

Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na amazônia brasileira*

JEAN L. F. TRICART

Professor da Universidade Louis-Pasteur
Diretor do Centro de Geografia Aplicada

O Amazonas é o maior rio do mundo: superfície da bacia, extensão da rede hidrográfica, descargas médias, todos esses critérios o classificam longe, na dianteira dos outros rios. Bem raros são, entretanto, os estudos sobre as formas fluviais elaboradas por esse gigante. A Amazônia ainda é, sob muitos pontos de vista, uma *terra incógnita* no plano científico. Embora seus cursos d'água sejam percorridos desde o século XVI, embora toda a atividade econômica e praticamente todo o povoamento se concentrem em suas margens, as suas características geomorfológicas quase não suscitaram a curiosidade dos pesquisadores. Certamente, foi preciso esperar até o centenário da independência do Brasil, em 1922, para que o Clube de Engenharia publicasse, em edição comemorativa, a primeira edição da carta ao milionésimo. Sem dúvida, as fotografias aéreas são escassas e, na maioria das vezes, pouco utilizáveis, por causa da abundância de

* Tradução de Orlando Valverde

1 Parte das pesquisas em que se baseia este artigo foi efetuada no decurso de uma missão de cooperação com o Projeto RADAMBRASIL. Agradecemos à direção deste organismo pelo convite que nos permitiu efetuar observações nas bacias do Madeira, do Solimões e ao longo do Amazonas, numa extensão de 8.000 km de percursos sistemáticos; utilizar seu Banco de Dados, em Belém, mosaicos de radar, fotografias aéreas pancromáticas e infravermelhas. Os resultados aqui apresentados foram objeto de uma conferência seguida de troca de idéias com a equipe do Projeto RADAMBRASIL. Expressamos, nesta oportunidade, ao Prof. Getúlio Vargas Barbosa os nossos agradecimentos pelo seu apoio, sem o qual não teríamos podido nos empenhar nesta pesquisa.

nuvens. Contudo, houve sobretudo falta de interesse: o Congresso Internacional de Geografia comportou, em 1956, uma excursão à Amazônia, em parte no rio, porém a geomorfologia fluvial nela ocupou um lugar muito modesto.

Deste 1972 toda a Amazônia está coberta por imagens de radar lateral, do Projeto RADAMBRASIL. Mosaicos semicontrolados, na escala de 1/250.000, foram elaborados e estão em curso de exploração por esse organismo para efetuar um inventário dos recursos naturais da região.² Eles fornecem uma excelente imagem de todos os cursos d'água suficientemente importantes para que não fiquem completamente escondidos pelo manto florestal. Recordemos que as ondas de radar são inteiramente absorvidas por uma película superficial muito fina das massas d'água que, deste modo, aparecem em negro nos mosaicos. A vegetação particular das superfícies periodicamente inundáveis (buritizais, formações arbustivas caducifólias, savanas de solos com encharcamento muito superficial) é também facilmente identificável, graças à tonalidade de cinza francamente mais claras que as da mata de terra firme. Os diques marginais, a vegetação flutuante podem também ser reconhecidos, desde que sejam feitos os indispensáveis reconhecimentos de terreno. Somente algumas florestas inundáveis, principalmente ao longo do Solimões não podem ser distinguidas da vizinha mata de terra firme porque a sua composição florística é idêntica (E. J. Fittkau, 1973/4); mas elas ocupam sempre bacias de decantação, conforme pudemos observar entre a confluência do Purus e Manaus. A principal limitação ao emprego dos mosaicos de radar lateral é a ausência de altimetria. É lamentável também que tenham esquecido de levantar as cotas dos cursos d'água por ocasião do imageamento. Torna-se, assim, impossível correlacionar as superfícies afogadas com uma certa frequência das condições hidrológicas. A única informação que pudemos obter a esse respeito é que os vôos foram sempre feitos em períodos de águas baixas.

Antes de apresentar os tipos característicos de leitos fluviais que identificamos, é mister analisar com precisão as condições particulares de sua gênese.

I — CONDIÇÕES ESPECÍFICAS DA GÊNESE DAS FORMAS ATUAIS

Três grupos de fatores desempenharam um papel determinante na geomorfogênese recente dos fundos de vales da Amazônia: o quadro estrutural, a tectônica, as oscilações climáticas e as flutuações do nível de base oceânico. Nós os estudaremos sucessivamente, antes de mostrar como foram elaborados os diversos tipos de combinações que se exprimem por intermédio dos diversos modelados de leitos fluviais.

2 A Direção Técnica do Projeto RADAMBRASIL adotou uma atitude muito liberal no plano científico. Ela deseja que cientistas de todas as nacionalidades possam utilizar os documentos por ela elaborados, e assim contribuir para um melhor conhecimento da Amazônia, indispensável para a sua valorização. Nós nos beneficiamos dessa atitude que nos permitiu desenvolver uma cordial cooperação com os especialistas do organismo.

A — FATORES GEOLÓGICOS

As pesquisas conduzidas no quadro do Projeto RADAM permitiram fazer progredir consideravelmente o conhecimento da geologia da bacia amazônica. A carta geológica do Brasil requer importantes revisões: por exemplo, no Território de Rondônia, a leste de Porto Velho, existem vastos afloramentos de cobertura sedimentar sobre o escudo ígneo-metamórfico. Uma estratigrafia do Terciário está sendo estabelecida por L. F. Galvão de Almeida.³

1.º — O quadro estrutural

A bacia do Amazonas está instalada numa região afetada por acidentes profundos que delimitam uma série de megaestruturas, diversificando o continente sul-americano. Restringindo-nos aos elementos maiores, devem-se distinguir:

a) Na Amazônia central e oriental uma fossa de afundamento WSW-ENE ocupando o espaço compreendido entre os escudos Guiano e Brasileiro, formados de rochas pré-cambrianas metamórficas, com intrusões graníticas.

Ao sul, no Território de Rondônia, o escudo ainda está revestido de vastos restos da cobertura discordante do pré-Cambriano superior, afetada de dobramentos amplos. A formação Palmeiral é constituída de: arenitos róseos, cor de borra de vinho, às vezes apenas cimentados; quartzitos sedimentares; conglomerados de seixos silicosos, com arestas muito desgastadas e grosseiros, às vezes muito consolidados. Em cima deles aparecem séries areníticas espessas, provavelmente eocambrianas, talvez, em parte, cretáceas, afetadas por amplos dobramentos de cobertura. Uma ablação intensa deixou subsistir apenas sinclinais suspensos (serra dos Pacaás Novos). A montante de Porto Velho o Madeira atinge o escudo entre línguas da formação Palmeiral e do Terciário (formação Barreiras). Mais para montante o Marmoré se estabelece exclusivamente sobre o escudo, mas não longe dos restos da cobertura.

Ao norte, nos municípios de Oriximiná e Óbidos, o escudo mergulha sob uma série sedimentar (arenitos, quartzitos e calcários e alguns xistos) eocambriana e paleozóica que forma uma série de camadas monoclinais aproximadas, mais ou menos na direção E-W, voltada para o norte. Elas mergulham sob a formação Barreiras, espessa, que aflora sozinha ao longo do Amazonas. Esta se compõe de areias argilosas e limosas, as vezes consolidadas em folhelhos de arenito ferruginoso, com camadas lenticulares de seixos silicosos. A formação Barreiras oferece muito pouca resistência à incisão dos cursos d'água, mas é, entretanto, dotada de uma certa coesão, que lhe permite formar vertentes abruptas. Essas propriedades são postas em evidência pela dissecção vigorosa e muito fina, que ela sofreu por ocasião do último período seco. Debaixo da formação Barreiras as camadas paleozóicas foram afetadas por dobras de cobertura, como o anticlinal vasado em "combe", que emerge do Terciário perto de Monte Alegre.

No sulco que separa os dois escudos, sob o Terciário, camadas com várias centenas de metros de espessura revelaram nas sondagens uma

3 Pudemos beneficiar-nos dos conhecimentos recentemente adquiridos por esse confrade, graças a numerosas conversas, no terreno e em reuniões de trabalho, tratando dos problemas de paleogeomorfologia e de neotectônica. Uma grande parte das informações aqui apresentada resulta desses contatos e de observações de campo, em pontos escolhidos por L. F. Galvão de Almeida, a quem expressamos os nossos agradecimentos.

possante série de evaporitos, do fim do Paleozóico (Nova Olinda do Norte, a SE de Manaus). Manifestações diapíricas são, portanto, prováveis.

b) Na Amazônia ocidental aparece uma evolução do tipo miogeossinclinal comandada pelos Andes vizinhos.

Ela se traduziu, durante o Cretáceo e o Terciário, por uma subsidência que permitiu a deposição de espessas séries sedimentares (arenitos cretáceos, formações argilo-arenosas terciárias). Movimentos tectônicos resultaram em diversas fases de dobramentos sucessivos, separados por discordâncias. Por exemplo, na serra do Divisor (segmento cortado pela borda N do mosaico SB 18 ZC), um anticlinal muito dissimétrico, de flanco oriental com mergulho forte, formado no Cretáceo, é recoberto pelo Paleoceno, igualmente arenítico que, por sua vez, forma um anticlinal quase simétrico, com um eixo cortando o precedente num ângulo de cerca de 30°. Os diversos segmentos da serra do Divisor na fronteira peruana são formados pelas cumeadas dos eixos anticlinais cretáceos, entre as depressões em sela, entulhadas pelo Terciário sílico-argiloso. Mais para oeste, um magnífico *neck*, provavelmente sienítico, testemunha erupções vulcânicas terciárias.

Segundo L. F. Galvão de Almeida, a proximidade do miogeossinclinal andino fez com que, durante o Neogeno, a rede hidrográfica do oeste da Amazônia brasileira se tenha orientado para W e SW. Imensos depósitos se espalharam numa região litorânea subsidente. Argilas decantadas em bacias, linhitos (a SW de Benjamin Constant), diques marginais e deltas frontais de areia fina, construídos por canais divagantes, acumularam-se em grandes espessuras. As argilas predominam na parte média da série (argilas do Acre) e afloram em vastas superfícies do Estado do Acre, enquanto que as areias finas, com bancos de argilas, caracterizam o ápice do Terciário. Esses depósitos são designados por nomes de formações diferentes, conforme as regiões (L. F. Galvão de Almeida, 1974). Nós os reagruparemos sob o termo de Neogeno. O seu comportamento morfogênico é, com efeito, pouco diferente do da formação Barreiras. Eles são facilmente dissecados, mas formam vertentes íngremes. As argilas, muito compactas, resistem melhor que os fácies arenosos: nas argilas os vales são mais estreitos, os declives das vertentes mais fortes.

2.º — A tectônica:

O estado atual dos conhecimentos estratigráficos, a escassez de afloramentos, a ausência de nivelamentos tornam difícil o estudo da tectônica. No entanto, a existência de espessos depósitos de evaporitos e a existência de uma fraca sismicidade na região de Manaus, apesar da data muito recente do início das observações, permitem admitir prováveis movimentos.

Os mosaicos de radar se prestam admiravelmente ao estudo da dissecção, onde quer que as vertentes sejam bastante inclinadas, como é o caso no Neogeno amazônico. Levantamos um bom número de anomalias de dissecção, cuja origem parece ser tectônica. Citemos alguns exemplos:

a) Solimões, a montante de Coari:

Logo ao N de Coari o Solimões forma bruscamente um cotovelo de 90° e toma, por alguns quilômetros, a direção N-S. Neste setor o vale se estreita consideravelmente, embora a rocha *in situ* seja o Neo-

geno, cujo fácies não muda. As íngremes vertentes são dissecadas apenas por entalhes muito curtos, tendo somente algumas centenas de metros de comprimento. Ora, prolongando-se o setor situado a montante do cotovelo, estende-se um vasto manto aluvial, com diques marginais de meandros do calibre dos Solimões. Trata-se de um antigo curso abandonado desse rio, por sinal alcançado, a uma certa distância para jusante, pelo Solimões.

A montante desse cotovelo o vale do Solimões é muito assimétrico. O rio fica adjacente à vertente reta que ele solapa e que é escarpada. Os terraços, com grandes meandros, se localizam exclusivamente na margem esquerda que se eleva lentamente. Tudo isso sugere um ângulo de falha. A impressão é reforçada pelo estudo da dissecção do platô neogeno da margem direita. Ela se caracteriza por longos vales de fundo chato, de fraco declive, dirigindo-se todos para o sul, na direção inversa da do Solimões, o que está, entretanto, muito próximo às suas cabeceiras. Tal disposição resulta provavelmente de um basculamento para o sul, do bloco que domina a depressão de ângulo de falha, na qual o rio se alojou.

A "garganta", a montante de Coari, resultaria de uma autocaptura por um afluente desse tipo; mas tal mecanismo não é possível aqui sem uma intervenção da tectônica. Esta seria necessariamente recente.

De qualquer maneira os platôs compreendidos entre o Solimões e o Negro oferecem, como demonstrou L. F. Galvão de Almeida, traços de antigas acumulações aluviais que partem do Solimões e se dirigem para o Negro. Elas datariam do Quaternário antigo, o que nos parece muito verossímil. Toda a tectônica de blocos, com a formação da depressão de ângulo de falha, na qual se alojou o Solimões, é posterior, portanto, ao Quaternário médio. Com efeito, por ocasião da formação do terraço baixo, no Quaternário recente, o rio já ocupava essa depressão. As mesmas deformações comandaram também a dissecção dos platôs da margem direita do Solimões.

Esse exemplo é representativo. Nós identificamos, na região situada a oeste de Manaus, uma série de outras anomalias da dissecção que quase não nos parecem explicáveis de outra maneira do que pelo jogo de blocos falhados recentes, posteriores aos depósitos dos interflúvios, cuja dissecção é por eles comandada. Tais são, por exemplo, o vale de ângulo de falha do baixo rio Negro ou o ocupado pelos lagos de Manacapuru e o seu canal defluente.

b) Rio Negro:

O rio Negro recebe poucos sedimentos aluviais andinos e estes se depositam essencialmente em território colombiano, a montante de relevos residuais do escudo que barram o seu curso na fronteira. Esse caso é, portanto, muito diferente, oposto, quanto a esse ponto de vista, do Solimões que é, ao contrário, muito carregado.

O rio Negro apresenta um vale e um leito muito mal calibrados. Duas expansões lacustres, colmatadas de modo muito incompleto, uma na confluência do rio Branco e para montante, a outra ao longo do curso inferior, são ligadas por um vale mais estreito, mais sinuoso, de orientação diferente, cujo fundo é revestido de aluviões. Tal série de anomalias atrai a atenção, tanto mais que nenhuma mudança litológica pode explicá-la. Por toda parte aflora o Neogeno, aqui formado de argilas arenosas rosadas em enormes superfícies.

O curso inferior do rio Negro apresenta as mesmas características de ângulo de falha que o do Solimões a montante de Coari:

— Dissimetria entre a margem direita abrupta, solapada pelo rio, e a margem esquerda com declive suave, ocupada por formações aluviais.

— Dissecção da margem direita efetuada, em grande parte, por afluentes que se afastam do rio Negro. Apenas vales curtos em V, característicos de uma dissecção pouco avançada, desembocam no rio Negro.

— Alinhamento da margem direita numa direção N 125°E, que seria a da falha.

A outra expansão lacustre do rio Negro se acha nas vizinhanças da confluência do rio Branco. Ela a ultrapassa um pouco para jusante e se estende sobretudo para montante. O fundo de vale é largo (15-20km) e largamente afogado nas águas baixas. Emergem somente alguns diques aluviais pouco nutridos. O rio Branco edificou um cone perpendicular ao rio Negro, mas não conseguiu colmatar totalmente a depressão. As bordas desta, orientadas para NW-SE, são retilíneas e mais ou menos paralelas. Elas se diluem gradualmente para montante e para jusante, aonde termina simultaneamente a expansão lacustre. Tudo isso sugere a existência de uma pequena fossa tectônica que os depósitos insuficientes do rio Negro foram incapazes de colmatar. Como na região situada acima de Coari, os movimentos tectônicos seriam posteriores aos depósitos dos interflúvios, cuja dissecção foi guiada por aqueles.

O curso do Amazonas corresponderia a uma geossutura antiga, que alguns especialistas em tectônica relacionam com a tectônica de placas e com a abertura do Atlântico. De qualquer maneira, o espesso entulhamento sedimentar que foi posto em evidência e, em particular, as potentes formações de evaporitos que aí se encontram, evidenciam que se trata de uma zona instável. Não é, portanto, para admirar que os movimentos tectônicos tenham continuado a se produzir ali no decorrer do Quaternário. Mais para oeste, ao longo do rio Negro e do Solimões, essa geossutura vai concordar com o miogeossinclinal andino, onde a alternância de paroxismos tectônicos gerando serras e períodos de abaixamento com sedimentação é claramente demonstrada. Lá também a persistência de deformações no Quaternário é verossímil, muito mais provável que uma estabilidade que iria contra a evolução geral. O entulhamento neogeno por formações móveis, de fácies pouco diferenciados, deu uma superfície de acumulação notavelmente plana, que foi retocada pela varredura dos depósitos do Quaternário antigo. Toda essa evolução permitiu às deformações quarternárias, que consistem essencialmente no jogo de blocos, influenciarem a dissecção de modo determinante.

B — FATORES PALEOGEOGRÁFICOS

1.º — As oscilações climáticas quaternárias:

Os trabalhos que temos realizado desde 1971 permitiram-nos pôr em evidência importantes mudanças climáticas quaternárias na Amazônia (J. Tricart, 1974). Mas a rede hidrográfica sofreu também os efeitos das flutuações climáticas que afetaram os Andes. Vamos tentar distinguir as características gerais dessa interferência.

Recordemos, desde logo, o sincronismo das oscilações climáticas recentes nos Andes, no seu piemonte e na Amazônia. Por ocasião da última glaciação, as condições ecológicas se tornaram menos favoráveis do que atualmente. Diversos índices fazem pensar que as mudanças

bruscas de tempo eram mais importantes e mais brutais do que atualmente, talvez em consequência de modificações da circulação atmosférica no continente. Isso contribuiu para restringir a biomassa vegetal que desempenha relevante papel, absorvendo e dispersando por transformação uma parte da energia disponível para a morfogênese.

Os ecólogos puseram em evidência certo número de anomalias biogeográficas. Elas confirmam os resultados obtidos com o auxílio dos métodos geomorfológicos e sedimentológicos. Como frisa E. J. Fittkau (1973/4), os escudos Guiano e Brasileiro apresentam, hoje em dia, uma série de endemismos que leva a considerá-los como velhos centros de evolução da flora e da fauna neotropicais (p. 23). A vegetação florestal da parte axial, neogena, da Amazônia, resultaria de uma colonização recente, provavelmente do início do Holoceno (3). Pôde-se estabelecer que a dissecação muito fina e profunda que a caracteriza foi produzida durante a regressão pré-flandriana. Ela também dá o testemunho de outras condições biogeográficas; pôde desenvolver-se apenas sob uma cobertura vegetal relativamente pouco densa que permitiu um amplo escoamento superficial. Savanas abertas ofereciam as condições requeridas.

O período atual de fitostasia foi, portanto, precedido por um período de menor estabilidade morfodinâmica, de peneinstabilidade, favorável a uma intensa dissecação aonde ela fosse possível, por interferência dos outros fatores. Essa dissecação forneceu materiais detriticos cujo re-trabalhamento pelos cursos d'água mais importantes foi facilitado por um regime mais contrastado. Essas mudanças da dinâmica fluvial geraram terraços climáticos.

A região de Tarauacá nos oferece um exemplo ao longo do rio de igual nome. Toda a sua bacia consiste do Neogeno, com predominância do fácies argiloso. A dissecação é fina e profunda, com declives íngremes, como na formação Barreiras da região de Óbidos. O rio Tarauacá tem um regime contrastado por causa do fraco poder de tampão dos materiais que afloram na sua bacia. Ele corre entre margens abruptas, vigorosamente solapadas, que se erguem a cerca de 10 m acima das águas baixas. As enchentes as submergem e permitem a edificação, em certos pontos, de diques de transbordamento arenosos em cima delas.

O fundo do vale é ocupado por dois terraços, em cujo material o leito menor se encaixou. O seu topo tem altitude muito regular e, em certos pontos, o mais baixo deles é recoberto por diques recentes e depósitos de bacias de inundação. Entretanto, eles podem ser distinguidos com muita segurança, graças aos seus solos e à sua evolução geomórfica.

O terraço superior não é mais submergido pelas enchentes atuais do curso d'água. Ele é dissecado por pequenos vales que alcançam cerca de um quilômetro de comprimento e que são entulhados de material mais recente, o qual passa ao terraço inferior. A diferença de altitude entre os dois aterros é de 1-1,5 m. O solo que se desenvolveu na superfície do terraço superior é evoluído. Ele comporta um horizonte B argiloso, de estrutura prismática muito nítida cuja espessura pode atingir 0,6 m. A sua cor é pardo-chocolate avermelhado. Em cima um horizonte A lixiviado, amarelo pálido acinzentado, é muitas vezes truncado ou re-trabalhado. Alcança, às vezes, 0,5 m de espessura. Acontece com muita freqüência que bacias marginais desse terraço, como perto do campo de pouso de Tarauacá, sejam atualmente inundadas por ocasião das chuvas, mas pela água de escoamento superficial das vertentes ou proveniente diretamente dos aguaceiros. Materiais coluviais fossilizam então o paleossolo do terraço.

O terraço inferior não é dissecado por pequenos vales, somente os afluentes o entalham. Ele é muitas vezes inundado pelo Tarauacá, que nele acumula materiais (diques marginais, produtos da decantação nas bacias). A pedogênese, aonde não há esses depósitos recentes, é mais fraca. Ela gerou um solo de horizontes pouco diferenciados, fora da penetração de matéria orgânica até cerca de 0,2 m de profundidade. A cor desse solo, abaixo do horizonte húmico, é amarelada pálida.

Os diques de enchentes atuais são encaixados no terraço inferior, cuja borda é por eles recoberta em alguns lugares.

O material dos terraços contém mais argila que as aluviões atuais. Os leitos de argila aí são extensos, formando lentes extremamente achatadas, indicando uma decantação nas bacias. Eles alcançam até uns trinta centímetros de espessura. Alguns deles colmatam antigos canais. Esses caracteres indicam uma grande extensão das inundações no fundo do vale, quando os entulhamentos estavam sendo formados. O rio Tarauacá não tinha capacidade de evacuar todo o material que lhe chegava, de maneira que o fundo de vale ficava afogado sob os depósitos. Estes são sincrônicos da dissecção do Neogeno porque se prolongam nos vales afluentes cujo fundo vai concordar, nos pés das vertentes íngremes, com as coluviões.

A pequena diferença de cota entre os topos das diversas acumulações e a existência de afloramentos dos entulhos antigos nas margens, pelo menos até a cota atual das águas na estiagem, mostra que a evolução do vale foi comandada essencialmente pelas oscilações climáticas, sem intervenção notável das flutuações do nível de base oceânico, situado, aliás, a mais de 2.500 km em linha reta. Dois períodos de peneinstabilidade provocaram um afogamento do fundo de vale sob os depósitos de uma dissecção muito mais intensa. Eles foram seguidos de dois períodos de fitoestabilidade, dos quais um é o atual. A dinâmica se caracteriza, portanto, por uma incisão do leito menor do curso d'água, que tem por efeito restringir as superfícies inundáveis e, assim, permitir a pedogênese sobre as acumulações anteriores.

A forte amplitude das oscilações de descarga favorece o solapamento nos períodos de subida das águas. Árvores são desenraizadas e tombadas no leito. Elas aumentam a turbulência e provocam muitas vezes a formação de nichos de turbilhonamento que fazem chanfraduras nas margens. A vazante, por seu lado, dá origem a numerosos furos semicirculares nas aluviões argilo-arenosas, que ficam saturadas durante a submersão. A pressão hidrostática desempenha importante papel nesse fenômeno. Em geral, ele forma nichos semicirculares. Deles resultam pacotes escorregados ou uma pequena língua, lavados, na maioria das vezes, por ocasião das vazantes.

Esse tipo de evolução do controle climático caracteriza as regiões neogenas, situadas bem longe do Amazonas, que não tenham sido afetadas pela regressão pré-flandriana. Ele gerou um tipo especial de leitos com meandros, do qual falaremos adiante.

Ao longo dos grandes coletores andinos as oscilações climáticas se manifestaram de maneira diferente. Os períodos frios foram caracterizados por um aumento dos depósitos detríticos de montanha por causa, principalmente, de uma instabilidade climática mais acentuada. Apesar do vigor da dissecção, os vales andinos são ocupados por enormes terraços cujo material foi acumulado no período frio. Uma parte dos resíduos migrou, entretanto, para jusante e atingiu piemontes mais ou menos longínquos. Esses depósitos foram produzidos durante os períodos de regressão glacioeustática, sobretudo durante a regressão pré-flandriana.

O aumento dos depósitos longitudinais, de um lado, e a tendência à incisão regressiva, de outro, são fenômenos antagônicos. O ponto dos cursos d'água em que a incisão regressiva levou vantagem sobre a acumulação progressiva está mais ou menos afastado do Atlântico, conforme o caso. A tectônica interfere ainda com esses dois fenômenos: as regiões que sofreram subsidência desempenham o papel de armadilhas de sedimentos. No rio Negro uma barreira estrutural a montante, que deteve a sedimentação progressiva, e uma fossa tectônica, funcionando como armadilha de sedimentos, somaram os seus efeitos para provocar um *deficit* considerável de aluviões. Nada de semelhante ocorreu no Solimões que colmatou bem a sua depressão de ângulo de falha.

Examinemos agora, mais particularmente, os efeitos das oscilações glacioeustáticas do nível marinho.

2.º — As oscilações glacioeustáticas do nível marinho:

Sua importância é especialmente grande no Amazonas e seus principais afluentes, em virtude da combinação de três fatores:

— A grande extensão, ao longo dos cursos d'água, das formações neogenas que foram facilmente entalhadas.

— Os débitos elevados dos cursos d'água.

— O fraco declive do dreno principal: em Manaus o Amazonas está somente a 25 metros de altitude, e cerca de mais de 1.000 km do Atlântico.

Sobre toda a parte inferior da rede hidrográfica a regressão pré-flandriana avantajou-se sobre os efeitos climáticos. O aumento da carga dos cursos d'água não impediu uma incisão regressiva. É verdade que o gradiente do Amazonas, entre Manaus e o oceano, foi quase multiplicado por quatro. É também verdade que o Neogeno quase só fornece materiais facilmente mobilizáveis, bastante pequenos para serem evacuados mesmo com gradientes fracos. Uma incisão abaixo da cota atual dos leitos menores ocorreu no Solimões até a montante da confluência do Japurá; no rio Negro até o rio Apuaú, inclusive; no Madeira até uma centena de quilômetros para jusante de Porto Velho. No estrangulamento de Óbidos o fundo do leito do Amazonas se aproxima da cota — 80 m. No lago terminal do Tapajós uma sondagem acusou — 70 m.

Ao longo de todos esses elementos da rede hidrográfica uma incisão pré-flandriana entalhou o fundo dos leitos mais profundamente do que seria possível, em função do nível marinho atual. Os pequenos afluentes locais cavaram, por seu turno, em função do nível de base local de suas embocaduras na artéria principal.

Por ocasião da transgressão flandriana houve, simultaneamente:

— Subida muito rápida do nível marinho, diminuindo consideravelmente o gradiente dos cursos d'água.

— Mudança climática que se caracterizou por uma fitoestabilização, com redução maciça da carga aluvial. Este último fenômeno afetou diversamente os diferentes ramos da rede. Alguns, como o Solimões ou o Madeira, e como o Japurá, continuaram a receber grande volume de material sólido dos Andes. Não foi o caso do rio Negro ou dos pequenos afluentes que drenam exclusivamente o Neogeno da hiléia amazônia.

Daí resultaram situações diferentes, que vieram diversificar ainda mais, em certos casos, o jogo dos movimentos tectônicos. Eis as principais:

a) Os vales com *deficit* aluvial, cuja carga foi insuficiente para equilibrar a subida do nível de base (Fig. 1). Encontra-se aí toda uma série de casos, passando gradualmente de uns para os outros:



Fig. 1: Uma ria fluvial, na margem direita do Amazonas, perto de Juriti (clichê JT CDXXXIV-22). Vista tomada de uma altitude de cerca de 10.000 metros.

A direita os diques marginais de um braço do Amazonas que barram uma pequena ria. Adiante, no centro da foto, grande ria (lago Grande de Juriti) entalhando o Neogeno, digitada, com clareiras abertas nas margens. Nota-se claramente que se trata de um vale afogado.

— O caso extremo é o dos vales com depósitos mecânicos praticamente nulos. Eles foram afogados e formam espécies de rias fluviais.⁴ Um espelho d'água recobre aí o sopé das vertentes íngremes que o dominam, à semelhança das falésias estuarinas. No seu extremo de montante os depósitos foram insuficientes para permitir a construção de um delta. Uma espécie de estirâncio anfíbio se inunda, quando as enchentes do vale principal barram o afluente e fazem subir as águas. Ele fica emerso, pelo contrário, por ocasião das estiagens. Como nos estirâncios marítimos, os canais aí desenham meandros. Esse tipo é muito freqüente nos afluentes que drenam o Neogeno, à beira dos grandes cursos d'água. Algumas dessas rias são imensas, como a do Tapajós, perto de Santarém. Mas aqui parece que estamos em presença de uma fossa de afundamento. Outros lagos são também guiados, ao que parece, pela tectônica, como os lagos Piorini, Anamá e Badajós, na margem esquerda do Solimões. Não parece ser esse o caso do lago Tefé, cujas dimensões são respeitáveis.

— Um caso menos extremado é o de afluentes, assim supercavados, dispondo, entretanto, de certa carga sólida. Eles puderam construir acumulações deltaicas nos lagos do seu curso inferior. Aqui também a tectônica intervém, às vezes, para comandar a profundidade e os contornos do lago, como no caso do baixo rio Negro. Na mesma categoria, sem uma influência tectônica revelada, se coloca o baixo Trombetas, cuja carga sólida provém dos monoclinais paleozóicos e das savanas de certas partes do escudo Guiano.

— Um caso ainda mais afastado das rias é o do Amazonas, na região a montante de Santarém. A incisão pré-flandriana foi forte. Vastas superfícies inundáveis retêm as aluviões provenientes dos Andes e do seu piemonte. Desse modo, o material que pôde chegar até aqui, desde

⁴ Essa denominação foi utilizada por P. Gourou, "Observações geográficas na Amazônia", *Rev. Brasil. Geogr.*, 1949.

que foi realizada a fitoestabilização, é pouco abundante. Ele é por demais escasso para compensar totalmente a nova ascensão do nível de base. Daí resulta uma hipertrofia das grandes bacias, fracamente colmatadas, nas quais se edificam deltas adventícios e frontais. As divagações são frequentes nessas condições e aparecem numerosos braços abandonados, ladeados de diques marginais que só aparecem nas águas baixas e que ficam submersos nas bacias por ocasião das inundações. É possível que essa paisagem anfíbia seja também característica e também extensa, em virtude de uma tendência regional à subsidência. Não possuímos, entretanto, nenhuma prova direta para fazer tal afirmação.

b) Os leitos entulhados em acumulações aluviais aqui aparecem igualmente em vários subtipos. Mas, de maneira geral, esses vales são encontrados aonde o encaixamento provocado pela regressão flandriana foi fraco, quicá nulo, e onde a influência das oscilações climáticas é predominante.

— Os vales com terraços climáticos, como o do rio Tarauacá, são uma variedade deles. Somente estudos detalhados no solo permitem estabelecer a existência desses terraços climáticos, que não podem ser distinguidos nos mosaicos de radar. Em compensação, os meandros cuja origem explicamos e as diversas incisões das margens, que têm por efeito acelerar a sua migração, dão um tipo de leito característico, de meandros hipercontornados, com numerosos vestígios de traçados transversais, acompanhado de meandros abandonados.

— Terraços climáticos equivalentes aparecem também ao longo dos grandes cursos d'água provenientes dos Andes, como o Solimões, o Içá, o Japurá (Caquetá, na Colômbia). As diferenças de altitude são fracas, sobretudo se comparadas à amplitude das variações de cota das águas entre o auge da enchente e o mínimo da vazante. Mas diversas características permitem identificá-los, mesmo nos mosaicos de radar. Muitas vezes a dinâmica do rio mudou de um período para o outro, passando, por exemplo, de um regime de canais anastomosados a um regime de meandros, ou vice-versa. O terraço baixo, muitas vezes ainda inundável, foi dissecado e sulcado de pequenos vales antes que se depositassem as acumulações recentes. Alguns desses pequenos vales formam rias barradas pelos diques marginais dessas acumulações.

— Os vales quase entulhados à medida que a transgressão flandriana se processava. Eles se encontram nos grandes rios, a jusante do setor precedente. Com efeito, em certo trecho de transição, tanto mais desenvolvido porquanto não estava submetido a um lento abaixamento tectônico, os depósitos foram suficientes para compensar a subida do nível de base local. Na realidade, além dos materiais que chegavam da região andina, eram fornecidas aluviões, devido à tendência climática ao entalhamento dos entulhos do último período frio e pelo solapamento das margens. Esse é o caso do Solimões inferior e do Amazonas logo abaixo de Manaus.

— Alguns cursos d'água locais reagiram de maneira equivalente. Os seus mantos aluviais do período frio descem mais rapidamente águas abaixo que o seu leito atual, porque eles foram construídos num período de baixo nível marinho. A partir de um certo ponto, o fundo do vale é formado por nada mais que um só entulhamento heterocrônico, onde não é mais possível distinguir terraços. Na maioria das vezes, as migrações aceleradas de meandros, mencionadas acima, multiplicam aí os retalhamentos. A altura relativa desse entulhamento heterocrônico diminui progressivamente para jusante, de tal modo que se torna inundável, o que facilita ainda mais as divagações e os retalhamentos de

meandros. Ele acaba mergulhando, por intermédio da zona anfíbia acima descrita, sob os lagos de rias barrados pelos diques marginais de aluviões do curso d'água principal. Essa é outra demonstração da deposição desses mantos aluviais durante os períodos de regressão.

Toda essa evolução vai ao encontro da estimativa feita pelos técnicos do Projeto RADAMBRASIL. Segundo eles, a instalação da hiléia na Amazônia central remontaria a cerca de 12.000 anos. O Prof. Segadas Viana⁵ concorda com esta estimativa. A hiléia seria, portanto, ligeiramente anterior ao início do Holoceno e coincidiria mais ou menos com o Alleröd. Nessa época o nível marinho estava ainda muito baixo, por volta de —80 m. O essencial da transgressão flandriana ocorreu então em condições de fitoestabilização que gerou um sistema morfogenético sensivelmente análogo ao atual. Isso corresponde bem ao que se pode concluir do que acabamos de expor.

Essa evolução permite compreender os diversos tipos de leitos observáveis na Amazônia brasileira. Vamos agora apresentar alguns exemplos característicos.

II — APRESENTAÇÃO DE EXEMPLOS CARACTERÍSTICOS

A principal originalidade da Amazônia brasileira é o grande desenvolvimento dos *leitos de fundo móvel*, isto é, leitos cuja geometria pode modificar-se rapidamente para responder às características do escoamento. Essa expressão, tradicional em hidráulica, não é perfeitamente correta, porque as margens também, e não somente o fundo, se adaptam às variações de descargas. As formações móveis do Neogeno, nas quais se estabelece a maioria dos cursos d'água, estão na origem dessa particularidade. Multiplicaremos, por isso, os exemplos de leitos pertencentes a essa categoria.

Antes, porém, de apresentá-los, descreveremos um caso característico de leito com rápidos instalados num escudo: o do alto Madeira.

A — UM CURSO D'ÁGUA COM RÁPIDOS NO ESCUDO: O MADEIRA, A MONTANTE DE PORTO VELHO

A disposição estrutural da Amazônia torna relativamente raros os cursos d'água com rápidos sobre um escudo, os quais são, pelo contrário, freqüentes na África e, como tais, escolhidos como tipo clássico de leitos tropicais. Eles são encontrados apenas na periferia da Amazônia central e oriental, onde o escudo metamórfico dos embasamentos brasileiro e guiano foi desnudado. Tomaremos como exemplo o Madeira, porque pudemos combinar, a seu respeito, o estudo dos mosaicos de radar, o exame do terreno e as observações de reconhecimento aéreo de baixa altitude. Os elementos disponíveis permitem reconstituir a evolução morfogenética que levaram à formação dos rápidos.

1.º — Morfogênese regional

O escudo pré-cambriano é formado de séries sedimentares metamorfizadas em gnaisse, com intrusões graníticas, pelo menos em parte pós-tectônicas e, por isso mesmo, maciças. Essas intrusões graníticas

5 Comunicação verbal feita por ocasião de uma conferência no Projeto RADAMBRASIL.

são, muitas vezes, mais resistentes que os gnaisses envolventes e ficaram expostos em morros rochosos residuais ("pontões").

Sobre o escudo, nas proximidades do Madeira, encontram-se duas formações sedimentares discordantes:

— A formação Palmeiral, do pré-Cambriano superior, conservada unicamente em bacias sinclinais. Ela se caracteriza por uma heterogeneidade mecânica muito grande. Lateralmente, por alguns quilômetros, a mesma camada passa de uma formação arenosa móvel a um arenito, e depois a um quartzito sedimentar ou a um leito de seixos apenas consolidado e, deste, a um conglomerado fortemente cimentado.

— A formação Barreiras (ou Solimões), também detrítica, porém móvel, constituída de depósitos argilo-areno-limosos, tendo, em alguns lugares, lentes de seixos e, raramente, horizontes centimétricos de arenito ferruginoso. O Neogeno enche as depressões do substrato. Ele aparece nos cortes da estrada Porto Velho-Abunã, em várias dezenas de quilômetros para o sul de Porto Velho. A oeste do Madeira, na estrada Abunã-Rio Branco, o escudo mergulha rapidamente sob o Neogeno, no qual as argilas constituem parcelas crescentes para oeste.

Os rápidos do Madeira se localizam, portanto, na borda de um escudo sobre o qual subsistem resíduos da cobertura. O caráter principal da litologia é a heterogeneidade que permite tanto uma remoção diferencial nas formações de cobertura desigualmente consolidadas como uma alteração diferencial do escudo (morros rochosos graníticos).

A evolução morfogenética favoreceu a exploração dessa heterogeneidade litológica.

Com efeito, a presença de seixos, alcançando às vezes 10-15 cm de comprimento na formação Palmeiral, indica que havia um relevo bastante acidentado no momento em que ela se depositou. Ela não fossiliza um aplainamento, mas, ao contrário, uma topografia diversificada. Uma parte dos relevos residuais ao S e a SE de Porto Velho parece exumada da formação Palmeiral. O mesmo acontece com certas protuberâncias do escudo que geram os rápidos do Madeira.

A formação Barreiras é descontínua e preenche as depressões pre-existentes. Ela termina por uma superfície de aplainamento constituída de *glacis* coalescentes que permitem falar de pediplano, por assim dizer. Nas partes baixas uma couraça ferruginosa recobre o topo do Neogeno. Ela é bem visível da estrada Abunã-Rio Branco e ao sul de Porto Velho. O endurecimento não é maciço e afeta massas descontínuas, formando leitos de descamação cercados de seixos. Ele é, entretanto, suficiente para armar um planalto de 110-130 m de altitude, debruado por uma vertente íngreme, que alcança trinta graus, de perfil côncavo. Sobre essa encosta, blocos de couraça, com um metro ou mais de diâmetro, pedregulho e seixos ferruginosos deslisaram e se acumularam em espessuras que podem atingir 4-5 m. Os produtos ferruginizados, acumulados no sopé dessas bordas de planalto, balisam *glacis* mais recentes, sobre os quais aparece, aqui e acolá, uma nova cimentação embrionária pelo hidróxido de ferro. Parece que essa evolução registra as oscilações climáticas sucessivas, produzidas desde o Vilafranquiano.

Os *glacis* com couraças do final do Barreiras, ou ligeiramente pós-Barreiras, são uma etapa maior da morfogênese regional. É na superfície deles que se organizou a rede hidrográfica atual.⁶ A couraça, como de regra, foi gerada por oscilações climáticas. Períodos mais secos per-

⁶ Lembraremos a existência de couraças semelhantes nas margens do vale do Amazonas, perto de Obidos.

mitiram um truncamento dos solos e o endurecimento em concreções, pela recristalização do ferro, manchas e concentrações de ferro do horizonte B, depois o retrabalhamento dessas concreções e sua concentração por eliminação do material intersticial. O exame das concreções nos fornece a prova: muitas delas apresentam uma córtex de películas sucessivas de hidróxido bem diferente da sua parte central. Posteriormente, nas depressões inundáveis foi depositado ferro em solução pelos cursos d'água. Ele se oxidou e foi precipitado sob a forma de hidróxidos, por ocasião dos períodos de vazante que provocaram uma baixa do teto do lençol d'água subterrâneo. O fraco teor de ferro do Neogeno torna, de fato, obrigatórios os depósitos aloenéticos para que a formação da coureça tenha sido possível.

Mas os *glacis* do final do Barreiras são de natureza variada. Em alguns lugares, como no caso que acabamos de descrever, trata-se de cones de dejeção; em outros lugares, são *glacis* de desnudação estabelecidos sobre a rocha *in situ*: o escudo e a cobertura sedimentar antiga. Ao pé dos restos de arenito da serra dos Pacaás Novos tais rampas, muito desenvolvidas, são revestidas de coluviões arenosas e, ademais, truncam a rocha: arenito, gnaiss, granitos. Eles são dominados por relevos residuais, formados pelos núcleos mais resistentes desses diversos materiais.

2.º — Gênese das corredeiras

Desde o Vilafranquiano a evolução do Madeira se caracteriza por uma tendência geral para o encaixamento, interrompida por fases de acumulação comandadas por certas oscilações climáticas. O entalhamento que se efetuou a partir da superfície dos *glacis* pós-Barreiras se fez acompanhar de superimposições num material heterogêneo, pelos motivos seguintes:

- mudanças laterais de fácies no escudo e na formação Palmeiral;
- relevos fossilizados, tanto pela formação Palmeiral quanto pelo Neogeno.

Durante os períodos secos uma fitostasia menor permitiu a mobilização das formações superficiais pela erosão pluvial e pelo escoamento superficial. Os elementos finos foram transportados para longe, em suspensão. A fração arenosa e uma parte do limo foram detidos no caminho, colmatando os vales secundários que foram transformados em fundos rasos característicos (exemplo: região a leste de Porto Velho, especialmente nas savanas vizinhas do Igarapé Preto). Esses materiais serviram também para construir os entulhamentos ao longo dos cursos d'água mais importantes, particularmente no Mamoré, perto de Guajará-Mirim. Produziram-se também superimposições a partir desses entulhamentos, por ocasião das fases de encaixamento.

Enfim, mesmo durante os períodos mais secos e mais frescos, as condições reinantes nos fundos dos vales sempre permitiram o prosseguimento da alteração. Esta sempre se beneficiou da umidade permanente e da renovação da água, resultante das trocas com o curso d'água vizinho. Uma alteração importante afetou as rochas nas beiras dos cursos d'água. Lá, onde elas eram suficientemente fissuradas ou estratificadas para permitir a circulação da água, foram alteradas em profundidade, abaixo da cota do rio (Fig. 2). Daí resultou um amolecimento que facilitou o encaixamento do leito, sempre que havia tendência morfogênica para o entalhe. Mas essa alteração revestiu-se de um aspecto diferencial, principalmente no escudo. Ela não afetou as massas compactas que formaram núcleos residuais, os quais foram destacados



Fig. 2: Corredeiras do Mamoré a cerca de 45 km para jusante de Guajará-Mirim. Foto tirada para W (clichê JT CDXXXIV-36).

O Mamoré corre sobre a superfície de aplainamento pós-Barreiras e desbasta aqui as protuberâncias da frente de alteração nos gnaisses. Daí resultam escolhas que são formas de debastamento. No fundo o leito se divide em vários canais, entre volumes residuais maiores, que formam ilhas florestais. Esse leito é de tipo muito freqüente nos escudos da África ocidental florestal.

dos alteritos encaixantes. Uma tal evolução é muito nítida no leito do Madeira e no curso inferior do Abunã, perto da balsa da estrada para Rio Branco. Nas vazantes emergem barras graníticas, modeladas em dorso de baleia e em bolas colocadas na superfície do rio. São verdadeiras *formas de descalçamento*, características de uma rocha com diáclases espaçadas. O descalçamento foi realizado aqui pelos cursos d'água no seu leito. Nas cheias os dorsos de baleia e as concentrações de matacões, dispostos quase perpendicularmente ao curso do rio, formam obstáculos ao escoamento e provocam a formação dos rápidos.

Outros rápidos semelhantes se formaram no topo do escudo, uma vez que a incisão atingiu a base do acolchoamento neogeno discordante. Mas como o escudo foi desnudado mais recentemente, a alteração dispôs de menos tempo e está, por isso, menos avançada. Os matacões estão mais ou menos claramente modelados; os dorsos de baleia também. Conforme a sua maior ou menor antiguidade, esses rápidos se caracterizam por formas de detalhe com os ângulos mais desgastados ou com arestas mais vivas. As paredes das fissuras que guiam o entalhamento estão mais frescas quando a separação é mais recente. Elas são retocadas e passam a formas desgastadas quando é mais antiga. Todas as variedades de transição existem.

Por fim, outros rápidos são gerados no leito do Madeira pelo afloramento de bancos fortemente consolidados da formação Palmeiral.

Tornamos a encontrar nos rápidos do Madeira os mecanismos já há muito evidenciados na África ocidental: os processos de meteorização são unicamente bioquímicos e levam a uma alteração diferencial. Eles são fortemente guiados pela circulação da água e, portanto, pela fissuração. O curso d'água efetua essencialmente uma varredura dos materiais móveis. Exerce uma abrasão (erosão, no sentido próprio do termo) muito reduzida, porque ele praticamente não transporta seixos, sen-

do sua carga fornecida pelos alteritos cuja fração mais grosseira é a arenosa e é carreada em suspensão turbilhonar, por ocasião das enchentes. Traduzindo-se as oscilações climáticas pela construção de terraços, multiplicaram-se os fenômenos de fossilização, de exumação e de superimposição nos leitos. As corredeiras exibem vestígios deles.

B — LEITOS COM MEANDROS

Numerosos cursos d'água da Amazônia brasileira se caracterizam por um desenvolvimento muito grande dos meandros. Eles são encontrados na região terciária do sudoeste, desde o Acre até o rio Solimões. Todos eles correm sobre fundos de vales aluviais dominados por vertentes entalhadas no Neogeno. Mas nessa região, onde os meandros predominam, alguns rios não têm meandros ou só os descrevem em curtos trechos. Não encontramos explicação para essas diferenças.

1.º — Aparecimento dos meandros:

Nas bacias em que os meandros constituem a regra, eles não existem na parte superior dos vales.

No Terciário fortemente dissecado aparecem sucessivamente os seguintes tipos de vales e de leitos:

a) Incisões em forma de V, vigorosas, são bem visíveis nos mosaicos de radar, por causa do fraco ângulo de incidência⁷ das ondas. Elas são muito ramificadas e testemunham condições de escoamento superficial intenso, que reinaram por ocasião dos períodos secos, quando se produziu essa dissecção. Os traçados desses vales são muito cheios de cotovels, de formas angulosas, sem meandros.

b) Vales de fundo chato que aparecem, em geral, junto a uma confluência, quando, nos mosaicos de radar, se verifica que o curso d'água é de 4.ª ordem. Fica-se então de 3 a 5 km do início do encaixamento. A ordem elevada alcançada no final de uma distância tão curta é um índice demonstrativo da finura da dissecção e, portanto, indiretamente, das condições do brutal escoamento superficial, reinante por ocasião dos períodos em que ela se produziu.

Nesses vales de fundo chato os depósitos provenientes das vertentes eram bastante abundantes para darem origem a um entulhamento que justamente moldou a sua forma característica. Hoje em dia, um clima diferente, uma intercepção maior das precipitações pela vegetação fazem com que os escoamentos sejam menos violentos e, provavelmente, os auges de enchentes menos abundantes. De qualquer maneira, as águas se instalam atualmente na floresta e quase não chegam a fazer um leito bem calibrado encaixar-se no entulho. A sua carga mineral sólida é quase nula. Esses cursos d'água são igarapés, que nos mosaicos de radar ficam escondidos sob a abóbada florestal.

c) Depois de percorrida uma distância de 20 a 30 km a partir da origem do encaixamento, aparece um leito nos mosaicos de radar. Como estes foram sempre tirados em épocas de vazante, trata-se de um *leito menor*. Assim, acontece sempre que o leito menor se torna bastante largo para que o manto florestal não o possa mais esconder inteiramente. Seria necessário, para melhor a utilização dos mosaicos de radar, deter-

⁷ De acordo com o uso, o ângulo de incidência deve ser medido a partir da horizontal, no caso das ondas de radar.

minar-se esse limite de percepção no terreno. Realizado esse controle, os mosaicos poderiam então servir para recensear e cartografar os leitos de rios, por classes de largura.

Esses leitos, identificáveis nos mosaicos, aparecem quando o curso d'água pertence pelo menos à ordem 4, mais comumente quando ele é da 5.^a ordem. Eles não desenham meandros, mas apenas sinuosidades irregulares. São mal calibrados, com difluências das quais resultam braços que se reúnem logo adiante. Não se trata, porém, de nenhum modo, de canais anastomosados. Não há, praticamente, carga aluvial. Essas irregularidades denotam somente cursos d'água que dispõem de uma energia excessivamente reduzida para arrumar o seu leito e que se adaptam passivamente aos obstáculos nele encontrados e de encontro aos quais eles se repartem.

d) Somente a contar de 40-50 km da cabeça da incisão aparecem os meandros. A largura do fundo de vale chato alcança aí pelo menos 1 km. A amplitude dos meandros é inferior à metade, de maneira que os meandros ocupam somente uma parte dela.

Gradativamente os meandros vão se tornando cada vez mais característicos:

— Desde logo, meandros nítidos, de amplitude irregular, aparecem entre curtos trechos que desenham apenas sinuosidades pouco típicas;

— Depois os meandros se sucedem sem interrupção, alguns deles sendo muito contornados, de tipo compósito;

— Finalmente, os meandros muito contornados, complexos, tornam-se freqüentes e aparecem, ao lado do leito menor, traços de meandros abandonados que se tornam bem visíveis no mosaico de radar pela existência de pântanos em forma de crescente e pela interrupção da mata nesse local.

2.^o — Dinâmica dos meandros

Todos os cursos d'água importantes se caracterizam quando descrevem meandros, por uma hipertrofia destes. Eles desenham argolas compostas, com diversas curvaturas sucessivas de sentido diferente, e muitas vezes também com raio diferente. A calibragem do leito é irregular em muitos casos, com hérnias. Os meandros abandonados, em diversos graus de colmatagem, são numerosos nas bordas do canal principal. Tais caracteres denotam uma grande instabilidade dos meandros, uma dinâmica particularmente ativa. Eles podem ser observados ao longo dos grandes cursos d'água, notadamente no Juruá, desde um ponto a montante de Porto Walter até sua embocadura no Solimões; no Purus e seus afluentes: Tarauacá, Envira, Acre, Iaco, Ituxi; no rio Javari e seus tributários (Fig. 3).

Esses meandros hipertrofiados se desenvolvem, portanto, quer em regiões parcialmente devastadas ao longo dos cursos d'água, como no Juruá, no Acre ou no Purus, quer nas imensidões totalmente desertas, como na rede do Tefé, no Iaco, na bacia do Javari. O homem quase não influi na sua gênese. As nossas observações sistemáticas de reconhecimento aéreo a 50 m de altitude e o percurso de canoa num trecho do rio Tarauacá e seu afluente Muru, nos permitiram identificar os mecanismos que lhe dão origem (Fig. 4 a 6).

Inicialmente, eis o quadro em que eles evoluem: esses meandros estão associados ao encaixamento holocênico nos entulhamentos de fundos de vales sedimentados durante o último e o penúltimo período seco. O aparecimento de meandros por ocasião da incisão de um entu-

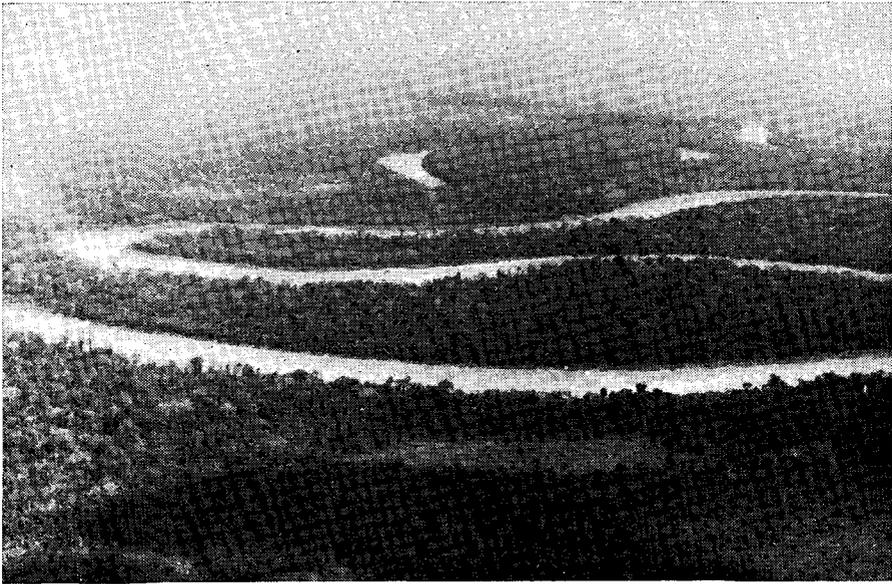


Fig. 3: Meandros muito bem contornados e meandros seccionados no rio Juruá, mais ou menos à meia distância entre Ipixuna e Eirunepê JT CDXL-27). Mosaico SB 19-Y-A. Devastações muito raras. No fundo braços mortos de meandros seccionados. Adiante o Juruá: notar o alongamento muito forte do leito por causa dos meandros, o torneamento das voltas, a estreiteza dos pedúnculos da margem convexa.



Fig. 4: Meandro recentemente seccionado no rio Itacuai (mosaico SB 19-B). Clichê JT CDXLI-3A. A colmatagem do meandro abandonado apenas se inicia. Notar a turbidez mais forte do rio Itacuai (águas mais claras na fotografia) na cheia, e as águas mais escuras do meandro, cores devido à matéria orgânica e aos ácidos húmicos. As águas "brancas" do canal decantam uma parte da sua carga na entrada do braço morto, o que pouco a pouco acentua a soleira, a qual, em seguida, emerge.

lhamento climático é muito freqüente: podem ser observados em numerosos cursos d'água da bacia de Paris. Resulta da mudança de regime dos cursos d'água, que leva a uma concentração do escoamento num canal único, consecutivo a canais divagantes. Os tipos de estratificação observados nas margens, perto de Tarauacá, assim o confirmam para essa região.

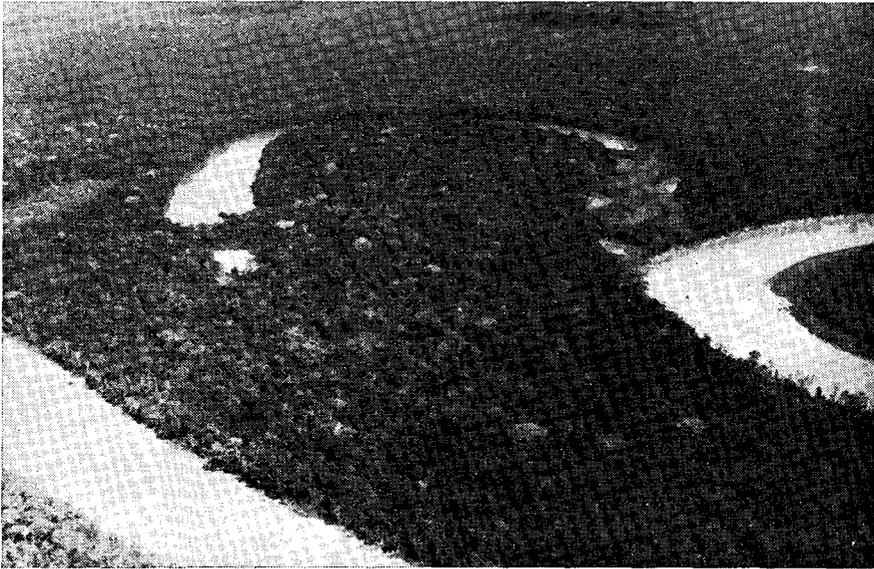


Fig. 5: Seccionamento de meandro, aparecimento de uma soleira isolando o braço morto do canal: Juruá, borda do mosaico SB 19-Y-A (clichê JT CDXL-26). Estágio imediatamente posterior da seqüência. Um tampão se formou na extremidade do braço morto do meandro seccionado, no contacto do leito do Juruá. Formado de limo e ainda pantanoso, ele fica submerso por ocasião das enchentes e apresenta uma vegetação característica de árvores caducifólias, a qual aparece clara na fotografia (e nas imagens de radar).



Fig. 6: Colmatagem de um braço morto de meandro abandonado pela vegetação palustre, no Juruá, a montante de Ipixuna (mosaico SB 19-Y-C) clichê JT CDXXXVIII-18. Estágio ainda mais avançado. A decantação, muito lenta, da carga e os materiais desmoronados dos antigos leitos permitem que plantas baixas, anfíbias, colonizem uma soleira, no centro da foto e no pé da margem convexa, um pouco mais longe.

É preciso, porém, levar em conta a hipertrofia dos meandros, associada à sua extrema instabilidade. Entram em jogo vários fatores, cujos efeitos muitas vezes se reforçam mutuamente:

a) O regime muito contrastado desses cursos d'água, caracterizado por enchentes elevadas, com rápida subida das águas. Em Ta-

rauacá a amplitude entre as águas baixas e as enchentes anuais é de uma dezena de metros. As enchentes inundam, ainda atualmente, uma parte do baixo terraço. A renovação do traçado dos meandros pelo extravasamento das águas por cima da margem convexa é assim facilitado (Fig. 7).

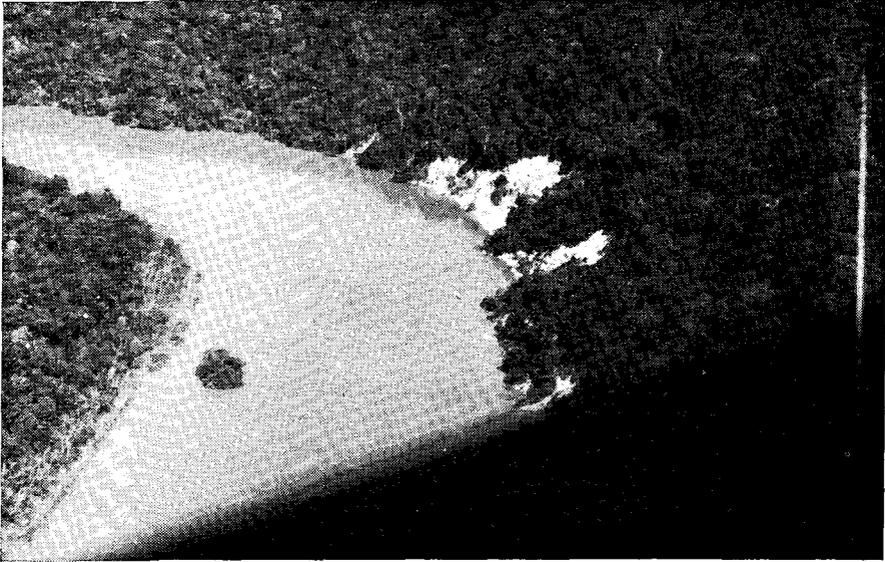


Fig. 7: Perfurações no Neogeno provocadas pelo solapamento de uma margem côncava do Juruá, um pouco ao N de 5.º S (clichê JT CDXLI-10A).

O Neogeno aqui é muito argiloso, de modo que quase todos os materiais fornecidos pela perfuração são transportados em suspensão, aumentando a turbidez do Juruá. A acumulação da margem convexa é essencialmente arenosa (os dois diques marginais mais recentes são colonizados por uma seqüência vegetal pioneira: primeiro, moitas; depois, árvores em forma de guarda-sol, bem reconhecíveis na fotografia). Ela é edificada apenas por uma pequena fração dos materiais mobilizados. Daí resulta um alargamento do leito menor, bem visível na foto.

Mas esse fator atua diferentemente, segundo as regiões. Ele é particularmente eficaz no Acre, devido à importância dos afloramentos argilosos, nos quais não há praticamente regime hipodérmico e onde o escoamento é violento e rápido por ocasião dos aguaceiros muito intensos que lá se produzem todos os anos. As enchentes-relâmpago que se registram então nas bacias secundárias são tão freqüentes que receberam uma denominação regional: *repiquetes*. Mas quando se desce o vale, as bacias ficam mais extensas, as velocidades de concentração diferem nos seus diversos ramos, os vales se alargam. Produz-se uma manutenção das enchentes e as particularidades do regime hidrológico se atenuam, restringindo o papel desse fator.

b) A mata ripária é outro fator, cuja influência pudemos apreciar em muitos lugares.

Em conseqüência da escassez de elementos minerais, fator ecológico fortemente limitante, a floresta amazônica, inclusive nos fundos de vales, tem raízes extremamente superficiais que lhe permitem reciclar os elementos minerais liberados por ocasião da decomposição dos restos vegetais, antes que eles tenham sido arrastados para fora do seu alcance. Quase não há raízes além de um metro de profundidade. Tal sistema radicular fixa mal as grandes árvores ao solo, as quais podem assim ser facilmente derrubadas. Aquelas que crescem nas margens dos rios caem freqüentemente no curso d'água, em conseqüência do solapamento (Fig. 8). Tendo 20 a 30 m de altura, os seus troncos barram o rio; formam um



Fig. 8: Nichos escavados pelos turbilhões provocados pela queda de árvores, sob efeito do solapamento, no braço do Juruá, perto de Carauari (mosaico SB 19-X-B), clichê JT CDXL-12.

obstáculo, provocam a formação de turbilhões que, por uma retroação positiva, aumentam o solapamento. Muito freqüentemente, logo a jussante da árvore caída, a margem é atacada por um turbilhão, cuja correnteza gira no sentido dos ponteiros do relógio, remontando assim, de encontro à margem, águas acima. Ele escava um nicho em arco de círculo, geralmente de 15 metros de diâmetro, corroendo o terraço inferior numa profundidade da ordem de 10 metros.

As margens limo-argilosas são as mais afetadas. Podem-se observar nelas, muitas vezes, nichos contíguos uns aos outros, numa distância de centenas de metros. Quando tais nichos corroem um estreito pedúnculo de margem convexa num meandro muito fechado podem acarretar um desabamento remodelando esse meandro.

c) As fortes variações de descarga acentuam os solapamentos das margens côncavas, com deslocamento do ponto de impacto principal da corrente, ao qual corresponde o solapamento máximo, em função da altura da água no leito menor. Esse mecanismo é geral e bem conhecido. Tende a fazer migrar regularmente os meandros, com acumulação de bancos de areia nos lobos convexos. O crescimento das margens convexas se observa especialmente bem na Amazônia, por causa das etapas sucessivas de vegetação que as balisam. Acontece que esses bancos da margem convexa são utilizados por culturas de vazante, que migram à medida que essa margem convexa se alarga. O abandono das culturas se traduz também por tipos sucessivos de formações vegetais pioneiras, notadamente uma fase de imbaúbas, em forma de guarda-sol bem reconhecíveis (Fig. 9).

A litologia intervém quanto ao aspecto da mobilidade das partículas. Quando o manto aluvial de fundo de vale, entalhado pelos meandros, contém muita areia, verifica-se um abandono de grandes quantidades de aluviões nas margens convexas e a migração dos meandros se efetua sem anomalias. Em compensação, quando esse manto é rico em limo, este, posto em suspensão, prossegue o seu caminho águas abaixo. O alargamento das margens convexas é bem inferior ao solapamento

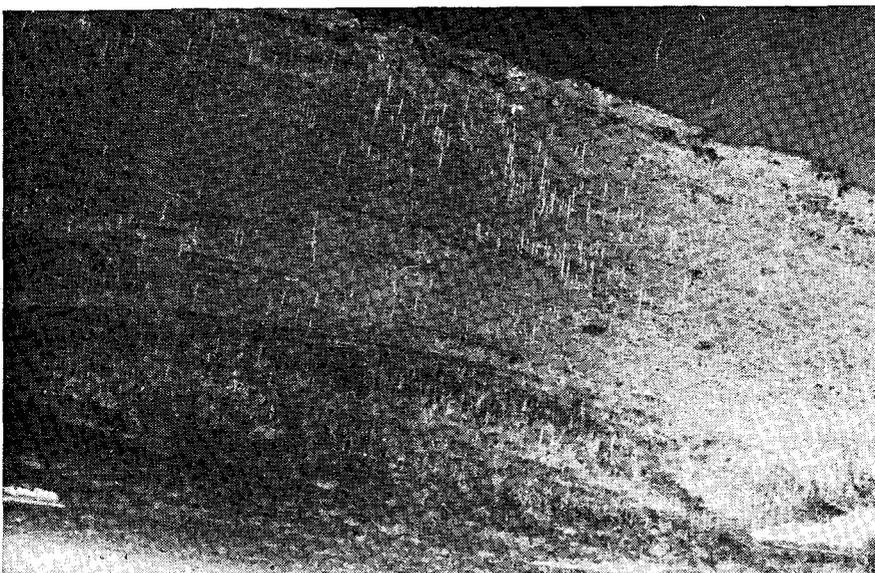


Fig. 9: Diques marginais da margem convexa de um meandro do Juruá, a 70 km para jusante de Eirunepê (mosaico SB 19-Y-B). Clichê JT CDXL-25.

Os diques marginais arenosos, muito pobres em minerais assimiláveis, são dificilmente recolonizados pela vegetação que é uma savana edáfica tendo algumas árvores caducifólias. Os antigos braços, mais profundos, alimentados pelos transbordamentos de águas turvas, por ocasião das enchentes e, portanto, mais ricos em minerais, são colonizados pela floresta umbrófila. Esses cordões florestais aparecem em revelo nas imagens de radar e poderiam ser confundidos com diques marginais, embora eles, ao contrário, estejam instalados sobre depressões entre os diques.



Fig. 10: Perfurações no leito do Muru, perto de Tarauacá (Acre). Clichê JT CDXL-4. Fundo de vale formado pelas acumulações dos dois últimos períodos secos, com material bastante argiloso. Nichos de perfuração de grandes dimensões, com séries de degraus, denotam um escorregamento rotativo.

das margens côncavas. O leito deixa de ser calibrado, com alargamentos feitos à custa dos solapamentos mais vigorosos. Esse é um fator de aceleração dos retrabalhamentos de meandros e de formação de meandros particularmente contornados.

d) São também provocados furos pelas fortes variações do débito.

Quando o curso d'água está na cheia produzem-se infiltrações laterais nas aluviões das margens que permitem a sua saturação desde que a duração da percolação seja suficiente, levando-se em conta a porosidade do material e a velocidade de transmissão. Na vazante ocorre uma pressão hidrostática dirigida para o curso d'água. Muitas vezes ela é suficiente para provocar um deslizamento em pacotes, às vezes do tipo rotacional. Em todos os casos esse deslizamento escava na margem nichos em arco de círculo, mas habitualmente pouco profundo (com alguns metros de flecha) (Fig. 10).

Esses furos afetam materiais variados:

— Areias que parecem permitir, muitas vezes, o jogo de mecanismos de tixotropia.

— Areias limosas e mesmo limos, desde que a duração da percolação seja suficiente, caso que ocorre mais freqüentemente no baixo curso, onde funciona a manutenção das enchentes.

Acontece que os nichos de furo sofrem um ravinamento sob o efeito das chuvas, por ocasião do prosseguimento da vazante.

Os furos, como os turbilhonamentos devidos a árvores abatidas, corroem as margens e permitem o seu rápido recuo, favorecendo o re-trabalhamento dos meandros. Uns e outros geram também anomalias de calibragem do leito menor.

C — CURSOS D'ÁGUA COM ACUMULAÇÕES ALUVIAIS

Para montante os cursos d'água foram pouco influenciados pelas oscilações glacioeustáticas do nível marinho. O encaixamento desencadeado pela regressão pré-flandriana termina e cede lugar a uma evolução comandada principalmente pelas flutuações climáticas. Os períodos frios aumentaram os depósitos andinos. Em virtude do menor encaixamento anterior, a transgressão flandriana teve apenas efeitos muito mais modestos que a jusante, onde o entalhamento era mais importante. Alguns cursos d'água dispunham de quantidades de aluviões suficientes para entulhar o fundo do seu vale quase tão rapidamente quanto se fazia sentir a transgressão. Os seus fundos de vales são ocupados por formas de acumulação, principalmente os diques marginais de aluviões bem desenvolvidos, aos quais estão associadas algumas pequenas depressões.

Esse tipo de entulhamento se encontra somente ao longo dos cursos d'água que podiam dispor de uma quantidade suficiente de aluviões. No Holoceno, em condições sensivelmente semelhantes às atuais, os materiais provenientes dos Andes que chegam até o Brasil são unicamente limos e argilas em suspensão. Eles contribuem para a colmatagem das depressões, mas não para a construção dos diques. Esta construção é alimentada por uma outra fonte de resíduos, mais grosseiros, arenosos. É o Neogeno que fornece a maior parte deles, graças ao solapamento de margens, às vezes acompanhado de grandes deslizamentos, como em Iquitos (Peru). A tectônica de blocos plioquaternária influi muito sobre a sua localização.

No Brasil os cursos d'água que dispuseram de uma carga arenosa suficiente para construir sistemas de grandes diques marginais, durante a transgressão flandriana, são: o Solimões, o Japurá (chamado Caquetá, na Colômbia), o Içá (Putumayo, na Colômbia), o rio Branco e o Madeira a jusante de Porto Velho. Não tivemos ocasião de estudar o Tapajós e o Xingu.

No Solimões a incisão desencadeada pela regressão pré-flandriana propagou-se muito longe para montante. Isso foi consequência da conjugação de débitos muito volumosos e da fraca resistência das formações neogenas ao entalhamento. Mas a sedimentação durante a transgressão flandriana foi suficientemente alimentada para colmatar o entalhamento anterior e construir, no seu lugar, uma planície aluvial com grandes sistemas de diques marginais e depressões de pequenas dimensões. Em compensação, nos afluentes locais, do tipo com meandros de planície aluvial, estudado acima, houve um *deficit* aluvial durante a transgressão. A extremidade inferior desses vales ficou afogada em estuários que são fechados, a jusante, por diques marginais do Solimões. Esse tipo de leito será estudado no parágrafo seguinte. Mas a sua localização nos permite marcar até onde, para montante, a incisão pré-flandriana foi significativa. No Solimões o Tefé termina por um vasto estuário. O Juruá é o primeiro afluente importante que não desemboca num vale supercavado e afogado.

A região de confluência do Solimões e do Japurá oferece um excelente exemplo dessas planícies de acumulação aluviais. Suspeitamos tenham ocorrido aí alguns movimentos tectônicos quaternários, mas o seu principal efeito parece ter sido o de provocar divagações do Solimões. Elas não impediram o Solimões de compensar, por um aluvionamento suficiente, a subida do seu nível de base nesse setor.

Os diques aluviais dessa região descrevem, em sua maioria, laços de meandros muito característicos. São diques marginais de lobo convexo. Um bom número de canais antigos ficam ainda afogados nas vazantes e aparecem em negro no mosaico de radar. Outros são divididos em segmentos pela colmatagem, formando um rosário de depressões inundadas. As vezes crescem árvores nos antigos leitos, onde elas se beneficiam de melhor alimentação mineral, graças à circulação da água durante as enchentes. Ao contrário, nos bancos aluviais arenosos, um pouco mais elevados, aonde as enchentes não desempenham esse papel, a vegetação é de savana. Ela aparece nos mosaicos com uma tonalidade muito mais clara, por ser ela mais reflectante do que a folhagem das árvores que devolve uma radiação difusa. A sua textura é muito mais fina e mais regular, enquanto que a da floresta é mais grosseira.

As matas ciliares que balisam os canais antigos, ainda utilizados pelas enchentes, aparecem em relevo na imagem de radar, porque a borda da floresta forma uma espécie de muro, exagerado pela hiperestereoscopia resultante do pequeno ângulo da varredura. As acumulações aluviais são assim claramente aparentes nos mosaicos. É preciso, contudo, ter cuidado para não se fazer uma falsa identificação, e considerar que as matas ciliares que aparecem em relevo acompanham os diques mais elevados. Geralmente acontece o inverso: elas ocupam depressões não profundas demais entre os diques.

O traçado dos meandros que funcionaram durante a acumulação é muito claro. Um regime de extrema instabilidade reinou durante toda a construção dessa planície aluvial entre o Japurá e o Solimões. As divagações dos meandros varreram todo o espaço situado atualmente entre os dois rios. Ora, estes hoje em dia não descrevem meandros típicos no setor. Alguns esboços de meandros, isolados, são pouco característicos. As curvaturas são irregulares, ilhas aluviais aparecem no meio do canal, as curvas não desenham anéis suficientemente fechados. Final-

mente, sobretudo no Solimões, o calibre desses esboços de meandros é muito maior que o dos meandros típicos da planície aluvial.

Houve, portanto, uma alteração da dinâmica entre o período de entalhamento contemporâneo da transgressão flandriana e o período atual, posterior à transgressão (pós-Dunkerquiano). Atualmente os únicos meandros típicos ativos são os de um braço do Japurá que desemboca no Solimões a montante do braço principal. Eles apresentam traços de recortes muito recentes. Grande parte dos diques de margens convexas corresponde aos meandros atuais. Ora, o calibre desses meandros difere pouco dos da planície aluvial entre o Japurá e o Solimões. Podemos daí concluir que, por ocasião da construção dessa planície, os dois cursos d'água se dividiam em vários braços cada um, todos eles descrevendo meandros muito instáveis. A subida do nível de base, por efeito da transgressão, dando início à acumulação, favoreceu, evidentemente, tanto a formação de meandros quanto às divagações dos canais.

A jusante de Tefé a colmatagem correlativa da transgressão flandriana é de tipo diferente. Observa-se o seguinte:

— Na margem esquerda do Solimões, diques de grandes meandros, cujas margens côncavas formam entalhes no platô terciário. De acordo com o seu calibre, esses meandros foram modelados por um curso d'água da importância do Solimões. Uma fase de entalhamento seguiu-se à deposição de seus diques marginais. Ela teve como consequência permitir a incisão de depressões alongadas, de bordas recortadas por pequenos vales, que são atualmente afogados e ocupados por lagos semelhantes aos estuários terminais dos pequenos afluentes. Eles alcançam até uma dezena de quilômetros de comprimento e bem um quilômetro de largura.

É legítimo atribuir-se essa incisão ao entalhamento provocado pela regressão pré-flandriana. Nesse caso, os diques dos meandros seriam um terraço anterior ao último período seco (contemporâneo da regressão).

— Esses lagos alongados são fechados, ao S, por uma acumulação de pequenas bacias de decantação numa depressão utilizada por um canal de vazante. Trata-se de uma região distal de menor colmatagem.

— Finalmente, na borda do Solimões, além da depressão precedente para o S, foram construídos sistemas de diques, acentuados pela vegetação. Eles descrevem feixes, indicando uma tendência aos canais anastomosados, com formação de bancos axiais, com forma de amêndoa. É o regime de acumulação atual do Solimões. Pequenas bacias permanentemente afogadas ocupam o espaço entre os sistemas de diques nítidos e elevados e a zona de colmatagem por decantação, ao longo do canal de vazante.

Essa disposição traduz os efeitos da tectônica. O Solimões está efetivamente colado contra um talude no Neogeno que forma a sua margem direita. Todas as acumulações aluviais estão na sua margem esquerda. Elas indicam um deslizamento gradual do rio para o S, já de longa data. Foi aí que o Solimões se alojou numa depressão de ângulo de falha. Esse deslizamento para o S indica também que ainda continua a funcionar. Além disso, a continuação do afundamento explica também porque o grau de colmatagem está aqui menos avançado. Ele provocou um *deficit* aluvial, apesar do fornecimento de material pelo solapamento da margem direita, formada pela escarpa de falha.

D — OS CURSOS D'ÁGUA COM DEFICIT ALUVIAL: FORMAS DE AFOGAMENTO POR EFEITO DA TRANSGRESSÃO FLANDRIANA

A transgressão flandriana terminou no Dunkerquiano, cujas margens se colocam a 1-1,5 m acima das margens atuais. Ora, o Dunkerquiano findou há cerca de 3.000 anos. Entre 12.000 BP⁸ aproximadamente, data da instalação da floresta amazônica, e 3.000, a transgressão flandriana, rápida, se efetuou no decurso de um período caracterizado por uma fitoestabilização mais ou menos completa nos interflúvios. O fornecimento de resíduos foi, portanto, muito fraco. A maior parte deles provinha do próprio leito dos cursos d'água: incisão no terraço inferior, solapamento das margens. Os cursos d'água com *deficit* aluvial são, portanto, numerosos. A sua carga sólida foi incapaz de assegurar uma sedimentação suficiente para compensar a transgressão flandriana. A subida do nível de base ocasionada por ela provocou um afogamento mais ou menos avançado nos vales.

Mas esse afogamento apresenta diversos graus, que formam uma série contínua de tipos, com todos os intermediários. Ele depende, com efeito, de dois fatores:

— a importância do entalhamento por ocasião da regressão pré-flandriana; quanto mais profundo tiver sido o encaixamento mais aluviões terá exigido o seu entulhamento

— a abundância dos depósitos aluviais: o problema é diferente nos cursos d'água locais que instalam com dificuldade o seu leito na floresta, e nos grandes rios que recebem uma carga aluvial mais volumosa, reinstalando o seu leito.

Por fim, a tectônica interfere nos dois fatores precedentes. Nos compartimentos deprimidos foi facilitada a incisão regressiva devido à regressão pré-flandriana.

Apresentaremos a seguir alguns exemplos, formando uma série na qual o *deficit* aluvial é crescente.

1.º — Hipertrofia das depressões: O Amazonas perto de Nhamundá e de Oriximiná:

Neste setor a incisão devido à regressão pré-flandriana é profunda. Em Óbidos o fundo do canal está a 80 m de profundidade. Quando houve a transgressão flandriana o vale formava um profundo estuário que foi parcialmente entulhado. Mas um *deficit* aluvial importante se manifestou porque o estuário se prolongava muito para montante até o Solimões, conforme acabamos de ver. Ademais, a sua largura limitava os solapamentos das vertentes constituídas pela formação Barreiras e que eram as fontes principais de resíduos.

Esse *deficit* aluvial se traduziu por uma instabilidade muito forte dos canais: com efeito, a quantidade relativamente modesta de resíduos disponível, de um lado, e a rapidez da transgressão, de outro, tornaram possíveis freqüentes rupturas de diques e, sobretudo, mudanças de curso quando a vazante ocorria e quando os diques menos altos que a diferença de cotas entre as cheias e as vazantes eram ainda inundados.

⁸ Lembramos que as idades BP (*Before Present*) se calculam tomando-se como referência o ano de 1950.

A SE de Nhamundá observa-se, assim, o seguinte:

— Ao longo da margem esquerda do Amazonas um ganho de vigorosos diques, ainda ativos, dispostos em feixes amigdalóides. Eles retêm uma boa parte das aluviões por ocasião dos extravasamentos, especialmente a quase totalidade da fração arenosa.

— Atrás e ao pé desses diques marginais, uma série de pequenos deltas laterais de extravasamento construídos em depressões que eles freqüentemente subdividem. Eles emergem justamente nos períodos de vazante (época do imageamento de radar). Os diques retêm a maior parte das aluviões disponíveis, o que prejudica a sua construção. Eles são pouco vigorosos, enfezados, por assim dizer (Figs. 11 e 12).

— Dois antigos braços do Amazonas atravessando grandes depressões e alimentando alguns defluentes. Eles foram ganhos em diques marginais pouco elevados que emergem apenas nas vazantes. Deltas laterais de transbordamento se ramificam sobre esses diques. Alguns deles, mais desenvolvidos, com um canal axial bem definido, foram construídos em consequência de rupturas desses diques. Mas a colmatagem é muito incompleta: as pequenas bacias residuais são extensas. Esse sistema de braços não funciona mais: nas vazantes eles aparecem cortados por tampões de vegetação palustre instalada nos aterros. Ele estava, provavelmente, ativo quando o nível marinho estava ainda ligeiramente mais baixo que o atual. Em nossos dias, todo o conjunto desses braços mortos, os seus diques, os deltas adventícios e as pequenas bacias, é recoberto pelas enchentes, durante as quais se produz uma fraca decantação. São as pequenas bacias as que mais se beneficiam porque a água aí se torna estagnada na vazante.

— Finalmente, ao pé da vertente constituída pela formação Barreiras, outras depressões, ainda maiores, contêm vegetação flutuante. Notam-se vestígios de diques marginais ao longo de defluentes abandonadas. Eles são baixos demais para emergir totalmente por ocasião das vazantes, durante as quais se tiraram as imagens de radar.

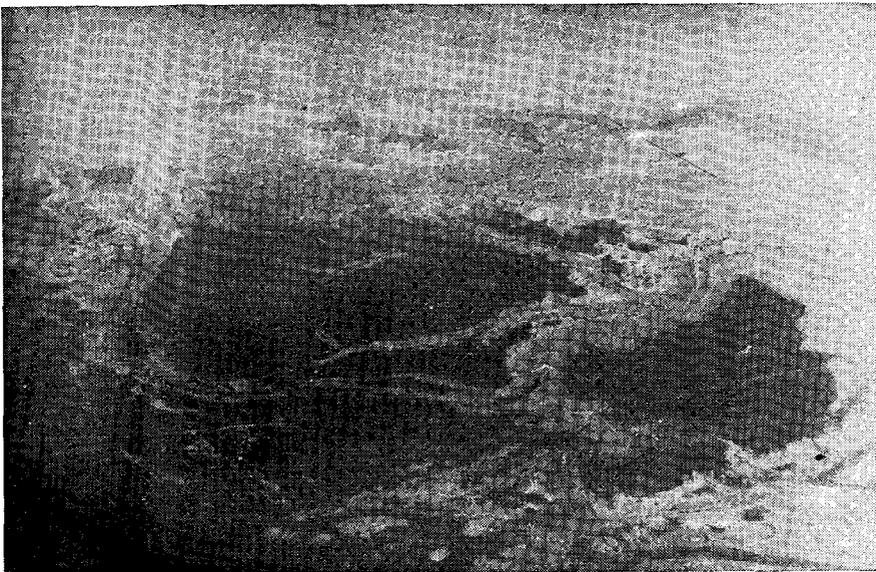


Fig. 11: Bacias com deltas de transbordamento na margem direita do Amazonas, a montante de Juriti (clichê JT CDXXXIV-23). Vistas tomadas de cerca de 10.000 m de altitude. O mesmo tipo de bacias com deltas de transbordamento como nas proximidades de Nhamundá (ver fig. 15).



Fig. 12: Planície aluvial da margem direita do Solimões, a SSE de Manacapuru. Mosaico SA 20-Z-D (clichê JT CDXXXIV-26), em 14 de julho de 1975. Enchente muito forte: os diques marginais estão quase todos inundados, mas aparecem graças às árvores que os revestem. Eles estão bordados de deltas de transbordamento que invadem as bacias ocupadas pela água livre.

Essa disposição demonstra um deslizamento do rio Amazonas para sua margem direita nesse setor. Por causa do *deficit* sedimentar, as construções aluviais antigas, edificadas na margem esquerda, quando o nível marinho estava mais baixo que atualmente, não puderam elevar-se suficientemente. Elas emergem somente no período da vazante. Os diques marginais são estreitos e baixos, mostrando numerosos traços de ruptura. As pequenas bacias são extensas e se colmatam muito lentamente. Tal planície aluvial anfíbia é difícil de se valorizar.

2.º — Construção de diques marginais num estuário: Trombetas inferior, rio Negro inferior:

O Amazonas dispôs de uma carga suficiente para transformar um antigo estuário num sistema de braços mortos, de diques e de depressões. Alguns dos seus afluentes não dispuseram de bastantes aluviões para fazê-lo. O seu fundo de vale se apresenta, portanto, com uma espécie de estuário desembocando no vale principal, com um lençol d'água doce (nisto diferindo dos verdadeiros estuários), no qual foram edificadas diques marginais ao longo dos diversos canais. As margens do estuário são geralmente íngremes, cinzeladas de pequenas digitações, correspondente ao curso inferior inundado dos afluentes. Eles correspondem a um modelado de dissecação vigoroso na formação Barreiras, elaborado durante a regressão pré-flandriana em clima seco. O afogamento desses vales antigos resulta da transgressão flandriana e do *deficit* aluvial que reinou na época em que ela se produziu.

O curso inferior do Trombetas, perto de Oriximiná, nos oferece um exemplo simples, mais fácil de compreender do que o do rio Negro. O vale é estreito, com uma largura sempre inferior a 10 km. Em outras partes o Trombetas dispõe de uma carga aluvial que provém de 3 origens:

— Sua alta bacia está instalada no escudo Guiano, onde o embasamento está profundamente alterado e onde persistem superfícies de savanas.

— Ele atravessa, em seguida, uma série de cristas monoclinais do Paleozóico e do Proterozóico superior, marcando o prolongamento do escudo sob o Neogeno da fossa do Amazonas. O seu vale estreita-se em uma garganta, com corredeiras, na travessia dessas formações sedimentares.

— Ele sulca o Neogeno num vale estreito, além do seu antigo estuário, o que permite alguns solapamentos.

De qualquer modo, torna-se evidente que o *deficit* aluvial do Trombetas cresce para jusante.

Para montante, aonde o encaixamento devido à regressão pré-flandriana começa a se manifestar, ele conseguiu construir diques aluviais altos e contínuos sobre cada uma das margens. Eles fecham completamente alguns pequenos estuários de vales afluentes. Mais longe os diques marginais permanecem nítidos, mas o vale afogado sendo largo, aparecem, entre a vertente na formação Barreiras e esses diques, depressões residuais transformadas em lagos (lago Atata, por exemplo). Depois esses lagos se tornam gradativamente maiores e mais alongados. Por fim, ao longo do seu curso inferior, depois da confluência do rio Paru de Oeste, na margem esquerda, o Trombetas é acompanhado por um dique que isola um longo lago ao pé da vertente. Nas proximidades de Oriximiná, finalmente, esse dique se torna descontínuo e ultrapassa apenas de pouca coisa o nível das vazantes. Na enchente, o baixo Trombetas se torna um lago de estuário. Todavia, as linhas de árvores que crescem nas partes mais altas dos diques emergem das águas.

O baixo rio Negro mostra uma disposição análoga. Mas o jogo dos diversos fatores é um pouco diferente. Rigidamente orientado para NW-SE, o rio Negro ocupa, a NW de Manacapuru, uma fossa de afundamento em ângulo de falha. A tectônica favoreceu o esvaziamento de uma vasta e profunda depressão, cuja colmatagem exige quantidades de aluviões muito maiores que as do estreito vale do Trombetas inferior. Mas noutro lugar o rio Negro recebe um afluente muito carregado, o rio Branco e a montante da sua fossa ataca vigorosamente o Neogeno.

Na vasta superfície líquida, cuja formação foi provocada pela transgressão flandriana na depressão tectônica, o rio Negro construiu um delta. A sua forma é especial, muito alongada, por causa da própria configuração da superfície d'água, a qual é comandada pela tectônica. Os diferentes braços são quase paralelos e formam um feixe, e não um triângulo, evocando a letra grega. Eles se separam e depois se reúnem, à maneira de canais anastomosados, na parte a montante dessa construção. Mas esse delta sofre também de um certo *deficit* aluvial: os diques aí são baixos e estreitos, as pequenas bacias são extensas e permanentemente afogadas. Como aí não há nem ondas importantes nem mares, os diques se digitam muito finamente na extremidade inferior. Os dois canais principais se localizam a longo das duas vertentes. Eles exercem, sobretudo o da margem esquerda, alguns solapamentos, acarretando deslizamentos que os alimenta em aluviões. Observa-se muito bem, na margem direita do canal da esquerda, um dique vigoroso que avança muito longe para jusante. Deltas adventícios de ruptura de diques se ramificam sobre ele (Fig. 13).

Além, para jusante, o baixo rio Negro ocupa um estuário típico, sem construções aluviais, com uma superfície líquida que afoga um vale profundamente entalhado no Neogeno e que forma digitações ao longo da parte inferior dos pequenos vales afluentes. Logo a jusante de alguns solapamentos foram construídas pequenas flechas litorâneas. Elas se apoiam, a montante, contra a vertente solapada em falésia. Somente nas águas baixas elas podem ser observadas.



Fig. 13: Delta do Solimões na ria do baixo rio Negro, um pouco a jusante de Manaus (ilha do Careiro). Clichê JT CDXXXIV-24.

Vista tomada na grande enchente de 14 de julho de 1975, às 9,30 horas. O Solimões, relativamente carregado, constrói um verdadeiro delta desaguando na depressão de ângulo de falha afogada do baixo rio Negro. As águas do Solimões, com forte turvação, aparecem em tom claro na fotografia, ao passo que as do rio Negro são escuras, justificando o nome desse curso d'água.

3.º — Os “estuários” ou “rias” fluviais:

A Amazônia mostra um tipo particular de formas, onde quer que o encaixamento pré-flandriano tenha sido suficiente e aonde, em seguida, durante a transgressão flandriana, o *deficit* aluvial tenha sido grande. Trata-se de lagos digitados e alongados, resultantes do afogamento, em consequência da transgressão, da extremidade inferior de um vale, logo antes da sua embocadura, na planície aluvial do curso d'água principal. Esses lagos são barrados pelos diques marginais destes cursos d'água. Localmente emprega-se, para a maioria deles, a designação vaga de “lago”. Não é esse, entretanto, o caso do baixo rio Negro, o qual, contudo, não é absolutamente diferente dos outros.

A disposição é semelhante a de certas lagunas chamadas *limans*, visto que estas são estuários fechados por uma restinga, à beira do mar. Poder-se-ia empregar a expressão “liman fluvial”. Mas o traçado das margens, geralmente recortado, finamente cinzelado, é mais semelhante ao das rias que ao das costas lagunares. Isso justifica o emprego, por P. Gourou (1949), da expressão “rias fluviais”. O termo “estuário”, mais geral, seria mais cômodo, porém desde que fosse completado: “estuários interiores”.

Esses estuários interiores se caracterizam muitas vezes por um *deficit* aluvial particularmente agudo. Os cursos d'água locais, drenando somente o Neogeno, terminam, na maioria das vezes, por esses lagos, sem construir a menor acumulação. A cabeceira do estuário interior se traduz simplesmente por um retraimento gradual da superfície líquida que, assim, passa insensivelmente para o leito do rio. Foi observando esse fato que pudemos, anteriormente, datar de regressão pré-flandriana o modelado de dissecção muito fino do Neogeno amazônico e afirmar que

ele se tinha formado sob uma cobertura vegetal bem diferente da floresta atual.

A colmatagem desses estuários interiores é extremamente lenta. Muitos cursos d'água aí depositam sobretudo restos vegetais, matéria orgânica dissolvida, poucos elementos minerais em solução, e menos ainda em suspensão. Essas águas são negras e ácidas, por causa da matéria orgânica dissolvida. A vida aí é muito reduzida em virtude da pobreza mineral. Desse modo, o modelado de afogamento das formas de dissecção finamente buriladas se conserva muito bem. As pequenas rias de suas margens não conservadas perfeitamente frescas (Fig. 14).

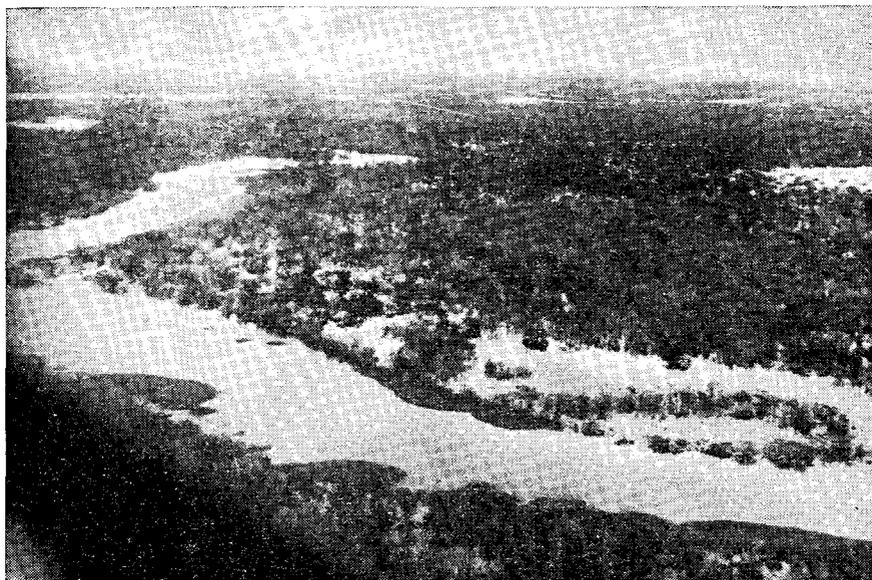


Fig. 14: O rio Tefé, a cerca de 20 km para montante do lago de Tefé (clichê JT CDXLI-16A). O fundo do vale está afogado. Ele é revestido por uma floresta anfíbia que aparece com uma tonalidade clara no mosaico de radar. Meandros, bacias, braços mortos.

A maioria desses estuários interiores está submetida a oscilações muito fortes do espelho d'água. Fazem exceção os que se comunicam mal com os grandes rios. Desse modo, a extensão do lençol lacustre varia consideravelmente. No lago de Tefé, a montante, a margem se desloca uma dezena de quilômetros entre a vazante (mosaico de radar) e a enchente. Uma planície aluvial de declive muito fraco, que é geralmente o manto de sedimentos de fundo de vale, está assim submetida a alternâncias de submersão e de emersão. Esse regime parece com o dos lamaçais litorâneos, tendo porém sucessões bem menos rápidas. Na época da emersão instalam-se canais pouco profundos na zona de flutuação. Eles descrevem meandros muito bem contornados, como os canais de maré dos lamaçais. Diques marginais baixos, limosos, formam as suas bordas. Quando a drenagem é um pouco melhor são colonizados por uma variedade de arbustos que os fazem sobressair (Fig. 15, 16, 17).

Outros estuários interiores são mais extensos e mais profundos. Tal como o baixo rio Negro, eles são muitas vezes comandados pela tectônica. Esse é o caso dos lagos Badajós, Piorini, Anamá. Tal é também o caso do baixo Tapajós que parece ocupar uma fossa de afundamento. A



Fig. 15: O rio Tefé, a cerca de 5 km do lago de Tefé (clichê JT CDXLI-17A). Inúmeros sectionamentos de meandros multiplicam os braços mortos.



Fig. 16: O rio Tefé, a cerca de 1 km do lago de Tefé (clichê JT CDXLI-18A). Os canais são muito mais largos; a vegetação é formada de pequenas árvores, em formação aberta. A floresta se desenvolve melhor sobre os diques marginais, submersos durante tempo menos longo. Meandros muito grandes.

profundidade alcança aí 80 m. Muito largo, o lago do baixo Tapajós, orientado na direção N-S, forma ondas quando açoitado pelos ventos do NE. Elas provocam uma deriva litorânea que se alimenta nas margens formadas pelo Neogenos. Constroem-se, assim, pelas restingas recurvadas.

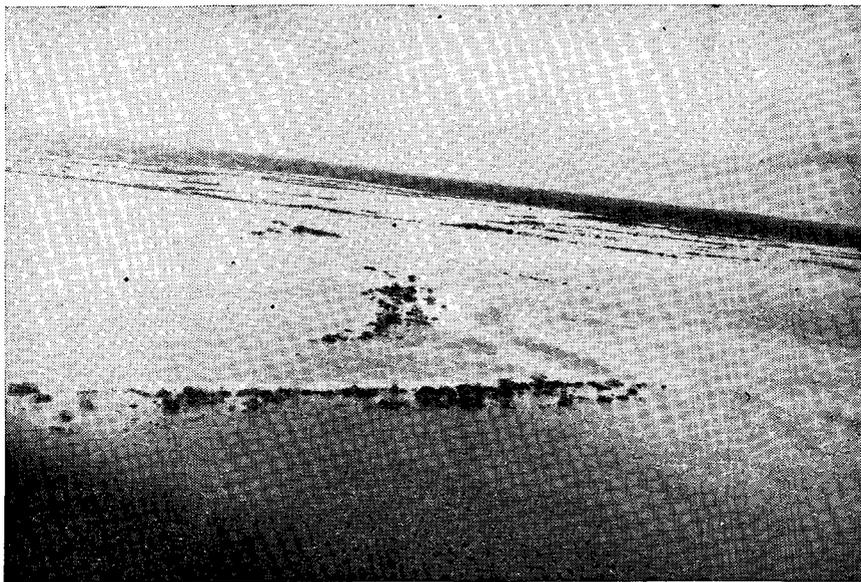


Fig. 17: Últimos diques marginais do rio Tefé no lago de Tefé (clichê JT CDXLI-19A). Alguns alinhamentos de arbustos balisam os diques marginais recobertos por uma lâmina d'água menos espessa. Esse aspecto corresponde aos alinhamentos esbranquiçados do mosaico de radar.

CONCLUSÃO

As particularidades dos leitos dos cursos d'água da Amazônia brasileira só podem ser explicadas pela interferência de fatores azonais, como as oscilações glacioeustáticas do nível geral dos oceanos e a litologia, e de fatores zonais, bioclimáticos, sobretudo a fitostasia quase integral que reina sobre os interflúvios, graças a uma floresta densa, geralmente umbrófila, que praticamente não sofreu influências antrópicas.

O maior rio do mundo, correndo numa região abaixada, sobre formações móveis, pôde entalhá-las facilmente, durante os períodos de regressão, especialmente durante a regressão pré-flandriana. Se bem que a modelagem das vertentes tenha sido então muito mais ativa que em nossos dias e tenha assim fornecido maior quantidade de resíduos, um encaixamento profundo se verificou. Ele se propagou muito longe para montante, até perto das fronteiras brasileiras, ao longo dos grandes cursos d'água instalados sobre o Neogeno. Com efeito, entre Manaus e o oceano o gradiente foi quase triplicado pela regressão pré-flandriana. O grande volume dos rios permitiu a mobilização e o transporte de sedimentos, cuja fração mais grosseira é arenosa. Essas condições particulares permitiram o encaixamento dos grandes cursos d'água sob a influência da regressão, apesar de uma oscilação climática contemporânea, aumentando a carga sólida. Porém, o mesmo não aconteceu com os ramos menos importantes da rede. Durante a regressão pré-flandriana eles não entalharam os seus vales. Ao contrário, estes foram parcialmente afogados pelos depósitos das vertentes. Mantos de aluviões foram aí construídos. Para jusante eles vão concordar com os fundos de vales entalhados dos rios.

Um pouco antes do Holoceno a selva amazônica invadiu o domínio que ela ocupa hoje em dia. Essa modificação da cobertura vegetal repercutiu sobre a morfodinâmica. O modelado vigoroso de dissecação, finamente burilado por um escoamento superficial intenso, que se tinha

elaborado anteriormente durante a regressão pré-flandriana, foi fito-estabilizado. No final da transgressão dela resultou um elevado *deficit* aluvial. Os cursos d'água mais volumosos, pelas suas divagações, puderam solapar as vertentes neogenas e adquirir assim certa carga detrítica. Eles entulharam os seus fundos de vales e construíram assim depósitos aluviais cujos caracteres variam em função da maior ou menor abundância de areias. O curso inferior dos afluentes praticamente desprovidos de materiais detríticos, tendo sido barrado, transformou-se em lago. Esses lagos, digitados, às vezes muito profundos (sobretudo quando ocupam zonas de subsidência), alongados, com aspecto de rias, são uma particularidade da Amazônia brasileira.

Os pontos comuns com as formas de leitos fluviais da África ocidental são os seguintes:

— As oscilações climáticas fizeram alternar as condições de fitostasia sob mata densa, realizadas atualmente em vastas áreas, e condições de instabilidade devido à extensão de climas tropicais secos durante a última regressão. A mesma coisa provavelmente aconteceu antes, durante os períodos interglaciais e durante os períodos frios. Essas alternâncias, quando foram o fator determinante da morfogênese, provocaram a formação de terraços climáticos, com acumulação durante os períodos frescos, mais secos, e entalhamento durante as fases úmidas, mais quentes, durante as quais a mata densa se estendia ao máximo.

— Os cursos d'água que ocorrem sobre escudos, como o alto Madeira, foram superimpostos a partir de restos de coberturas e de aplainamentos do fim do Terciário. Eles também foram, por seu turno, influenciados pelas oscilações climáticas que deram origem, no decorrer do tempo, a terraços climáticos. O encaixamento atual comporta certos fenômenos de superimposição a partir do último entulhamento. As corredeiras, que são a regra em tais cursos d'água, resultam de uma combinação complexa de tais superimposições, de exumações de formas antigas, da remoção diferencial de rochas desigualmente alteradas abaixo do leito ou desigualmente fissuradas.

— Nas duas regiões a fitostasia resultante da florestas densa se traduz por uma reduzida carga aluvial que restringe consideravelmente a erosão propriamente dita (abrasão das saliências rochosas). A maior parte das aluviões provém de retrabalhamentos efetuados em detrimento de formações detríticas anteriores (mantos aluviais, Neogeno). Mas na África ocidental devem ser acrescentados os materiais mobilizados pela influência da degradação antrópica da vegetação. Esse não é o caso, ainda, na Amazônia. Fazemos votos para que a valorização dessa imensidade ainda vazia seja cercada de precauções bastantes, a fim de conservar a fitostasia atual.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE (G. Osorio de), 1956: "Furos, paranás e igarapés". Univ. Recife, Fac. Filosofia Pernambuco, Secção Geogr. e Hist 17,29 + XII p., 11 fig.; 11 phot.
- AVILA-PIRES (F. Dias), 1974: "Caracterização zoogeográfica da Província Amazônica". *An. Acad. Brasil. Ciências*, 46 (1), p. 133-181;
- DEL'ARCO (J. O.), RIVETTI (M), 1973: "Comparações entre as bacias sedimentares do Baixo Amazonas". 3.º Congr. Geogr. Brasil. (Belém), anexo do Projeto RADAM, I, 11 p.
- FITTKAU (E. J.), 1973/4: "Esboço de uma divisão ecológica da região amazônica". *A Amazônia Brasileira em Foco*, 9, p. 17-23.
- FITTKAU (E. J.), 1974: "Zur ökologischen Gliederung Amazoniens. I, die erdgeschichtliche Entwicklung Amazoniens". *Amazoniana* (V, 1), p. 77-134.
- GOUROU (P), 1949: "Observações geográficas na Amazônia". *Rev. Brasil. Geogr.*, XI, n.º 3, p. 355-408, jul.-set.
- GUERRA (A. Teixeira), 1959: *Geografia do Brasil: Grande Região Norte*. CNG, 422 p., 189 fig.
- HAFFER (J), 1969: "Speciation in Amazonian forest birds". *Science*, 165, p. 135-137.
- JOURNAUX (A), 1975: "Géomorphologie des bordures de l'Amazonie brésilienne: le modelé des versants, évolution paléoclimatique". *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 422/3, p. 5-18.
- KLAMMER (G), 1975: "Beobachtungen an Hängen im tropischen Regenwald des Unteren Amazonas". *Z. für Geom.*, 19, p. 273-286.
- LOCZY (L. de), 1966: "Contribuições à paleogeografia e historia do desenvolvimento geológico da bacia do Amazonas". Min. Minas e Energia, DNPM, Div. Geol. e Mineral., Bol. 223, 96 p., 8 fig., 2 pl. h. t.
- MENDES (J. Camargo), 1957: "Notas sobre a bacia sedimentar Amazônica". *Bol. Paulista de Geogr.*, 26, p. 3-37.
- PIMIANTA (J), 1957: "La sédimentation à l'aval du graben de l'Amazone". *Bull. Soc. Géol. France*, 6.º sér. VII, p. 729-736.
- PIMIANTA (J), 1957: "Sur l'abrasion d'un pseudo-delta amazonien". *C. R. Ac. Sc. Paris*, CCXLIV, p. 639-642.
- PIMIANTA (J), 1958 : "Modifications climatiques et subsidence récente affectant le glaciais Sud du bassin de l'Amazone". *C. R. Ac. Sc., Paris*, CCXLVI, p. 2268-2271.
- PIMIANTA (J), 1959: "Les deltas intermittents (existence d'un paléodelta de l'Amazone)". *Eclogae Geol. Helv.*, LI, p. 551-561.
- Projeto RADAM, 1974: Levantamento de Recursos Naturais. Vol. 5, Folha SA 22, Belém. Rio de Janeiro.

- SIOLI (H), 1969: "Ökologie im brasilianischen Amazonasgebiet". Arb. Abt. Tropenökologie Max Planck-Inst. für Limnologie, Plön, 56, p. 248-255.
- SIOLI (H), 1973: "Principais biótopos de produção primária nas águas da Amazônia". *Bol. Geogr.*, 236, p. 118-127.
- SIOLI (H), 1975: Amazonia tributaries and drainage basins. In HASLER: Coupling of land water systems. Springer Verlag, New York, p. 199-213.
- TRICART (J), 1974: "Existence, au Quaternaire, de périodes sèches en Amazonia et dans les régions voisines". *Rev. Géom. Dyn.*, 23, p. 145-158.
- TRICART (J), 1975: "Influence des oscillations climatiques récentes sur le modelé en Amazonie orientale (région de Santarém), d'après les images de radar latéral". *Z. für Geom.*, 19, p. 140-163.

SUMMARY

The types of valley floors in the Amazon region are determined by the predominance of neogenic detrital formations accumulated in two lowered areas (the Amazon River Valley downstream from Manaus and the western Andean miogeosyncline), by recent tectonic movements, especially faultings (Solimões upstream from Coari and the lower Negro River), and by climate and sea-level combined fluctuations during the middle and recent Quaternary period. The weak resistance of the Neogene has allowed the development of a very extensive regressive incision from the Japurá confluence on the Solimões down to Porto Velho on the Madeira. This incision has coincided with a dry tropical climate and has caused the substitution of a savana favorable to the runoff for the ombrophilous forest. The flandrian transgression has coincided with the florestal restoration and thus with a phytostabilization. On local watercourses, alluvial sheets have been built during dry periods and have been incised upstream during phytostabilization periods. In Tarauacá, the Tarauacá and the Muru Rivers present two of these alluvial sheets, which are approximately at the same level, embedded in each other and partially floodable nowadays.

The incision of those alluvial sheets of valley floors occurs mostly through beds of very unstable meanders, with numerous abandoned meanders and backwaters, slowly covered by one to two meters underwater rooted vegetation. The evolution of the meanders is accelerated by the proportion of silt and clay in the alluvial sheet of the valley floor: in fact, only the sands are abandoned at a short distance on the convex banks while the thin particles are carried away in suspension. The result is a recession of the meandering concave banks faster than the accumulation of the correspondent convex banks, thus the widening of the river-bed favorable to the cutting off. The banks are attacked partially by the classical mechanism of undermining during flood periods but also by the recession of the water-saturated material banks during ebb periods and by violent eddies that are caused by the fall of the trees through undermining. The very superficial rooting of the ombrophilous forest, due to the rarity of assimilable minerals, favors this last process. The Juruá Valley offers particularly representative examples of such meanders.

Down the river, the alluvial sheets plunge to a sea level lower than the present one. The coincidence of time of the flandrian transgression and the phytostabilization done by the forest has provoked a general alluvial deficit of unequal importance according to the watercourses and to the sections:

— The maximum deficit occurs along the lower course of local streams that drain only the Neogene. Those streams flow into fluvial rias, flooded valley floors transformed into lakes whose level oscilates considerably according to the level variations of the great rivers (from 15 to 20 m on the Solimões River). There is no delta in those fluvial rias, a fact that proves the extreme weakness of solid alluvia. Those watercourses have extremely acid waters and poor ecosystems ("rios da fome") due to the lack of mineral elements.

— A smaller deficit occurs on watercourses that carry solid load but that are placed in fault angles, as the lower Negro River. It builds, in a tectonic ria, an embryonic delta with small thin natural levees submerged during high water. Similar natural levees follow the Trombetas River channel downstream.

— Toward Obidos, the Amazon River conveys a certain solid load due to the river branches that undermine the valley neogenic slopes. However, this load has hardly compensated for the fast flandrian transgression. Increasingly high natural levees can be observed along the more and more recent successive river branches. Large marginal enclosed basins remain between the base of the slopes and the relatively high natural levees that bank the present course where alluvial deltas are formed. Old abandoned branches are banked by submerged low natural levees except at very low-water periods. The Amazon waters contain allogenic dissolved minerals whose penetration into the enclosed basins during high water allows the development of a phytoplankton. This primary producer together with the floating prairies permits the development of more varied aqueous biocoenoses that form a more important biomass. The images from the ERST-1 satellite have permitted to register this phenomenon.

— Finally, during the transgression period, the sufficiently loaded watercourses, such as the Japurá and the Solimões, could build alluvial plains characterized by very important natural levee systems, generally with meanders. Those systems are perfectly visible on radar mosaics because of the differences of hight and reflectance of the several types of vegetation that are developed in that area.

RÉSUMÉ

Les types de fonds de vallées sont fonction de la prédominance des formations détritiques néogènes, accumulées dans deux aires affaissées, le fossé de l'Amazone, en aval de Manaus, et le miogéosynclinal andin, à l'W, de mouvements tectoniques récents, surtout jeux de blocs faillés (Solimões en amont de Coari, bas Rio Negro) et des fluctuations combinées du climat et du niveau marin au Quaternaire moyen et récent. La faible résistance du Néogène a permis à une incision régressive de remonter fort loin, jusque près de Porto Velho sur le Madeira, du confluent du Japurá sur le Solimões. Elle a coïncidé avec un climat tropical sec, ayant fait remplacer la forêt ombrophile par une savane propice au ruissellement. La transgression flandrienne a coïncidé avec la reconquête forestière et, donc, avec phytostabilisation. Sur les cours d'eau locaux, des nappes alluviales se sont construites pendant les périodes sèches et ont été entaillées, à l'amont, lors des périodes de phytostabilisation. À Tarauacá, le R. Tarauacá et le R. Muru en montrent deux, dont le sommet est presque au même niveau. Elles sont emboîtées l'une dans l'autre et partiellement inondables actuellement.

L'incision de ces nappes alluviales de fond de vallées se fait le plus souvent par des lits à méandres très instables, avec nombreux méandres abandonnés et bras morts, lentement colonisés par la végétation qui peut s'enraciner sous 1-2 m d'eau. L'évolution des méandres est accélérée par la proportion de limons et d'argile dans la nappe alluviale de fond de vallée: en effet, seuls les sables sont abandonnés à faible distance sur les rives convexes, les particules fines sont emportées au loin en suspension. Il en résulte un recul des rives concaves des méandres plus rapide que l'accumulation sur les rives convexes correspondantes, donc des élargissements du lit propices aux recoupements. L'attaque des berges se fait en partie par sapement lors de la montée de la crue, mécanisme classique, mais aussi sous l'effet de foirages des berges au matériel saturé d'eau lors de la décrue et sous l'effet de violents tourbillons provoqués par la chute d'arbres basculés par sapement. L'enracinement très superficiel de la forêt ombrophile, du à la rareté des minéraux assimilables, favorise ce dernier processus. La vallée du Jurua offre des exemples particulièrement démonstratifs de tels méandres.

À l'aval, les nappes alluviales plongent vers un niveau marin bien inférieur à l'actuel. La coïncidence dans le temps de la transgression flandrienne et de la phytostabilisation par la forêt a provoqué un déficit alluvial général, mais d'importance inégale suivant les cours d'eau et suivant les tronçons:

— Le déficit maximum est réalisé le long du cours inférieur des rivières locales, ne drainant que le Néogène. Elles se terminent par des "rias fluviales", fonds de vallées inondés en lacs dont le niveau fluctue considérablement sous l'effet des variations de hauteur d'eau des grands fleuves (15-20 m sur le Solimões). Aucun delta ne s'observe à la tête de ces "rias fluviales", ce qui témoigne de l'extrême faiblesse des apports solides. Ces cours d'eau, par manque d'éléments minéraux, ont des eaux extrêmement acides et des écosystèmes d'une extrême pauvreté ("rios da fome")

— Un déficit un peu moindre apparaît sur des cours d'eau disposant d'une certaine charge solide mais installés dans des angles de faille, comme le bas Rio Negro. Il édifie, dans une ria tectonique, un delta embryonnaire aux levées maigrelettes, effilées, qui sont submergées par les crues. Des levées semblables gagnent le chenal du R. Trombetas tout à l'aval.

— Sur l'Amazone, vers Obidos, une certaine charge solide est disponible grâce aux sapement des versants néogènes de la vallée par certains bras. Mais elle a suffi à peine à compenser la rapide transgression flandrienne. Des levées d'altitude croissante s'observent le long des bras successifs de plus en plus récents. De vastes cuvettes marginales persistent entre le pied des versants et les levées relativement hautes bordant le cours actuel. Des deltas de débordement s'y édifient. De anciens bras abandonnés sont bordés de levées basses submergées sauf en période de très basses eaux (voir illustrations). Les eaux de l'Amazone contiennent des minéraux dissous. Ils sont allogènes. Leur pénétration dans les cuvettes lors de la montée des crues y permet le développement d'un phytoplancton, producteur primaire, qui avec les prairies flottantes, rend possible de développement de biocénoses aquatiques plus variées et formant une biomasse plus importante. Les images du satellite ERTS-1 ont permis d'enregistrer le phénomène.

— Enfin, les cours d'eau suffisamment chargés, comme le Japurá et le Solimões, ont pu édifier, pendant la transgression, des plaines alluviales caractérisées par des systèmes de levées très importants, généralement à méandres, parfaitement visibles sur les mosaïques de radar du fait des différences de hauteur et de réflectivité des divers types de végétation qui s'y développent.