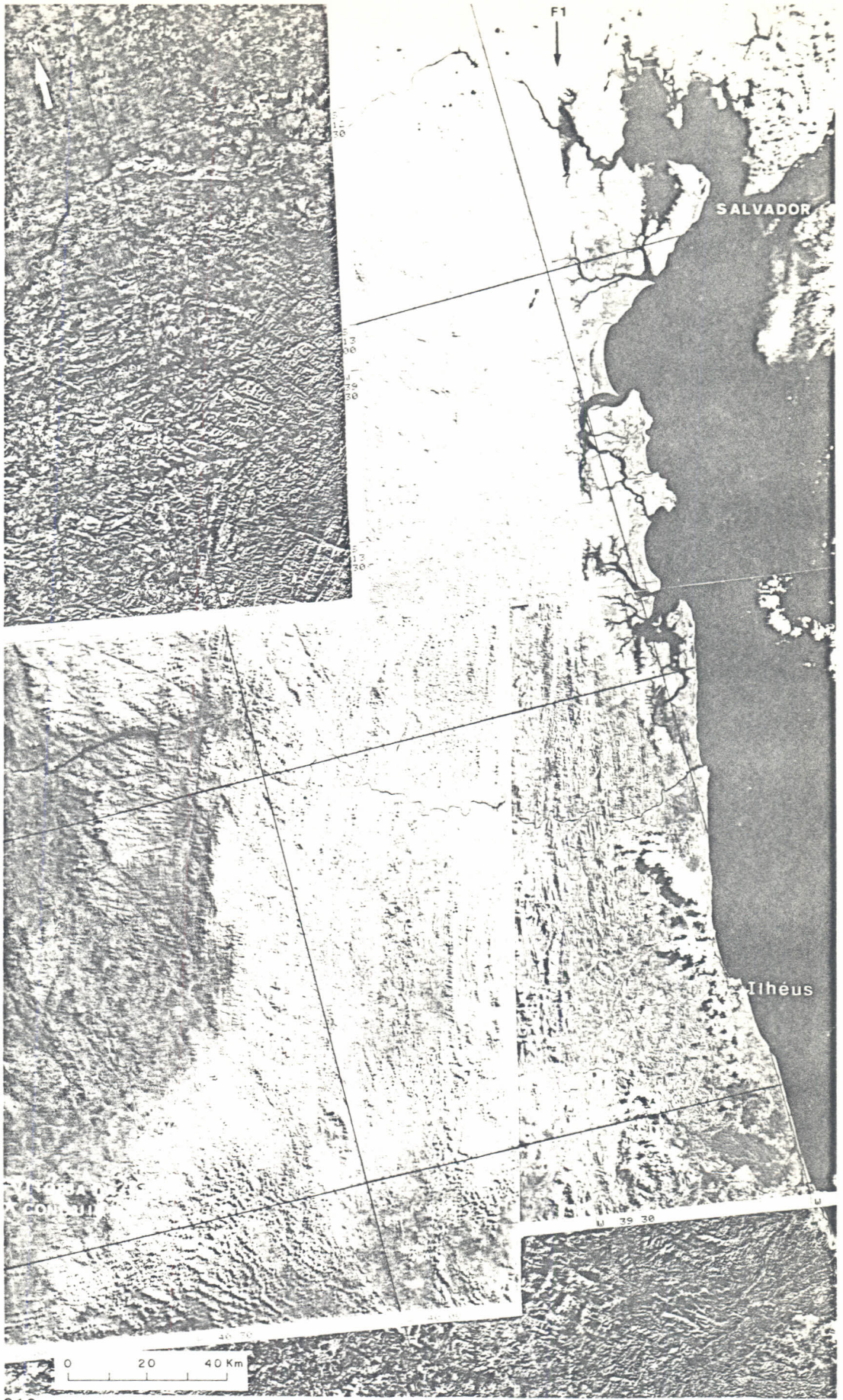
Com seu remanescente da superfície de erosão do ciclo Sul Americano a 1.000 m de altitude e ostentando coberturas colúvio-aluviais, o Planalto está bem exemplificado no canto sudoeste, nos arredores de Vitória da Conquista e Poções, onde os traços das estruturas são completamente apagados. Em direção ao litoral, os patamares, de nítido condicionamento estrutural, vão se sucedendo em níveis cada vez mais baixos, mostrando a inflexão que constitui a "Encosta". Para norte, o Planalto mostra-se gradualmente dissecado até vir a formar a ligeira depressão aplainada do vale do rio Paraguassu, em nível de 200 metros. Ao sul de Ilhéus os tabuleiros da formação Barreiras, com ligeira inclinação para o mar, ultrapassam cem metros para o interior, nivelando-se a topos aplainados e restos de superfície, onde não mais ocorre a cobertura sedimentar, mas que são frequentemente confundidas com remanescentes daquela formação.

Está bem evidenciado o difícil entalhe do rio de Contas na direção do mar, através das rochas estruturadas transversalmente na Encosta. Já o rio Paraguassu aproveitou as estruturas favoráveis para alargar seu vale.

O brusco limite ocidental da planície costeira do Re

côncavo mostra expressivamente o degrau da "falha de Maragogipe" (escarpa da linha de falha) (seta Fl), de direção aproximada N15E. É nítido o condicionamento da falha a uma reativação de um dos planos das estruturas pré-cambrianas do "Sistema Espinhaço". Já as falhas, bem nítidas (F), que afundam o bloco de Santo Amaro e da Ilha de Itaparica (falha de Salvador), mostram o condicionamento ao "Sistema Nordeste" cujos lineamentos prolongam-se visivelmente pelo embasamento pré-cambriano. Os desníveis topográficos aparentemente não têm condicionamento tectônico, isto é, resultam apenas das mudanças de resistência das rochas nos diferentes blocos, cujos deslocamentos foram anteriores à construção do relevo.

É notável a repentina variação da vegetação entre a Encosta e o Planalto. A mata do tipo latifoliada mesófila, que, por ser mais úmida, causa alta refletância da radiação infravermelha, aparece clara na imagem. Recobre ela a encosta e algumas áreas mais montanhosas do Planalto, que recebem as massas atmosféricas úmidas provenientes do mar; enquanto a caatinga, com transição para cerrado e agreste, recobre o Planalto e suas depressões. Essas imagens mostram-se excepcionalmente límpidas para a época em que foram tomadas, quando costuma ser mais chuvoso o tempo neste trecho da costa, principalmente em Salvador, onde, aliás, aparecem já algumas nuvens.



010

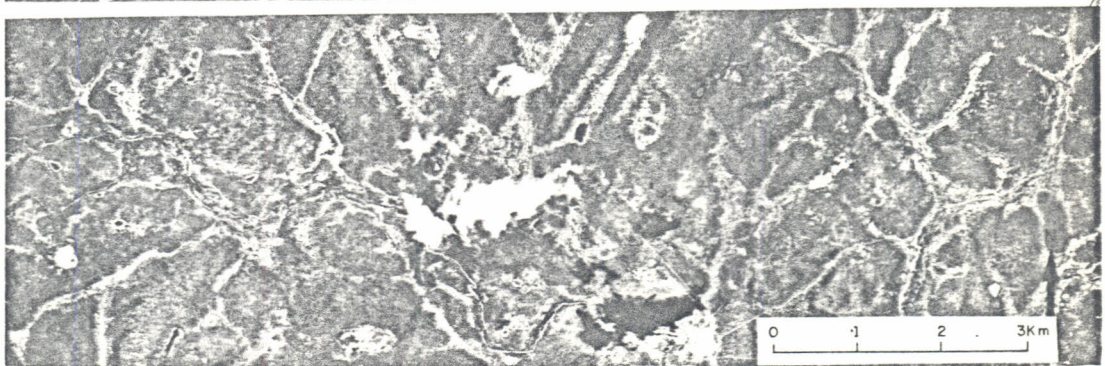
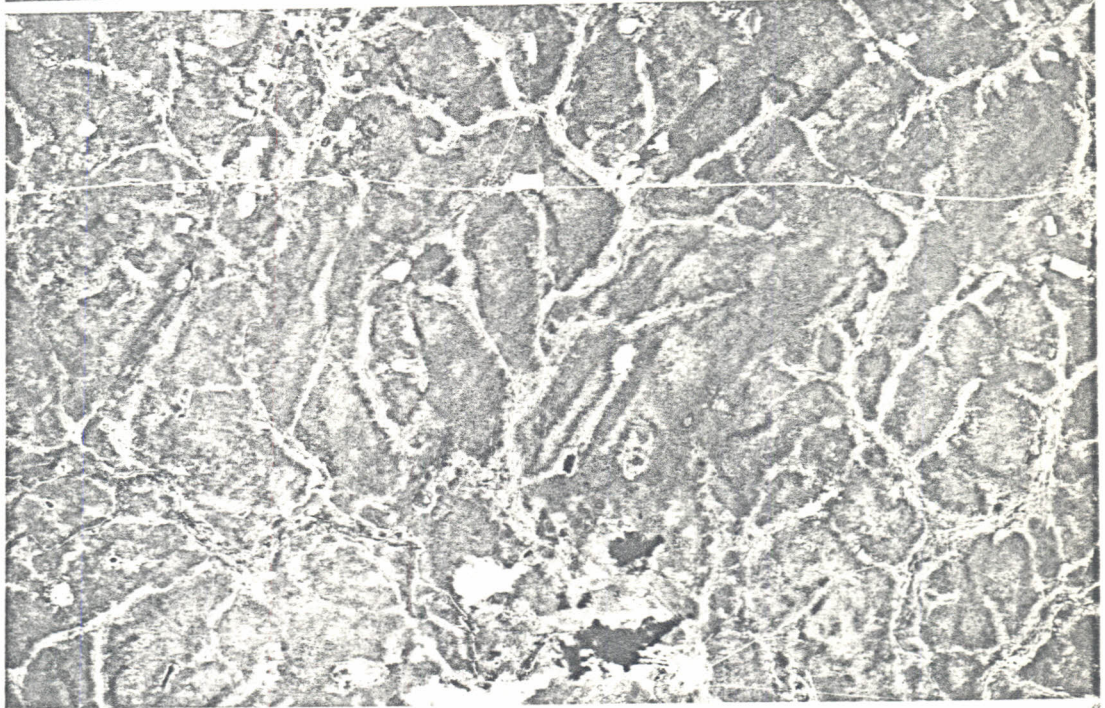
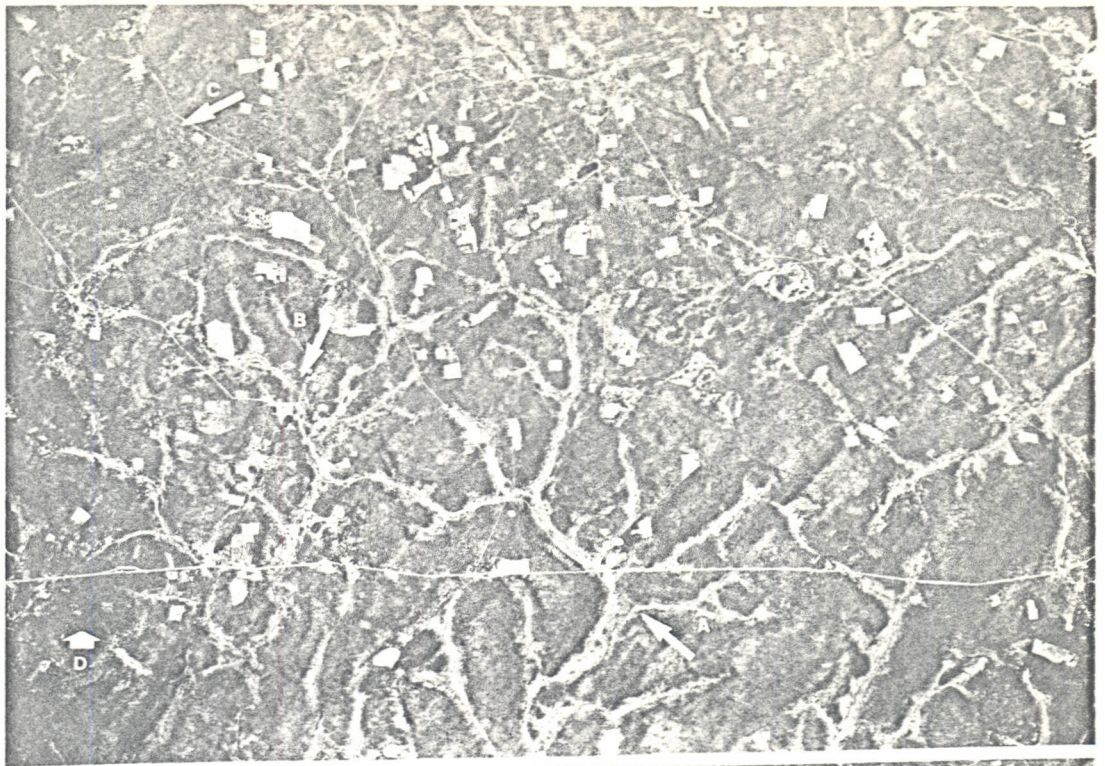
2

FOTO Nº 3 - Terno estereoscópico de fotografias aéreas pancromá
ticas preto-e-branco (convencionais), obtidas pelo
convênio USAF/FAB em 14 de setembro de 1968, em escala original
1:60.000. Região do Médio São Francisco, cerca de quarenta qui
lômetros a oeste da antiga cidade de Remanso, hoje submersa pe
las águas da barragem de Sobradinho (localidade indicada na fo
to nº 7).

Planície da margem esquerda do Médio São Francisco, em
nível médio de 500m, resultando do ciclo Velhas, em incipiente
processo de dissecação. A drenagem intermitente forma ligeiras
incisões entulhadas de material colúvio-aluvial; enquanto as á
reas interfluviais apresentam tênue e descontínua cobertura de
solo e cascalho, que deixa frequentemente lajedos descobertos.
Estes lajedos são identificados por pequeninas manchas brancas,
como visto próximo a seta D, que aponta um pequeno "inselberg".
A drenagem é condicionada as estruturas rúpteis das rochas migma
títicas, aqui dominantes, seguindo as direções preferenciais a
pontadas pelas setas A, B e C (respectivamente: Sistemas Noro
este, Nordeste e Paraíba do Sul). A composição dos sistemas B e C
produz o bandamento curvo expressivamente mostrado pelas varia
ções na vegetação. Esta torna-se mais densa nos níveis mais má
ficos (biotíticos provavelmente) e nas zonas miloníticas, tanto
por maior fertilidade do solo como por maior retenção da umida
de.

No campo, nas áreas onde as rochas não afloram, essas
bandas podem ser identificadas pela coloração mais pardacenta do
solo, pelo decréscimo de areia ou pela presença de cascalhos de
rochas máficas.

Note o persistente condicionamento das lagoas, cacim
bas e demais depressões às estruturas, principalmente às fratu
ras (seta B).



017

3

FOTO Nº 4 - Imagens tomadas pelo satélite ERTS (LANDSAT) em 25 de maio de 1975 (da direita) e 15 de junho de 1976, e processadas pelo INPE (escala original 1:1.000.000). São imagens do canal 5, registrando radiações na faixa do alaranjado ao vermelho ($\lambda = 0,6$ a $0,7$ microns), mostrando assim todas as variações na vegetação.

As imagens abrangem toda uma seção transversal ao Espinhaço Setentrional e à Chapada Diamantina, nos divisores d'água dos rios São Francisco, Paraguassu e de Contas.

A dissecação profunda do Planalto, cujos representantes podem ser reconhecidos por inúmeros testemunhos que nivelam-se a pouco mais de mil metros, como logo a sul de Paramirim (vide foto nº 6), a oeste de Boquira e a norte de Ibipitanga, ou alcançando altitudes acima de 1200 m, como na Serra de Sincorá, produz um relevo de cristas e vales que realçam as estruturas de estilo apalachiano. Os lineamentos quase meridianos do sistema Espinhaço condicionam totalmente a drenagem, que sofre pequenas inflexões apenas ao atingir algumas raras zonas de fraturas interceptantes do sistema Noroeste, como no rio Paraguassu, entre Andaraí e Itaetê.

Na serra de Sincorá distingue-se nitidamente a encosta estrutural ("dip slope") subordinada às camadas inclinadas dos quartzitos da formação Lavras.

A vegetação predominante é a Caatinga que gradua localmente para caatinga arbórea, agreste, carrascal, cerrado, mata galeria, palmeiral, etc. Sobre solos mais férteis de rochas básicas e calcárias desenvolve-se mata caducifólia, com barriguda, ipê, aroeira e grande predomínio de leguminosas dessíduas.

Essa comunidade vegetal, mostra uma fisionomia facilmente reconhecível à distância pela coloração verde azulada e textura fina das capas, na estação chuvosa, e pela galharia se

ca, na estiagem.

Na altura da latitude $12^{\circ}30'$, os dois sopés opostos da serra são formados sobre calcários e margas dos grupos Bambuí e Una. No sopé oriental o contraste da vegetação mostra perfeitamente a área de rochas calcárias; porém, no sopé ocidental a vegetação só mostra mudança visível nas zonas mais acidentadas.

Os quadrados 5 e 6 assinalam as áreas das respectivas fotos que se seguem.

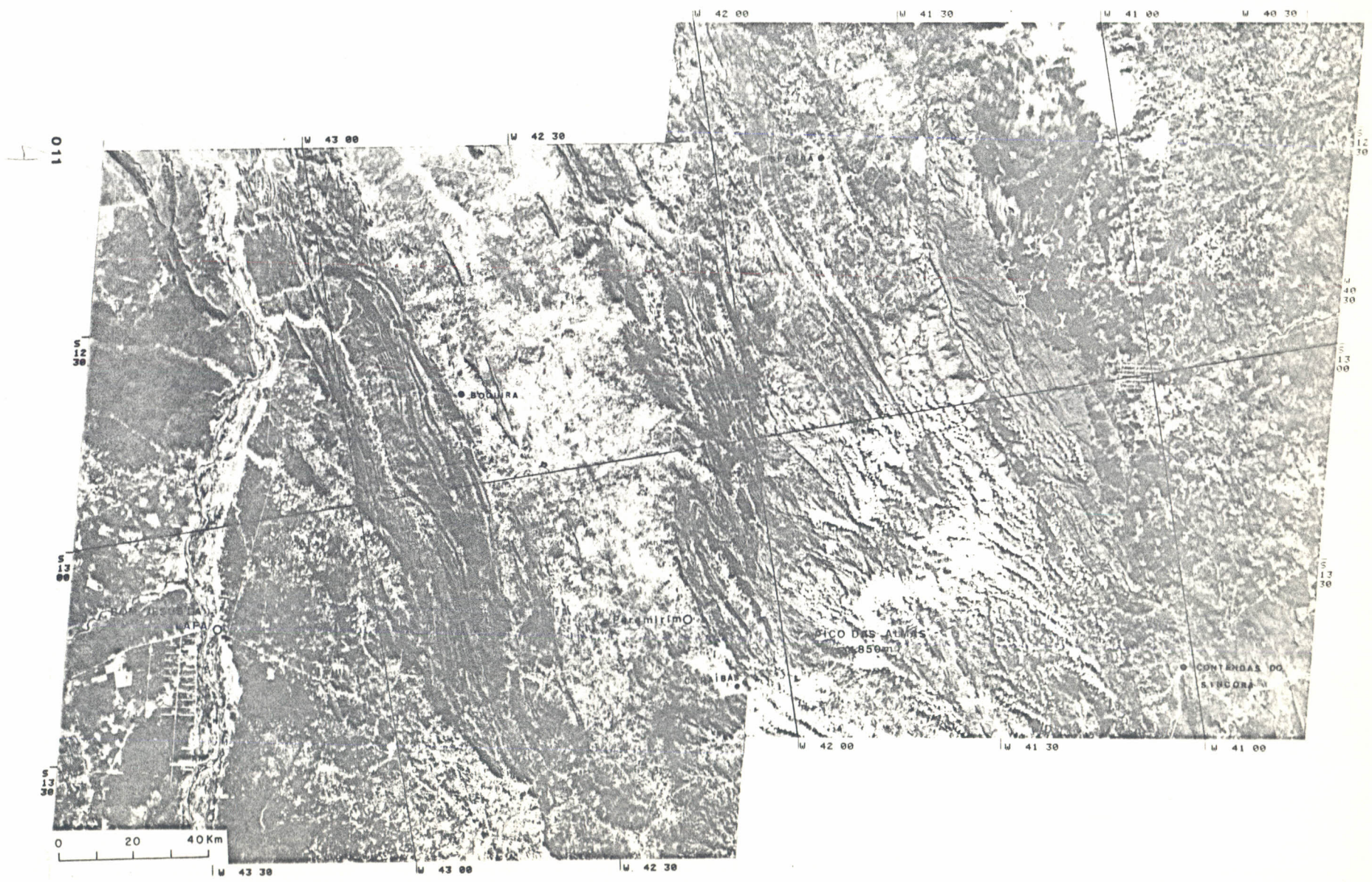


FOTO Nº 5 - Terno estereoscópico de aerofotos convencionais, tomadas em 29 de março de 1969, pelo convênio FAB/USAF, em escala original 1:60.000.

Trecho da serra do Espinhaço, no bordo ocidental da Chapada Diamantina, onde a estrada Salvador-Barreiras desce o contraforte denominado Serra Malhada (assinalado na foto nº 4). Estão aqui representados diversos estágios da dissecação de uma antiga superfície do ciclo Sul Americano, representada pelo testemunho elevado no canto nordeste, acerca de 1.100 metros de altitude. Este testemunho mostra uma ligeira inclinação para leste a partir da crista quartzítica (com seta 1), cuja maior resistência à erosão fez dela um antigo divisor d'águas. Esta situação que ocorre junto aos grandes divisores do ciclo Sul Americano, bem representado ao redor do pico das Almas (1.850 m) (foto anterior), atesta o processo de pedimentação formador dessas superfícies e que acha-se belamente ilustrado nesta foto, nas áreas assinaladas com a letra P. O pedimento no pé do quartzito 7, a oeste da foto, que aplaina indiferentemente trechos de variada natureza e forte mergulho, está sendo dissecado pelo riacho que desce a serra, mostrando uma capa de alteração subhorizontal e lateritizada (horizonte C/D) com cerca de cinquenta metros de maior espessura sobre os xistos. Essa capa, com limites escarpados apresenta um tipo de erosão de camadas sedimentares, podendo, por isso ser interpretada como tal. A alteração sofrida pelas rochas nesse horizonte, é bem atestada pelas condições de erosão dos diques da rocha básica assinaladas pelas setas D. Junto à superfície do pedimento o relevo do dique é positivo, devido à resistência criada por sua lateritização (ferrificação formando carga); enquanto junto ao vale (seta D₁) o relevo é negativo, formando um profundo sulco devido à mais fácil decomposição da rocha original. A vegetação, sempre mais exuberante sobre o

dique, é constituída de um carrascal ou cerradão no alto do pedimento e mata sub-caducifólia no fundo do vale. Essas características permitem distinguir o dique de uma mera fratura, mostrada pela seta F. Os quartzitos mais elevados estão também enriquecidos em quartzo e lavados das frações argilosas (feldspático-micáceas), o que pode ser percebido pelo aspecto do micro-relevo e da vegetação. De qualquer maneira o quartzito superior, 7, parece ser mais quartzoso do que o inferior, 4, que apresenta melhor vegetação e mais fácil decomposição. A superfície mais elevada é responsável por maior e mais profunda lateritização, por ser mais antiga, propiciando a formação de crostas manganésíferas sobre as meta-vulcânica e metapelitos, chegando a formar ocorrências exploráveis logo a oeste da foto.

Com a sequência numérica (de 2 à 9) estão representados oito tipos litológicos, distinguidos por suas características fisiográficas: O tipo 2 apresenta-se levemente estruturado em bandas, é provavelmente quartzo-feldspático e produz um solo moderadamente fértil; poderá ser uma rocha gnáissica, uma vulcânica ácida ou intermediária, um metarcósio, ou até mesmo uma básica silicificada. O tipo 3 é mais alterável, produz solo mais argiloso e mais fértil, parece ser mais maciço (é uma soleira básica confirmada no campo). O 4 é um quartzito, provavelmente muito impuro (grauváquico), quando inalterado. O 5, produz solo muito argiloso, é recoberto por cerradão e mata seca, assemelha-se ligeiramente ao 3, parecendo ser uma outra soleira meta-básica mais diferenciada (xistificada). O 6 apresenta também solos moderadamente férteis, sendo que a vegetação natural é mais baixa do que a dos tipos 2, 3 e 5, porém bem densa, sugerindo um condicionamento apenas à maior retenção da unidade; a área apontada pela seta B mostra que a capa de solo arável é muito tênue, sendo facilmente removida com a retirada da vegetação natural. A rocha,

mais quartzosa e finamente bandada (xistosa), exhibe expressivos exemplos de caneluras na encosta sudoeste. Estas caneluras dispõem-se nas linhas de maior declividade da encosta, cortando transversalmente a foliação. O tipo 7 é um quartzito, muito fraturado verticalmente, o que produz uma topografia em pináculos. O tipo 8 é novamente semelhante ao 5 e ao 9 apresenta-se ravinado, com aspecto de rocha argilosa, talvez calcífera, com intercalações quartzosas, porém muito alterada junto à superfície do pedimento.

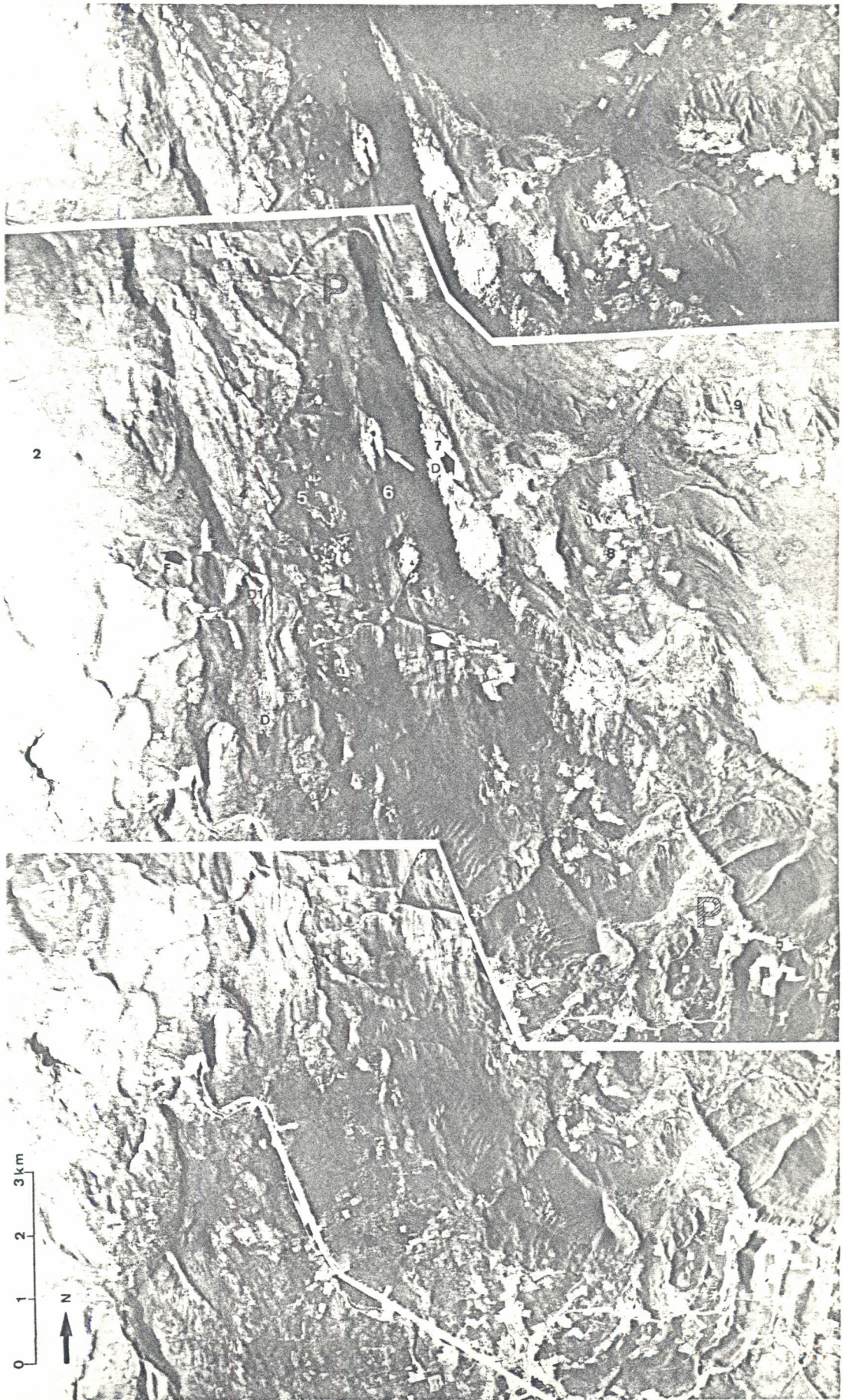


FOTO Nº 6 - Terno estereoscópico de aerofotos convencionais, tomadas pelo convênio FAB/USAF em 7 de abril de 1969 (a pequena parte destacada, no canto inferior esquerdo, foi tomada em 31 de novembro do mesmo ano). Trecho da serra do Espinheiro, logo a sul de Paramirim, mostrando uma chapada em resíduo de superfície de erosão do ciclo Sul-americano, acerca de 1.000 de altitude, limitado a norte por escarpa de erosão remontante do pediplano do rio Paramirim (ciclo Velhas), com cerca de 650 metros e caindo até 400 metros no vale do São Francisco.

A superfície aplainou indistintamente rochas migmatíticas, que dominam na área da foto, assim como rochas vulcânicas e quartzíticas, no canto nordeste.

As rochas migmatíticas apresentam bandamento irregular e com direções gerais N50W e mergulho forte para sudoeste; entretanto, mostram-se escarpadas em um nítido escalonamento sub-horizantal, denotando uma organização acamadada, paralela a superfície da chapada.

Mesmo que essas rochas já apresentassem uma organização original estratiforme, o que nos parece pouco provável, o escalonamento da escarpa resultou da variação de alteração da rocha, principalmente por acumulação zonada de sílica, resultante das oscilações da percolação freática.

A pequena faixa de fotografia, destacada no lado oeste, foi tomada após um período de estiagem, enquanto as fotos maiores, foram tomadas no início da estação seca. O abaixamento do lençol freático pode ser muito bem observado pelo abaixamento do nível d'água das lagoas e desfolhamento da vegetação, este mostrado pelo aumento da refletância do solo desnudado. Pode-se facilmente notar que a perda da umidade se dá zonadamente, paralelo a superfície.

Para um observador não ambientado com esse fenômeno, o

relevo aqui mostrado poderá ser interpretado como de rocha sedimentar, principalmente se for usada uma imagem não estereoscópica.

As pequenas lagoas e cacimbas ocorrem, tanto na chapa da como na superfície pedimentar da várzea, mostrando seu condicionamento às áreas planas de drenagem precária. Por outro lado, pode ser notada a influência dos sistemas de fraturas na distribuição dessas depressões.

A nordeste do povoado de Caraíbas, dois morros igualmente quartzíticos (ou de vulcânicas ácidas silicificadas) mostram aspectos diversos por ter sido a vegetação original destruído em um deles. Neste a vegetação secundária, condicionando-se mais as pequenas variações litológicas, permite uma interpretação mais detalhada do que no outro morro, onde a mata natural é quase homogênea.

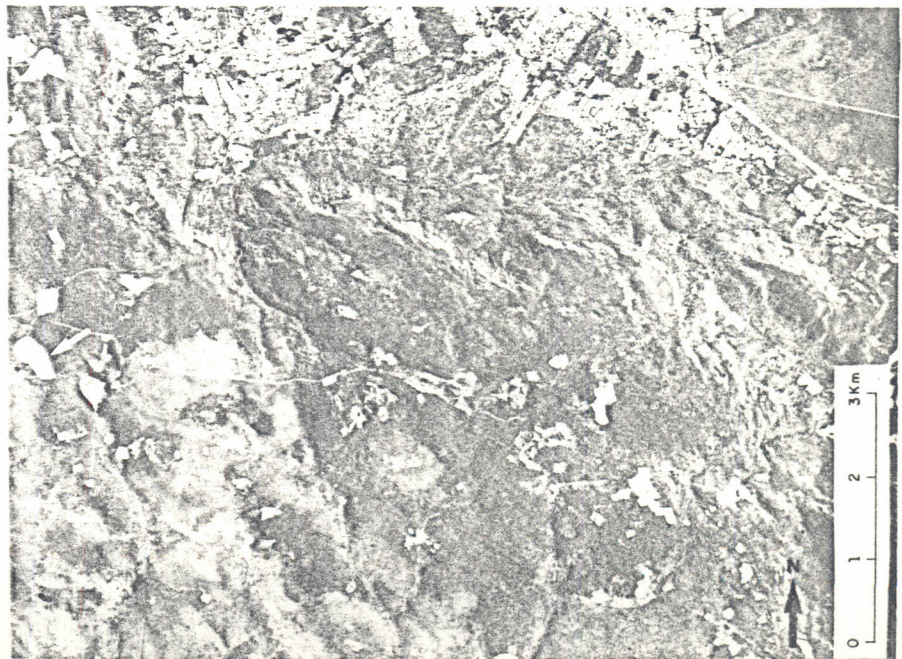
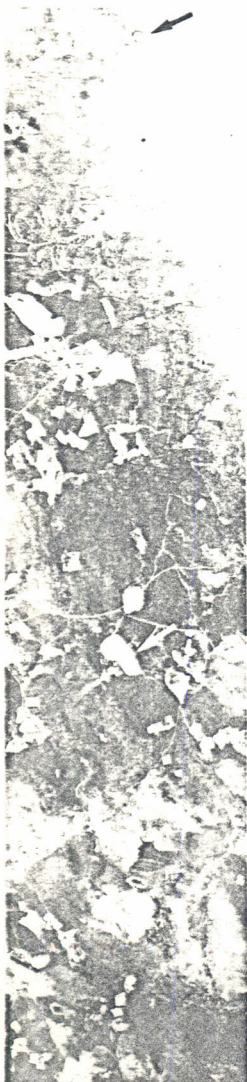
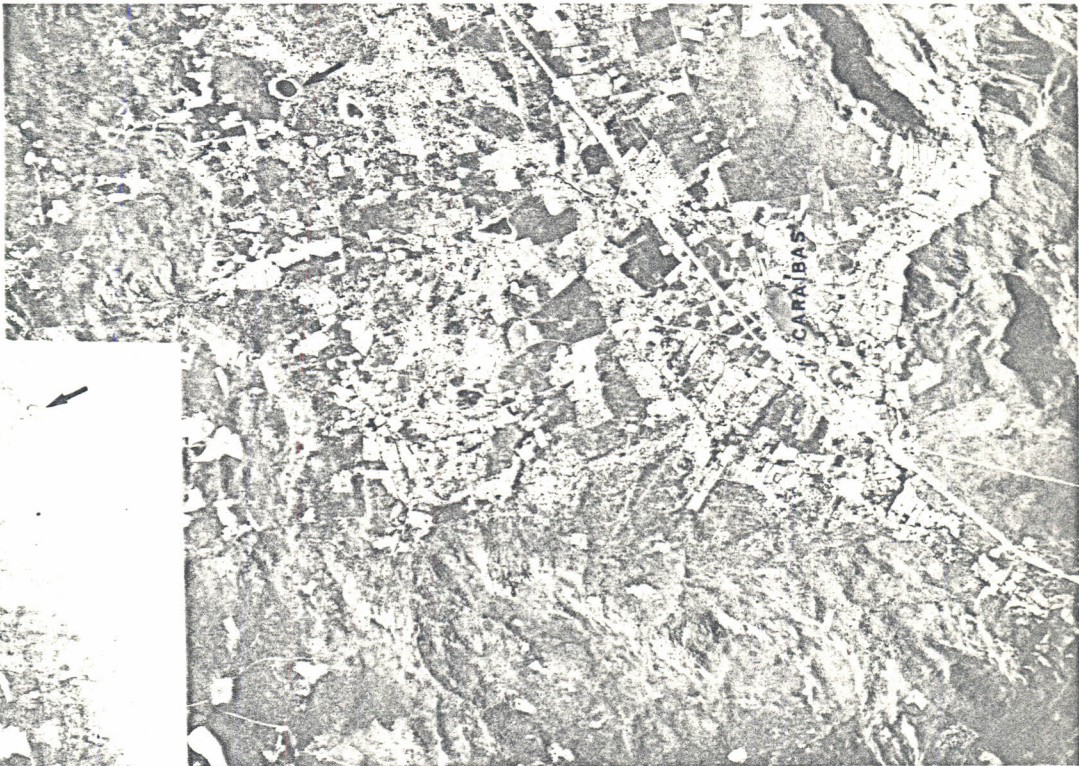


FOTO Nº 7 - Imagens tomadas pelo satélite ERTS (LANDSAT), em 16 de agosto de 1973 (a superior) e 26 de maio de 1975 (a inferior) e processados pelo INPE. Canal 7, infravermelho ($\lambda = 0,8 - 1,1$ microns). Parte do extremo norte da serra do Espinhaço e da planície do médio São Francisco, no sertão de Xique-Xique, mostrando expressivos exemplos de pedimentação e acumulação fluvial e eólica.

O rio corre nitidamente condicionado ao fraturamento nordeste, com certos trechos orientados segundo os demais sistemas. As falhas noroeste limitam bruscamente duas serras por uma larga faixa quase plana, pendente para o São Francisco onde se alojam as rochas calcárias do Grupo Bambuí, cujos solos, mais férteis, estão literalmente ocupados por plantações de algodão. A parte baixa dessa faixa, com caatinga mais densa (vegetação xerófila com baixa refletância no infravermelho) é recoberta pelos calcários da Caatinga. As serras ao sul mostram um relevo estrutural que salienta sinclinais e anticlinais, com eixos entortados pelos deslocamentos ao longo das falhas noroeste, enquanto a serra ao norte é um grande sinclinal com eixo perpendicular àquelas falhas. A erosão diferencial salienta as diferenças litomorfológicas (foto nº 5), sendo possível acompanhar-se determinadas camadas por longas distâncias. Na área aplainada, a noroeste, as variações litológicas refletem-se bem na vegetação, enquanto a estrutura é refletida pela drenagem, como bem demonstram os contornos de um corpo granítico, logo a sudoeste de Remanso, evidenciado pela drenagem radial.

A norte de Xique-Xique desenvolve-se um extenso campo de dunas, a maioria fixada pela vegetação, porém ainda ativa em muitos pontos, principalmente próximo ao rio. Também no nordeste da foto, extensas línguas de dunas ativas avançam em direção a serra dos Colomis.

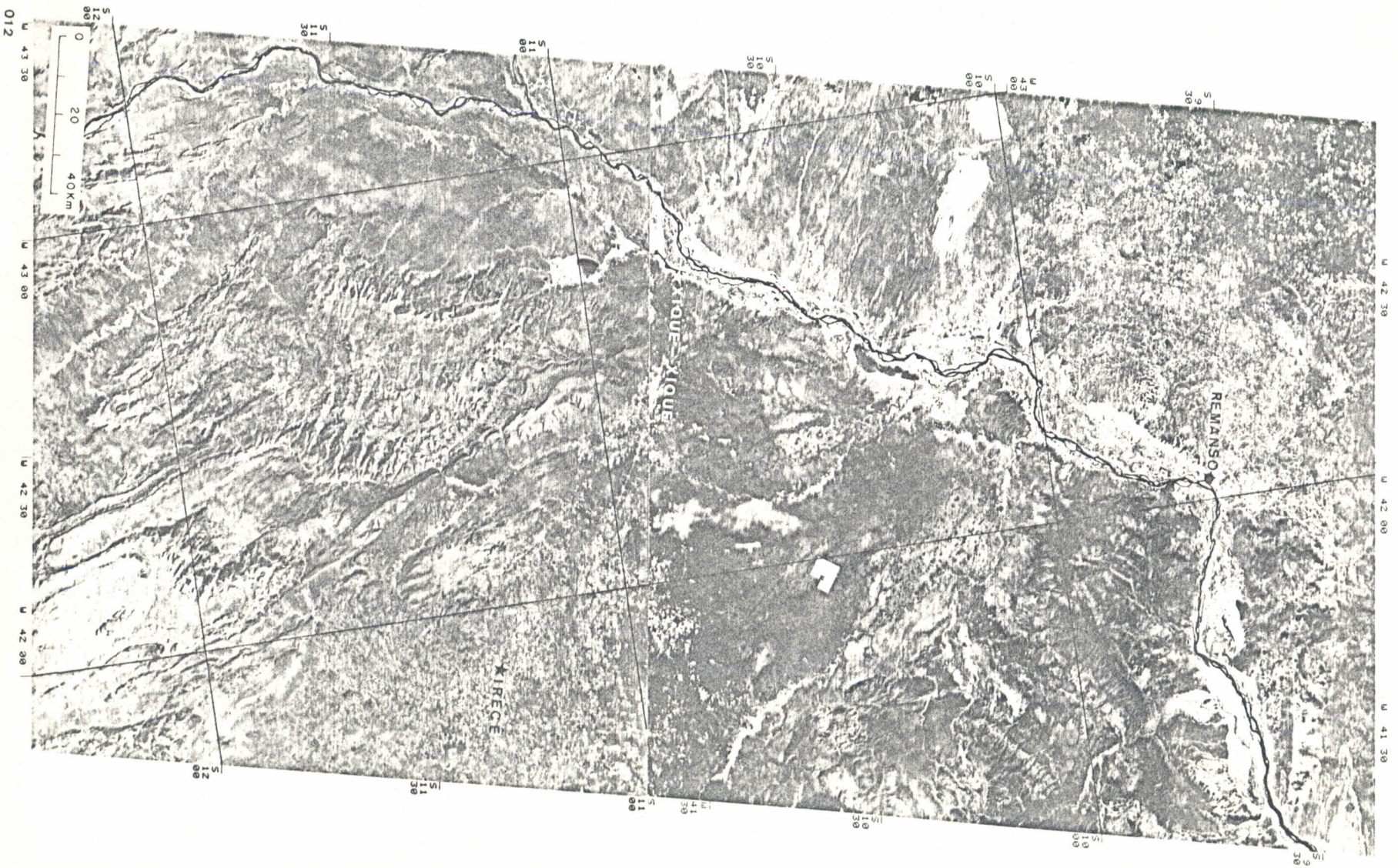


FOTO Nº 8 - Imagens tomadas pelo satélite ERTS (LANDSAT) em 14 de maio de 1975 (direita) e 15 de junho de 1976 (esquerda), processadas pelo INPE. Canal 5, faixa de alaranjado ao vermelho ($\lambda = 0,6 - 0,7$ micrón). Serra Geral de Goiás e Chapadão dos Gerais da Bahia, mostrando relevo tabular sobre as camadas areníticas da formação Urucuaia (altitudes acima de 800m) e aplainados sobre calcários e margas do grupo Bambuí (altitudes em torno de 450m).

A drenagem principal mostra-se notavelmente condicionada a um denso fraturamento paralelo, de direção N65°E. Alguns tributários menores guiam-se por estruturas noroeste, produzindo um padrão quase retangular, como ocorre com os rios Corrente, Formoso e seus afluentes.

O suavíssimo declive da superfície do Chapadão em direção ao São Francisco (extremo leste da foto) só é perceptível pela disposição da drenagem e da cuesta da serra Geral de Goiás.

O relevo muito ravinado das rochas do Grupo Bambuí, contrastam com o escarpado dos arenitos Urucuaia. Estes acham-se silicificados junto as partes mais elevadas do chapadão, onde o solo quase ausente, permite apenas a formação de ralos campos que aparecem em cinza claro. Nesses campos pode-se notar as manchas das queimadas, alongando-se para noroeste, o que indica a direção preferencial do vento seco que sopra do planalto do Espinhaço. Observam-se também manchas escuras arredondadas que constituem concentrações de vegetação hidrófila, instaladas sobre ligeiras depressões, onde se formarão lagoas e cacimbas por processo de dissolução.



013

8

S 13 30

U 46 30