

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL  
DIVISÃO DE GEOLOGIA E MINERALOGIA

J. R. DE ANDRADE RAMOS — Diretor

BOLETIM N.º 215

## GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE MATO-GROSSENSE

Por

FERNANDO F. M. DE ALMEIDA



RIO DE JANEIRO  
SERVIÇO GRÁFICO DO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA  
1964

Je restai longtemps à contempler ces petits filets d'eau qui devaient former la magestueuse rivière de la Plata. La vue des sources d'un grand fleuve a toujours été pour moi l'objet d'un indéfinissable intérêt: il y a en effet quelque chose qui étonne l'esprit dans la pensée que ce ruisseau que vous traversez d'un seul pas, est destiné, dans le bas de son cours, à arroser des régions immenses, à porter peut-être des vaisseaux et des frégates; que ce petit cours d'eau qui serpente modestement au milieu des herbes de la prairie entraînera bientôt des arbres gigantesques. Ici nous craignons de la dessécher, en y faisant boire notre monture; là il fera fuir, par ses inondations, des populations entières; autant la source paraît humble et facile à détourner, autant le cours principal a de hardiesse et de force irrésistible. Dans les parties peu connues du globe, il est en général d'une difficulté extrême de parvenir jusqu'aux lieux où naissent ces grandes artères, et le plaisir qu'on éprouve à les contempler tient aussi un peu à la satisfaction que l'homme ressent toujours au souvenir d'obstacles vaincus par sa persévérance.

F. de CASTELNAU — *Histoire du voyage*,  
t. 2 (1851), pag. 312.



... nous parvinmes à la première source du Paraguay, qui est  
un petit lac circulaire qui n'a que 10 mètres de diamètre  
et qui est entourré du palmier buriti.

F. de CASTELNAU. 1250.

## ÍNDICES

|                                      | <i>Pág.</i> |
|--------------------------------------|-------------|
| SUMÁRIO .....                        | 13          |
| INTRODUÇÃO .....                     | 15          |
| GENERALIDADES .....                  | 19          |
| ESTRATIGRAFIA .....                  | 25          |
| Série Cuiabá .....                   | 27          |
| Grupo Jangada .....                  | 35          |
| Grupo Araras .....                   | 44          |
| Grupo Alto Paraguai .....            | 54          |
| Formação Raizama .....               | 56          |
| Formação Sepotuba .....              | 60          |
| Formação Diamantino .....            | 63          |
| Basaltos da Serra de Tapirapuã ..... | 68          |
| Arenito dos Parecis .....            | 70          |
| Quaternário .....                    | 72          |
| • Formação Pantanal .....            | 72          |
| • Leques aluviais .....              | 73          |
| Formação Xaraíes .....               | 74          |
| Lateritos ferruginosos .....         | 74          |
| METAMORFISMO .....                   | 77          |
| GEOLOGIA ESTRUTURAL .....            | 85          |
| Baixada do Alto Paraguai .....       | 85          |
| Província Serrana .....              | 89          |
| Baixada Cuiabana .....               | 98          |
| Geossinclíneo Paraguai .....         | 101         |
| GEOMORFOLOGIA .....                  | 111         |
| Baixada do Alto Paraguai .....       | 113         |
| Serra de Tapirapuã .....             | 113         |
| Província Serrana .....              | 113         |
| Baixada Cuiabana .....               | 125         |
| OBRAS CITADAS .....                  | 131         |

## FIGURAS

|                                                                                                             | Pág. |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 1 — Localização da área pesquisada .....                                                                    | 21   |
| 2 — Província geomórfico-estruturais .....                                                                  | 23   |
| 3 — Esboço geológico do centro-oeste mato-grossense .....                                                   | 88   |
| 4 — Diagrama generalizado da estrutura do centro-oeste mato-grossense .....                                 | 90   |
| 5 — Seções geológicas do rio Cuiabá à serra de Tapirapuã e de Jangada a Raizama .....                       | 92   |
| 6 — Seção geológica do anticlinal de Nobres .....                                                           | 94   |
| 7 — Seções geológicas do rio Sangradouro ao rio Cachoeirinha e da serra das Araras a Porto Espiridião ..... | 96   |
| 8 — Seção geológica em Roncador, a NE de Cáceres .....                                                      | 98   |
| 9 — Estrutura dos morros a SE de Guia .....                                                                 | 100  |
| 10 — Tipos de serras da Província Serrana .....                                                             | 114  |

## FOTOGRAFIAS

|                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1 — <i>Graded bedding</i> em grauvacas da Série Cuiabá .....           | 32  |
| 2 — Escamação esferoidal em tilito .....                               | 32  |
| 3 — Tilito Jangada na Província Serrana .....                          | 37  |
| 4 — Arenito do grupo Jangada .....                                     | 37  |
| 5 — Estratificação cruzada no arenito Raizama .....                    | 58  |
| 6 — Arenito Raizama horizontal .....                                   | 58  |
| 7 — Formação Diamantino .....                                          | 66  |
| 8 — Formação Xaraés .....                                              | 66  |
| 9 — Sedimentos rítmicos da base do Grupo Araras .....                  | 80  |
| 10 — Metatilito do grupo Jangada na Baixada Cuiabana .....             | 80  |
| 11 — A cuesta de Diamantino e a serra de Tapirapuã .....               | 112 |
| 12 — Terminação periclinal de anticlinais areníticos .....             | 115 |
| 13 — Perfil do anticlinal da serra de Alto Paraguai .....              | 117 |
| 14 — Terminação periclinal do sinclinal do córrego Lajinha .....       | 117 |
| 15 — Eixo do sinclinal do córrego Lajinha .....                        | 118 |
| 16 — Escarpa de linha de falha diante de Pindaíba .....                | 118 |
| 17 — Falha transversal .....                                           | 120 |
| 18 — Anticlinal de Nobres .....                                        | 120 |
| 19 — Sinclinal do córrego Tamanduá e anticlinal do Alto Paraguai ..... | 121 |
| 20 — Anticlinal da serra da Pedra Branca .....                         | 121 |
| 21 — Sinclinal do rio Pari .....                                       | 122 |
| 22 — Nascentes do rio Paraguai .....                                   | 122 |
| 23 — Anticlinal da serra de Vira-Saia e sinclinal do rio Pari .....    | 122 |
| 24 — Sinclinal do rio Santo Antônio .....                              | 124 |
| 25 — Sinclinal do ribeirão Piraputangas .....                          | 126 |
| 26 — Peneplanície Cuiabana .....                                       | 128 |
| 27 — Rejuvenescimento da peneplanície Cuiabana .....                   | 128 |

FOTOMICROGRAFIAS

|                                                          | Pág. |
|----------------------------------------------------------|------|
| 1 — Metagrauvaca da Série Cuiabá .....                   | 29   |
| 2 — Metagrauvaca da Série Cuiabá .....                   | 29   |
| 3 — Filito da Série Cuiabá .....                         | 30   |
| 4 — Arenito do Grupo Jangada .....                       | 30   |
| 5 — Tilito quase nada metamórfico do Grupo Jangada ..... | 39   |
| 6 — Tilito do Grupo Jangada .....                        | 39   |
| 7 — Ardósia do Grupo Araras ..... d.....                 | 50   |
| 8 — Dolomito oolítico do Grupo Araras .....              | 50   |
| 9 — Arenito calcítico do Grupo Araras .....              | 51   |
| 10 — Arenito da Formação Raizama .....                   | 51   |
| 11 — Arenito da Formação Sepotuba .....                  | 62   |
| 12 — Arcózio da Formação Diamantino .....                | 62   |

SUMÁRIO

O presente trabalho refere-se ao estudo estratigráfico, estrutural e geomorfológico de parte de um sistema de montanhas, possivelmente do Paleozóico inferior, que é o elemento mais destacado da tectônica do centro-oeste de Mato Grosso. A mais notável zona do sistema é um conjunto de serras lineares que se estendem através do divisor de águas nos confins das bacias dos rios Cuiabá e Paraguai.

De noroeste para sudeste reconhecem-se nesse sistema as seguintes zonas tectônicas e geomorfológicas:

1 — *A Baixada do Alto-Paraguai*, em que as camadas pouco perturbadas, representam depósitos marginais de um geossinclíneo sobre o craton arqueano, amplamente exposto a oeste da faixa tectônica.

2 — *A Província Serrana*, em que depósitos, também marginais do geossinclíneo, são muito espessos e já se apresentam intensamente dobrados e falhados, se bem que não metamorfisados.

3 — *A Bairrada Cuiabana*, onde se acham expostas as rochas mais antigas do geossinclíneo, apresentando-se não só intensamente deformadas, como também epimetamorfisadas. No extremo oriental da zona, na serra de São Vicente, existe uma área de intrusões plutônicas no geossinclíneo, onde as estruturas passam a se ocultar sob a cobertura detrítica devoniana da borda da bacia sedimentar do Paraná.

A sequência sedimentar orogeneticamente afetada não possui fósseis. Sua idade é certamente anterior ao Siluriano superior, provavelmente tendo-se depositado entre o Eocambriano e o Ordoviciano. Embora admitindo-se que haja sido afetada por mais de uma fase orogênica, as principais perturbações efetuaram-se após a deposição dos últimos sedimentos.

Apesar de cobertas pelos extensos depósitos cenozóicos do Pantanal, o autor admite serem essas mesmas estruturas que ressurgem a sul, na região de Corumbá e na serra da Bodoquena, penetrando nas repúblicas do Paraguai e Bolívia. Por

outro lado, há informações que permitem reconhecer sua extensão a norte, à bacia do Araguaia, em Goiás. De tal modo, a região examinada faz parte de uma longa faixa orogênica de traçado sinuoso, o *geossinclíneo Paraguaio*, em que as camadas foram intensamente comprimidas de leste para oeste, sentido em que diminuem a intensidade dos dobramentos, o grau do metamorfismo, a espessura dos sedimentos e a grandeza de tectonismo por eles manifestada.

## INTRODUÇÃO

Após as informações preliminares apresentadas em meados do século passado pelo naturalista francês, conde Francis de Castelnau, os principais conhecimentos sobre a geologia da região situada a oeste do meridiano de Cuiabá, entre o planalto dos Parecis e o Pantanal, são ainda hoje os resultantes das viagens do geólogo inglês J. W. Evans, realizadas em fins daquele século. A ele devemos as designações clássicas, *Cuyaba Slates*, *Arara Limestones*, *Rizama Sandstones* e *Matto Shales*. Posteriormente, diversos investigadores realizaram percursos através da região, contribuindo com novos conhecimentos. Cícero de Campos em 1909 percorreu as vizinhanças de Cáceres, a serra de Tapirapuã e o planalto dos Parecis, e muitos esclarecimentos certamente teria prestado sobre sua geologia não fôsse tê-lo ceifado a morte quando em plena campanha, vítima que foi das endemias regionais. Euzébio Paulo de Oliveira subiu o rio Sepotuba em 1914, tendo-nos legado preciosos informes sobre os basaltos da serra de Tapirapuã e os arenitos do planalto dos Parecis. Investigando a região em torno de Cuiabá, em 1941, Avelino Ignácio de Oliveira e Pedro de Moura fizeram observações sobre a série Cuiabá e registraram a presença de calcários na região de Guia, que correlacionaram aos de Corumbá. Em 1953, coube a Aziz N. Ab'Saber e J. J. Bigarella percorrerem a rodovia de Cuiabá a Diamantino, fazendo observações sobre sua geologia e geomorfologia. Finalmente, em 1960, Evaristo P. Scorza prestou sua contribuição ao conhecimento da geologia da região, identificando e descrevendo importante ocorrência de arcózios nos arredores de Diamantino.

Dessas investigações resultaram conhecimentos gerais sobre a geologia regional, particularmente a identificação das grandes entidades estratigráficas que a compõem, mas apresentaram-se dúvidas, sobretudo importantes no que se refere à ordem de empilhamento das diversas formações. Assim, seria o folhelho Mato uma formação permiana, não dobrada, portanto muito mais nova que o arenito Raizama, como o admitira E. P. de Oliveira? Quais as relações realmente existen-

tes entre o calcário Araras e o arenito Raizama? Que posição ocupariam os arcólios de Diamantino na coluna regional? Qual a idade dos basaltos da serra de Tapirapuã? Dúvidas como essas ainda recentemente se manifestavam, como bem as reflete a nova edição (1960) do Mapa Geológico do Brasil.

Com o espírito espicaçado por tais problemas, o autor voltou suas atenções para a região sob o incentivo da magnífica visão que dela teve ao sobrevoá-la em 1956, durante uma excursão do XVIII.º Congresso Internacional de Geografia. Duas campanhas realizou, nos invernos de 1961 e 1962. Procurou, então, reconhecer a ordem de empilhamento de suas camadas, precisar a natureza dos sedimentos pré-devonianos, seu metamorfismo e tectônica. A região, em maior parte despovoada, ainda hoje é poucos acessível. Entretanto, já se pode penetrar de jipe em muitas áreas do interior e oeste da serra, dificilmente acessíveis aos que nos precederam. Mesmo assim, vários percursos tiveram que ser morosamente realizados a cavalo. Não dispondo de fotografias aéreas e mapas outros que a folha de Cuiabá (1950) da Carta do Brasil, editada pelo Conselho Nacional de Geografia, e a Folha n.º 5, da Carta de Mato Grosso e Regiões Circunvizinhas, (C.M.S. Rondon e J. de Matos, 1952), ambas em escala ao milionésimo, e sendo reduzido o tempo total das campanhas, ante a extensão da área examinada, o autor não pretende ter esclarecido senão algumas das questões que se lhe apresentaram, pois que muitas outras só serão resolvidas com futura mapeação. Naturalmente, muitos novos problemas surgiram, que o autor oferece à argúcia dos futuros investigadores. Os arenitos mesozóicos do planalto dos Parecis, os basaltos da serra de Tapirapuã e os depósitos cénozóicos não foram motivo de estudo particular nesta investigação, porém anotamos o pouco que nos foi dado observar sobre tais rochas.

*Agradecimentos* — Consignamos nossos agradecimentos ao Dr. Fernando Corrêa da Costa, Governador do Estado de Mato Grosso; à Comissão Interestadual das Bacias Paraná-Uruguaí; à Centrais Elétricas Urubupungá S. A. e ao Departamento de Minas e Geologia da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, por facilidades que permitiram a realização da presente pesquisa, bem como à Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral, por ter-nos autorizado a efetuá-la. Agradecemos, igualmente, aos companheiros de viagem, lic. Roberto Nogueira

Cardoso e eng. Wildor Theodoro Hennies, ambos da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, bem como ao eng. Fernão Paes de Barros, da CELUSA, o auxílio prestado durante os trabalhos de campo, agradecimentos que estendemos ao lic. Faustino Penalva, da Escola Politécnica, e ao Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, pela tomada das excelentes fotomicrografias.

O autor lembra, com gratidão, que sem a boa vontade e decidida cooperação de numerosas pessoas da região, grande parte deste trabalho não poderia ter sido realizado.



## CAPÍTULO I

### GENERALIDADES

A região objeto do presente estudo situa-se na área de conflito das bacias do Prata e Amazônica, onde a primeira se expande para norte, graças ao maior vigor erosivo de seus rios. A intensidade e modo de ação de tais processos erosivos e os fenômenos de sedimentação que os acompanham, a sul, ditam não só os aspectos fisiográficos dominantes como, de certo modo, as próprias condições de ocupação do solo desde os primórdios do povoamento.

A análise geológica permitiu concluir que no Cretáceo superior era baixa toda essa região, sujeita a processos de sedimentação que recobriram, com manto aproximado de duas centenas de metros de sedimentos arenosos as estruturas dobradas infra-paleozóicas e o Eocambriano. Ao soerguimento, seguiram-se intensos processos erosivos que ainda hoje atuam, acompanhados de subsidência da área chaco-pampeana e pantaneira, a sul, como réplica isostática dos soerguimentos andinos cenozóicos. Restos da primitiva cobertura cretácea constituem o *planalto dos Parecis*, nos limites setentrionais da área pesquisada. A sul estende-se outra importante província geomórfica, o *Pantanal*. As altitudes dos chapadões dos Parecis, nas vizinhanças da área, atingem cerca de meio milhar de metros, enquanto que as do Pantanal apresentam-se com cerca de 100 m acima do mar.

Na faixa que se interpõe entre as duas províncias acima referidas, as estruturas antigas expostas permitem reconhecer-se quatro menores províncias. A oeste, onde as camadas eo-paleozóicas não dobradas repousam sobre o Complexo Brasileiro, apresenta-se uma região baixa, em grande parte coberta de sedimentos modernos, na qual se salientam cuevas de modesto destaque. Chamamo-la *Baixada do Alto Paraguai*. Entre ela e a orla do planalto dos Parecis existe pequena mas destacada província, representada por um planalto basáltico muido erodido, a *serra de Tapirapuã*, cujos altos estão pouco abaixo dos vizinhos chapadões dos Parecis. A leste, confina a

Baixada do Alto Paraguai com a *Provincia Serrana*, área montanhosa em que as camadas eopaleozóicas, embora não metamorfisadas, foram intensamente dobradas, tendo a erosão pôsto em destaque topográfico as estruturas areníticas mais resistentes, que suportam longas serras paralelas. Nessa provincia encontram-se as maiores elevações da região, em altitudes que atingem cerca de 800 m. Nela nasce o rio Paraguai e se estende a linha divisória de águas das bacias dêste e do Cuiabá.

A zona situada a leste da Provincia Serrana, embora constituída de rochas ainda mais antigas e metamorfisadas, é, também, uma área baixa, em que as altitudes oscilam entre 150 e 300 m, com umas poucas elevações salientes, onde se apresentam quartzitos e calcários. Propomos dominá-la *Baixada Cuiabana*, tendo em vista seu relêvo deprimido e ser o rio Cuiabá o coletor principal de sua drenagem.

As figuras 2 e 4 ilustram a estrutura e distribuição geográfica das provincias em que se apresentam as rochas antigas, motivo principal deste estudo.

Não só geomôrficamente mas também sob o ponto de vista fitogeográfico situa-se a área investigada numa zona de transição, onde as florestas equatoriais confinam com a área de campos e cerrados subxerófilos que recobrem a maior parte da região. Proveniente do norte, a floresta amazônica penetra nos chapadões de campos e cerrados dos Parecis, seguindo os vales, para descer pelas vertentes da serra e espalhar-se amplamente na Baixada do Alto Paraguai, sobretudo nos municípios de Barra do Bugres, Cáceres e Arenópolis, constituindo a chamada "mata da poala" \*

Nas zonas baixas da região, e mesmo na morraria da Provincia Serrana, dominam tipos vegetais de campos e cerrados mais ou menos ralos, com transições para florestas e para os campos do chamado Complexo do Pantanal.

Naturalmente muito têm a ver os padrões vegetais da região com a natureza laterítica e em grande parte arenosa de seus solos, assim como com as diversidades de relêvo e do tipo climático das Savanas Tropicais (Aw) que nela domina. Sua pluviosidade anual cresce rapidamente de sul para norte, sendo de 1 270 mm em Cáceres, 1 378 mm em Cuiabá e 1 787 mm em Diamantino. As isoietas de inverno diminuem de

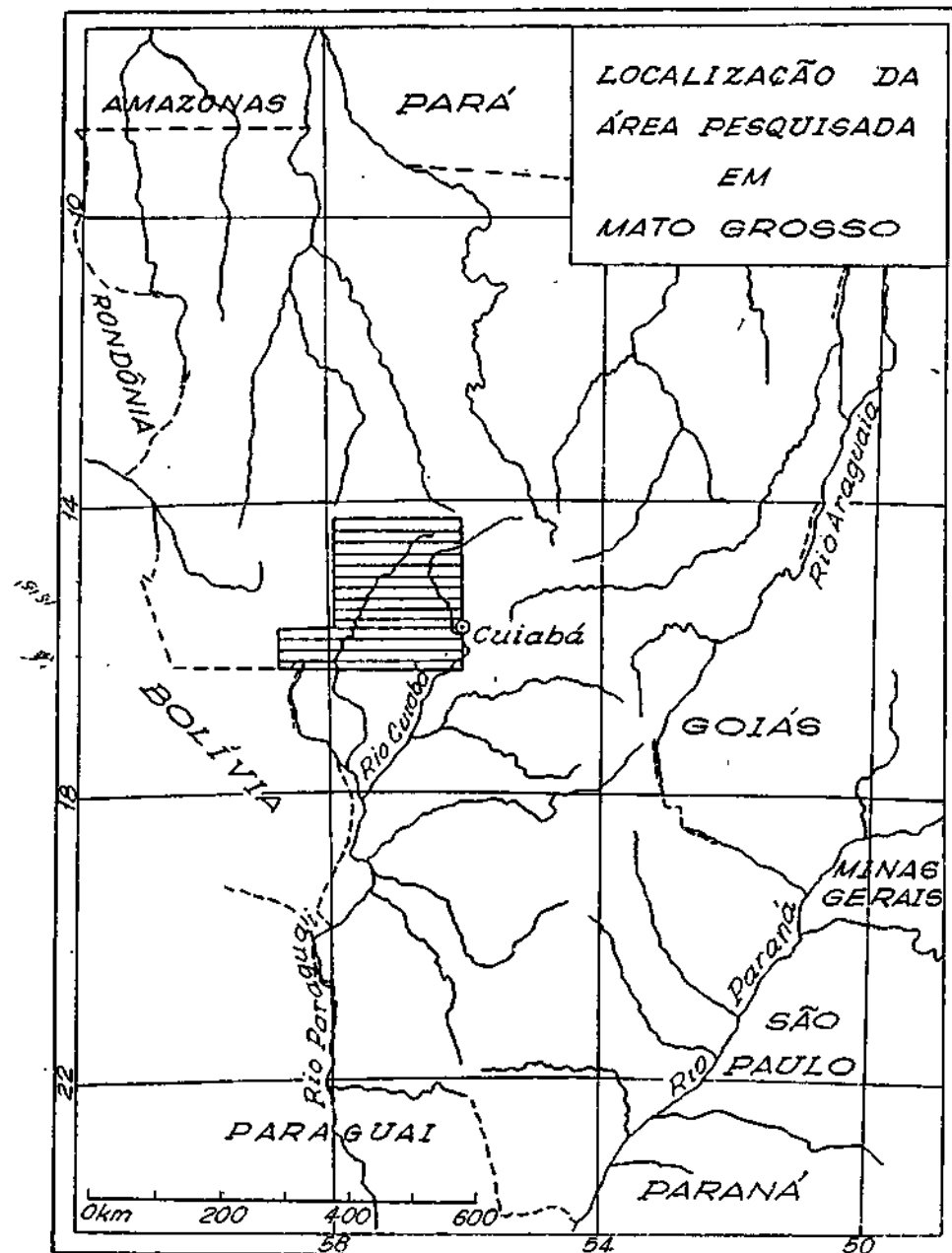


FIG. 1 — Localização da área pesquisada.

\* *Ipecacuanha brasileira*, planta produtora de um alcalóide medicinal, a emetina.



A indústria extrativa vegetal desenvolve-se principalmente na Baixada do Alto Paraguai, onde a extração de ipecacuanha e, em escala menor, de borracha e madeiras, constitui a principal atividade no município de Barra do Bugres e em pequena porcentagem quanto à economia total, no município pecuário de Cáceres. A importante produção de borracha dos municípios de Diamantino e Rosário Oeste procede das florestas situadas a norte dos campos dos Parecis, fora portanto da área aqui estudada.

São modestas as atividades relacionadas às indústrias de transformação, ligadas à produção de charque, açúcar, aguardente, couros, etc.

## CAPÍTULO II

### ESTRATIGRAFIA

As mais antigas rochas expostas na região percorrida ocorrem em seu extremo ocidental, no vale do Jauru. Pertencem ao *Complexo Brasileiro*, não tendo sido motivo de descrições especiais, neste estudo. Seguem-se-lhes sedimentos em maior parte de origem pelítica, espessos de milhares de metros e regionalmente metamorfisados em baixa fácies, pertencentes à *Série Cuiabá*.

A *Série Cuiabá* é recoberta pelo *Grupo Jangada*, ora proposto para incluir sedimentos com características de origem glacial, que supomos testemunharem, na região, um fenômeno paleoclimático de âmbito terrestre, havido em fins do Eocambriano.

A sequência seguinte é predominantemente não detritica, constituída de calcários e dolomitos pertencentes ao *Grupo Araras*, suposto do Cambriano.

O *Grupo Araras*, por sua vez, acha-se concordantemente recoberto por cerca de 3 000 m de arenitos e folhelhos, que se propõe reunir sob a denominação *Grupo Alto Paraguai*. Não contém fósseis, porém sua idade é certamente mais antiga que o Siluriano superior.

Todos esses sedimentos sofreram dobramentos, numa ou mais fase orogênicas que atuaram sobre o ortogeossinclíneo que os contém, após o que a região se elevou, teve suas estruturas arrasadas pela erosão para ser posteriormente recoberta, ao menos em parte, pelo mar eodevoniano. Camadas desta idade não existem na área investigada, mas muito próximo dela, na Chapada a NE de Cuiabá.

Faltam testemunhos do restante da história paleozóica da região. Parece que no Triásico, foi ela atingida pelo grande vulcanismo que afetou a bacia sedimentar do Paraná, responsável pelos *basaltos da serra de Tapirapuã*. No Cretáceo superior a maior parte da área foi coberta pelo *Arenito dos Parecis*. Durante o Cenozóico todas essas estruturas vêm sendo intensamente atacadas pela erosão, processando-se importante sedimentação à borda sul da área, a *Formação Pantanal*, ainda hoje em vias de acumulação.

QUADRO I  
Coluna Geológica

| Idade provável                     | Grupo ou série                         | Litologia                                                                                                                                                                                                                                                                           | Ambiente de sedimentação                                                                                                                                       | Espessura máxima                |
|------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|
| Quaternário                        | ---                                    | <i>Formação Pantanal. Formação Xaíra. Tufos calcários, travertinos; arcios, siltes, cascalhos, lateritos.</i>                                                                                                                                                                       | Fluvial, lacustre e de planície de inundação.                                                                                                                  | Dezenas de metros.              |
| --- DISCORDÂNCIA EROSIVA ---       |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Cretáceo superior                  | Arenito dos Parais                     | Arenitos, com conglomerados e folhelhos subordinados. Silicificação local. Madeiras petrificadas.                                                                                                                                                                                   | Fluvial e planícies de inundação                                                                                                                               | 150m                            |
| --- DISCORDÂNCIA EROSIVA ---       |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Triásico superior                  | Basaltos de Tapirapuã                  | Derrames de basalto                                                                                                                                                                                                                                                                 | ---                                                                                                                                                            | 310m                            |
| --- OROGENESE ---                  |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Ordoviciano (?)                    | Alto Paraguaí                          | <i>Formação Diamantino:</i> arenitos, sil-<br>titos e folhelhos com calcários subor-<br>dinados.<br><i>Formação Senauba:</i> folhelhos argi-<br>losos, com silteitos e arenitos subordi-<br>nados.<br><i>Formação Raizana:</i> arenitos, com<br>silteitos e folhelhos subordinados. | Ambiente marinho<br>nerítico, de plata-<br>forma subsidente,<br>moderadamente jus-<br>tável. Instabilidade<br>mais acentuada na<br>final da sedimenta-<br>ção. | 3 100m                          |
| --- DISCORDÂNCIA EROSIVA ---       |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Cambriano médio<br>ou superior (?) | Araras                                 | Dolomitos, calcários, arenitos, fo-<br>lhelhos, silteitos, marlitos. Mármore<br>e ardósias locais.                                                                                                                                                                                  | Ambiente marinho<br>nerítico, de águas<br>quentes, em plata-<br>forma subsidente.                                                                              | 700m                            |
| --- DISCORDÂNCIA (?) ---           |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Eocambriano (?)                    | Jangada                                | Tilitos, arenitos, folhelhos, conglo-<br>merados. Ardósias, filitos, quartzitos<br>e metaconglomerados.                                                                                                                                                                             | Ambiente glacial<br>continental; glácio-<br>lacustre e flúvio-<br>glacial.                                                                                     | Várias<br>centenas de<br>metros |
| --- DISCORDÂNCIA (?) ---           |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Eocambriano (?)                    | Cuiabá                                 | Filitos, grauvacas e subgrauvacas.<br>Quartzitos e metaconglomerados. Gra-<br>nitos pós-tectônicos.                                                                                                                                                                                 | Ambiente marinho<br>nerítico a batial, em<br>geossinclinal de<br>acentuada instabili-<br>dade.                                                                 | Milhares<br>de metros           |
| --- DISCORDÂNCIA ANGULAR ---       |                                        |                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                |                                 |
| Pré-cambriano                      | Complexo<br>Cristalino Bra-<br>sileiro | Gnaisses, micaxistos, quartzitos, au-<br>fibolitos, granitos.                                                                                                                                                                                                                       | ---                                                                                                                                                            | ---                             |

A tabela sintetiza as mais destacadas características das entidades estratigráficas acima apontadas, algumas das quais serão detalhadamente descritas nas páginas que se seguem.

## SÉRIE CUIABÁ

**Histórico** — Os filitos e quartzitos sobre que se edifica a cidade de Cuiabá vêm sendo referidos pela maioria dos viajantes que percorrem a região, desde pelo menos as descrições sumárias do conde Francis de Castelnau, em 1850. Coube, porém, a J. W. Evans descrevê-los mais detalhadamente, tendo-os designado *Cuyabá Slates*, ou Série Cuiabá, como veio a ser conhecida. M. A. Ribeiro Lisboa, quando em 1907 percorreu o traçado da E. F. Noroeste do Brasil, propôs reunir sob a designação *Série Baixada Paraguata* as rochas metamórficas dos arredores de Cuiabá e as que examinou, da baixada e terras altas do vale do rio Miranda, das baixadas do Aquidauana e do Apa, com isso admitindo grande extensão da Série Cuiabá, que acrescida será, se aceita for nossa conclusão, de se estender à série ao médio vale do rio das Mortes, na bacia Araguaia (F. Almeida, 1948, págs. 9 e 10). Em 1954 descrevemos petrograficamente os principais termos litológicos da Série Cuiabá e os fenômenos metamórficos nela provocados pelo granito da serra de São Vicente.

**Distribuição** — A Série Cuiabá é a principal constituinte da Baixada Cuiabana, não ocorrendo nas outras províncias da região, salvo no Pantanal. Surgindo de sob a cobertura devoniana da Chapada e das faldas da serra granítica de São Vicente, estende-se além do rio Cuiabá, onde confina com o Grupo Jangada, sem que se conheçam exatamente seus limites. Possivelmente, a maior parte do vale do rio Cuiabá a montante de Acorizal, desenvolve-se em rochas de Grupo Jangada, mas daí para jusante, até penetrar no Pantanal, o rio tem seu curso entalhado na Série Cuiabá. Quase toda a bacia dos rios Aricá-Açu e Aricá-Mirim, a morraria da região de Barão de Melgaço e a de Santo Antônio do Leverger constituem-se de rochas da série, que também sustenta, através de seus quartzitos, quase todos os relevos que mais se destacam da peneplanície cuiabana.

**Divisão** — Ainda não é possível propor qualquer divisão na Série Cuiabá, pois nem sequer é conhecida a sucessão de suas rochas. A identificação do Grupo Jangada, seja como uma entidade autônoma ou um termo a ela pertencente, indica que o alto da série deve ser procurado a oeste, na zona onde ela se recobre pelo referido grupo.

**Litologia** — A litologia da Série Cuiabá é bastante diversificada. Trata-se de um pacote, possivelmente espesso de mi-

lhares de metros, inteiramente constituído de metassedimentos detríticos, predominantemente pelíticos, mas com importante desenvolvimento local de quartzitos, metagrauvacas e, subsidiariamente, metaconglomerados. Até hoje são desconhecidos quaisquer produtos vulcânicos na Série Cuiabá.

**Filitos e sericita-clorita-xistos.** São essas as rochas mais características da série, as que se apresentam por toda parte e, certamente, constituem a maior espessura da seqüência. Muito raramente se apresentam inalterados, como se os vêem no leito seco dos rios. Têm, então, cor cinza escuro, cinza esverdeado ou são avermelhados, quando hematíticos. Se grafitosos, são negros. Decompostos, assumem cores claras, variadas, e aspecto de ardósia ou mesmo de folhelho, perdendo o brilho acetinado característico. Podem ter cristais de pirita, com até pouco mais de 1 cm de aresta. Sua xistosidade, coincidindo com a clivagem, quase sempre é de grande mergulho, e direção caracteristicamente NE. Raramente coincide com o declive das camadas, mas o faz com sua direção, do que decorre generalizado lineamento NE, que muito se reflete na topografia e traçado dos cursos d'água (Fotomicro. 3).

Embora a recristalização metamórfica tenha apagado a maioria das estruturas sedimentares, não é raro perceber-se, nas exposições de rochas menos alteradas, que os filitos e xistos da série têm estratificação plano-paralela muito regular e fina, principalmente manifestada na variação da tonalidade cinzenta da cor, mas às vezes, também na granulação, pois que até *graded bedding* foi observado.

Pouco podemos acrescentar às descrições microscópicas dessas rochas, que fizemos em outra oportunidade (F. Almeida, 1954, pág. 23) confirmadas pelo material agora estudado.

**Quartzitos** — Em 1954 descrevemos quartzitos da série, muito ricos em quartzo (ortoquartzitos epimetamórficos). Constituem camadas que se estendem através de dezenas de quilômetros, cuja espessura pode ultrapassar 100 metros.

Uma variedade feldspática de quartzito de granulação fina, antes desconhecida na série, foi identificada a uns 2 km a leste de Carandá Grande, na rodovia para Cáceres. É uma rocha de cor cinza claro, homogênea, maciça, alterando-se em bolas. Tem aparência de uma eruptiva, mas o exame atento deixa perceber a existência de uns poucos e pequeninos seixos rolados de quartzo. Vê-se, ao microscópio, que se constitui maiormente de quartzo, em grãos mal rolados e contornos

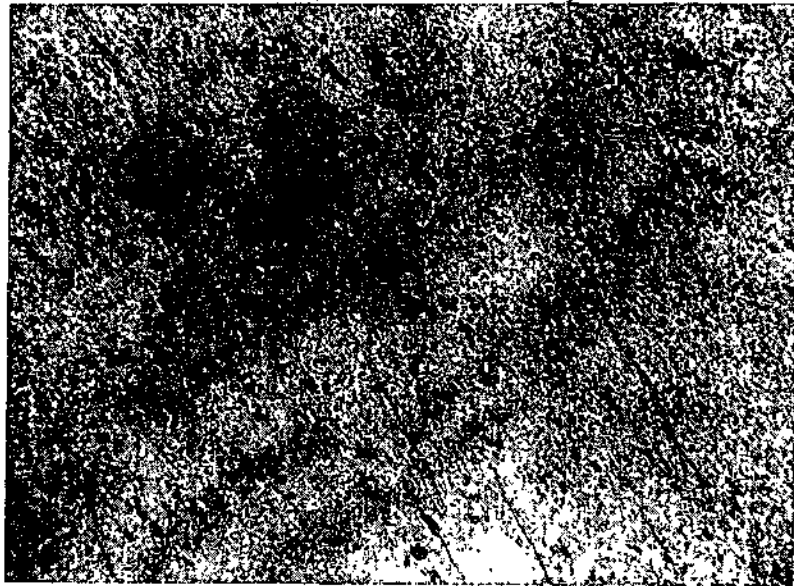


FOTOMICRO 1 — Metagrauvaca grossa da Série Cuiabá  
Vêem-se grãos de quartzo, feldspato e turmalina (no centro junto à margem inferior) dispersos em matriz onde o metamorfismo originou quartzo, sericita, hematita e epidoto. Os efeitos dinâmicos do metamorfismo manifestam-se na cataclase, extinção ondulante e giro dos grãos detríticos. Rio Cuiabá, na cidade homônima. Nicotina cruzados. 25 aumentos



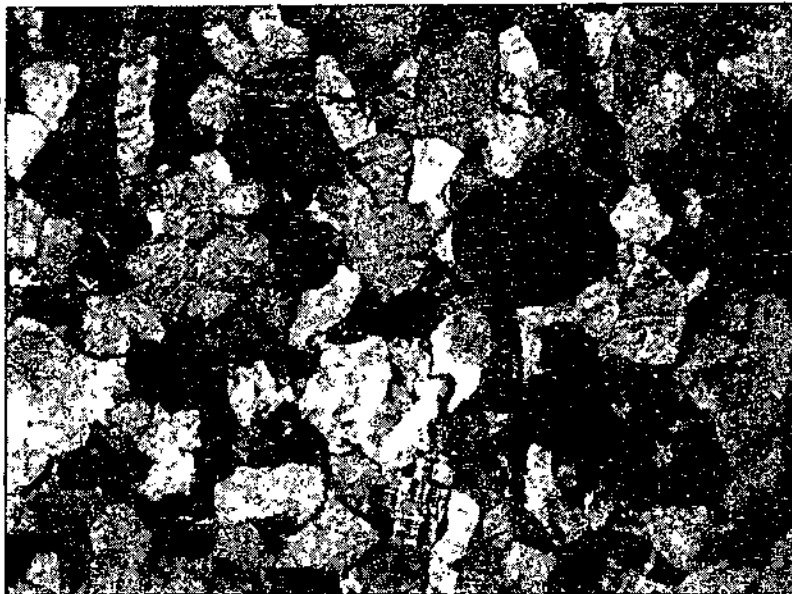
FOTOMICRO 2 — Metagrauvaca da Série Cuiabá  
Grãos detríticos de quartzo e feldspatos espalham-se em matriz onde o metamorfismo originou sericita, quartzo e hematita. Os grânulos detríticos sofreram cataclase. Nicotina cruzados. 25 aumentos





FOTOMICRO 3 — Filito da Série Cuiabá

A seção, perpendicular à xistosidade, mostra a estrutura lepidoblástica orientada quase normalmente à estratificação, que se manifesta através da concentração em lâminas, do pigmento ferruginoso. A rocha contém mica sericita, quartzo, ilmenita e epidoto, como principais constituintes. Rio Cuiabá, em Cuiabá. Nicols cruzados. 25 aumentos.



FOTOMICRO 4 — Arenito feldspático do Grupo Jangade

Além de quartzo, microclina, plagioclásio ácido e calcionito, a rocha contém escassos grânulos detriticos de turmalina, zircão, magnetita e outros. O metamorfismo incipiente causou extinção ondulante no quartzo. Ribeirão Obliqueiro Grande. Nicols cruzados. 25 aumentos.

desfeitos pelo metamorfismo. A rocha possui, todavia, mais de 10% de microclina e oligoclásio, mas os feldspatos não excedem 1/4 de seu volume. A maioria desses feldspatos acha-se contida na matriz, entre os grãos arenosos de quartzo e um ou outro grão de microclina e quartzito. Na matriz também se reconhecem outros minerais alogênicos: muscovita, biotita (rara), zircão, turmalina, magnetita, titanita (rara). Como componentes autigênicos pouco abundantes, a matriz contém clorita, sericita, biotita (pouco freqüente), ilmenita (parcialmente leucoxenizada) e algum carbonato. O sedimento parece provir da erosão de uma área granito-gnáissica, parcialmente coberta de sedimentos, pois que muitos dos numerosos grãos de zircão mostram-se bem arredondados, parecendo terem sofrido mais de um ciclo sedimentar.

*Grauvacas* — A presente investigação mostrou serem relativamente freqüentes, na Série Cuiabá, espessuras importantes de grauvacas e subgrauvacas. Vimo-las em afloramentos isolados, na antiga estrada de Rosário Oeste e Cuiabá, particularmente entre Guia e Acorizal, mas as melhores exposições encontram-se na cidade de Cuiabá. São rochas de cor cinza claro ou cinza esverdeado, quando muito cloríticas. Têm grande dureza, textura fina e dificilmente mostram estratificação. A mais importante exposição acha-se no leito do rio Cuiabá, visível em águas baixas, a uns 500 m a jusante da ponte, na saída para Várzea Grande. As camadas têm orientação a 60° NE, sendo quase verticais, apresentando xistosidade de mesma direção porém mergulho de 15° a 20° para NW. Ali, a 50 m acima do topo exposto de uma centena de metros de espessura de filitos cinzentos, ocorre uma seqüência de grauvacas e filitos, em típica associação de *graded bedding*. A espessura visível desta sucessão é de 87 m, nela incluindo-se 48 ciclos, além de um composto, com 18,5 m de espessura, do que resulta espessura média de cerca de 1,5 m para cada ciclo, não se considerando o composto. Os menores reduzem-se a 0,2 m. Cada ciclo inicia-se com grauvaca de textura arenítica grosseira (Fot. 1), em que podem mesmo ser vistos pequeninos seixos rolados de quartzo. Em sua base o sedimento de cada ciclo limita bruscamente com filito do alto do ciclo precedente, mas para cima passa gradualmente a grauvaca de granulação cada vez mais fina, equivalente a arenito fino e siltico, na maioria dos ciclos, mas não em todos, existindo no alto camada de filito cinza escuro. A espessura deste filito não ultrapassa 0,4m, independentemente de espessura do ciclo, sendo proporcionalmente mais espessa nos ciclos delgados. A seqüência com-



For. 1 — "Graded bedding" em grauvaca da Série Cuiabá  
Tôpo filítico de um ciclo subposto à base arenosa do seguinte. Rio Cuiabá, na cidade homônima.



For. 2 — Escamação esferoidal em tilito  
Os tilitos do Grupo Jangada, no Córrego Vermelho, estrada para Barra do Bugres, são tão maciços que se decompõem esferoidalmente. O grande bloco é um núcleo inalterado da rocha, em torno do qual se observa a escamação.

plexa, de 18, 5m de espessura, é a que apresenta a mais grosseira granulação na base, onde podem ser vistos raros seixos rolados de quartzo, com até 1,5cm de diâmetro. No alto, esta sequência apresenta cerca de 2m de espessura de material com granulação siltica, findando com 0,4m de filito.

Não têm os sedimentos dessa sequência rítmica, outra estratificação visível que a plano-paralela, resultante da variação de granulação. Nenhum indício de estratificação cruzada foi percebido nos termos psamíticos, mas muito fina laminação plano-paralela pode ser vista nos filitos, tal como frequentemente ocorre nos filitos comuns, da série. No espesso ciclo composto existem pequenas lentes e camadas decimétricas, de granulação arenítica fina, ou mesmo siltica, intercaladas em material mais grosso, do que decorre estratificação aparente.

O exame microscópico feito de amostras coletadas em níveis diversos dos ciclos indicou o seguinte. A parte inferior, a mais grossa de cada ciclo, constitui-se de metagrauvaca quartzosa em que a matriz, não excedendo metade da rocha, é um agregado de lamelas de sericita e grânulos alongados de quartzo, além de escassa biotita, magnetita e pirita autigênicas. Os grânulos maiores, espalhados nessa matriz, são principalmente de quartzo, mas os há, abundantes, de plagioclásio ácido e quartzito, alguns de filito e outros, de granito, greisen, etc. (Fotomicro 1). Acham-se todos mais ou menos deformados pelas ações metamórficas, mas percebe-se a forma subarredondada de vários deles. Os de plagioclásio podem estar sericitizados, mas os há perfeitamente inalterados, porém com lamelas de geminação deformadas. Algumas das rochas basais dos ciclos parece passaram a quartzitos feldspáticos, com a diminuição da porcentagem de matriz.

O material arenoso de granulação mais fina, do meio dos ciclos, é típica grauvaca, em que na matriz xistosa, sempre abundante, podendo exceder metade da rocha, predomina sericita autigênica (Fotomicro 2). A conformação original dos grãos detríticos não foi tão modificada quanto nos estratos basais, pelo que deixam perceber formas originais variando desde inteiramente angulosas a subarredondadas. Há sempre, entre eles, muito plagioclásio e quartzito, mas o quartzo é o mineral predominante. Ocorrem também, como componentes alogênicos, muscovita, zircão, etc.

**Metaconglomerados** — Associam-se, localmente, aos quartzitos da série, metaconglomerados constituídos de seixos rolados de quartzo, deformados pelo metamorfismo, contidos



em matriz quartzítica. Nas exposições que conhecemos, de tais rochas, nas proximidades de Baú, não longe de Acorizal, os seixos não têm mais que 3 cm diâmetro.

**Ambiente gerador** — A Série Cuiabá, tal como se apresenta na região ora examinada, é um espesso conjunto de sedimentos detríticos acumulados em ambiente tectonicamente ativo, provavelmente todo marinho e não vulcânico. As camadas de quartzito devem representar épocas de moderada quietude, enquanto que as seqüências cíclicas de metagrauvaca e filito, qualquer que seja sua origem, representam épocas de máxima inquietação tectônica da bacia sedimentar. Esta correspondia a um miogeossinclíneo de grande atividade, antes que a um eugeossinclíneo típico, pois que parece faltarem materiais vulcânicos associados aos sedimentos. A ausência de camadas calcárias refletiria a inquietude tectônica, e talvez um clima desfavorável à sua acumulação.

**Correlações e cronologia** — A série xistosa da baixada de Mato Grosso foi correlacionada por D'Orbigny (1842, pág. 225) a rochas congêneres de Minas Gerais e às da região chiquitana da Bolívia. Estas últimas verificamos pertencerem em maior parte à Série Corumbá, sendo portanto mais novas. A correlação da Série Cuiabá à Série Minas tem sido geralmente aceita pelos investigadores da geologia de Mato Grosso, inclusive o presente autor, que hoje a considera destituída de fundamentos ponderosos. Mais aceitável parece correlacioná-la à Série Tocantins, de Moraes Rêgo (1933, pág. 279), que seria sua extensão, ao longo do vale do Araguaia, ao norte de Goiás, ao Pará e Maranhão.

A Série Cuiabá é anterior aos calcários de Corumbá, cuja idade cambriana média ou superior vem sendo atualmente aceita, com base em precário documentário fóssilífero. Precedeu, igualmente, aos tilitos do Grupo Jangada, que parece corresponderem a uma grande glaciação manifestada em muitas partes do mundo e que geralmente se supõe ter-se realizado no final do Eocambriano. No presente trabalho o autor propõe-se demonstrar que a Série Cuiabá e os grupos que lhe seguem constituem uma seqüência interrompida de sedimentos acumulados num mesmo ortogeossinclíneo, razão por que suas camadas, todas certamente mais antigas que o Siluriano superior, não apresentariam diversidades extremas de idade, pelo que lhe parece provável seja também eocambriana a Série Cuiabá. Reconhecemos, contudo, a fragilidade em que se ba-

seia tal cronologia. A datação cronológica absoluta do granito da serra de São Vicente, que penetrou na série após seu dobramento, será um primeiro e importante passo no esclarecimento da questão.

## GRUPO JANGADA

**Histórico** — Metaconglomerados associados às rochas filíticas da bacia do rio Cuiabá foram pela primeira vez observados por J. W. Evans (1894, págs. 90 e 91), pois passaram despercebidos a F. de Castelnau, apesar dele ter visto as exposições de tilitos do ribeirão do Engenho e da barranca do rio Coxipó-Açu em Guia, sem notar seu caráter conglomerático. Mais tarde, Alberto Betim Paes Leme (1911, págs. 12-14), revendo as coleções e cadernetas de campo de Cícero de Campos, descreveu rochas de idêntico caráter, procedentes de Jacobina e Forquilha, colhidas em 1909 pelo infelizmente geólogo. Também Avelino Ignácio de Oliveira e Pedro de Moura (ap. A. I. Oliveira e O. Leonardos, 1943, pág. 162) notaram os xistos conglomeráticos a norte de Cuiabá, quando visitaram a região de Guia. Nenhum desses geólogos discutiu as condições de formação de tais conglomerados, sua origem glacial tendo passado despercebida até agora, provavelmente devido ao grau apreciável de metamorfismo que apresentam, nos locais onde haviam sido examinados, mas as descrições de Evans, das ocorrências do rio Jangada, são tão expressivas, que A. I. de Oliveira e O. Leonardos (1943, pág. 161) notaram que "correspondem perfeitamente à dos tilitos da Série Lavras (Minas Gerais e Bahia), Ribeira (São Paulo e Paraná) e Itajaí (Santa Catarina)". Também Evaristo P. Scorza (1961, pág. 190) quando em 1960 viajou de Cuiabá para Diamantino, observou a semelhança das rochas de Jangada com filonitos da Série de Lavras, tendo suscitado que pertencessem ao Grupo Araras.

Reconhecemos o caráter tilítico de tais rochas ao examinarmos o grande corte do quilômetro 69 da BR-29, a 4,5 km antes da localidade Jangada. Ali o metamorfismo dinâmico apagou, nos seixos, quaisquer indícios de trabalho glacial, mas estes foram claramente observados mais tarde, nas ocorrências do vale do ribeirão Chiqueiro Grande e do córrego Vermelho.

**Definição** — Definimos o Grupo Jangada como um conjunto de sedimentos de origem glacial existente entre a Série Cuiabá *sensu stricto* e a base do Grupo Araras.

Assim justificamos a reunião, num grupo à parte, das referidas rochas glaciais, até agora indistintamente incluídas na Série Cuiabá:

1 — Fora da área adiante descrita, onde se distribui o Grupo Jangada, não são conhecidos, e provavelmente não existem, sedimentos de origem glacial incluídos na Série Cuiabá. Esta série, sem dúvida, possui conglomerados, mas que não podem ser confundidos com os tilitos aqui descritos.

2 — A Série Cuiabá acha-se universalmente penetrada de veios de quartzo leitoso, crescidos em buchos, em maior parte muito fraturados e dobrados. A abundância de fragmentos de tais veios, nos regolitos da série, através de toda a sua área de ocorrência em Mato Grosso, é fato a que se têm referido quase todos os investigadores do Estado. O Grupo Jangada só muito localmente apresenta veios de quartzo leitoso, geralmente delgados, não dobrados, dirigidos a NW, e que em Guia, onde parece serem mais abundantes, também penetram no Grupo Araras. Pensamos que a época de intensa silicificação da Série Cuiabá, que também a mineralizou com ouro, precedeu à deposição do Grupo Jangada.

3 — O Grupo Jangada é um depósito continental, senão inteiramente, pelo menos em grande maioria, pois que seus sedimentos são verdadeiros tilitos e não *drifts* marinhos. A Série Cuiabá *sensu stricto* é um típico depósito marinho, de miogeossinclineo. Seus sedimentos mais característicos, os filitos cinzentos, as grauvas e os espessos membros de orto-quartzitas, não existem no Grupo Jangada.

Não observamos contatos do Grupo Jangada com a Série Cuiabá s. s., mas parece provável que no futuro venham a se verificar, entre ambos, relações como as existentes entre as Séries Minas e Jequitinhonha, na cadeia do Espinhaço. O metamorfismo, a identidade de direções de dobramento e a natureza dêste tornam difícil perceber-se as reais relações entre o grupo e a série, num trabalho desta natureza.

**Distribuição** — O Grupo Jangada ocorre numa faixa que, orientada no sentido geral NE das estruturas pré-devonianas da região, se estende do interior da Província Serrana para leste, ultrapassando o vale do rio Cuiabá mas não atingindo a cidade homônima. O extremo sul, ora conhecido, de sua área de ocorrência, acha-se nos arredores de Jacobina, na rodovia para Cáceres, enquanto que a norte verificamos estender-se até pelo menos à região de Tombador, exposto no núcleo do anticlinal de Nobres. Estudos futuros deverão comprovar



For. 3 — Tilito Jangada na Província Serrana

Vêem-se fragmentos de variada natureza e dimensões, dispersos em matriz abundante. Córrego Vermelho, próximo à serra de Curupira.



For. 4 — Arenito do Grupo Jangada

A margem esquerda do ribeirão Chiqueiro Grande intercala-se nos tilitos do grupo Jangada um banco de arenito, cujo topo recoberto pelo tilito é visto na fotografia. Rodovia para Barra do Bugres.

maior extensão dessa faixa, sobretudo ao longo do vale do rio Cuiabá a montante de Quebós.

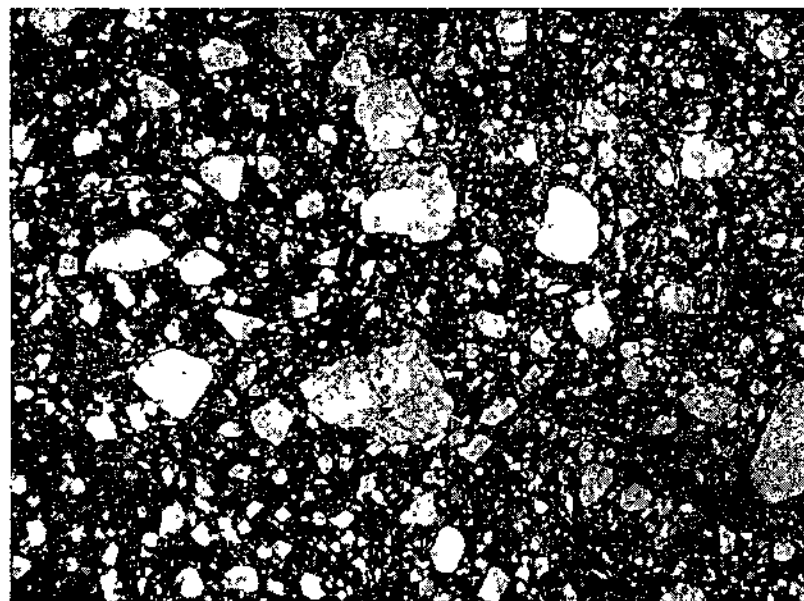
Os tilitos Jangada são rochas que sempre se apresentam muito clivadas, pelo que susceptíveis de fácil alteração intemperica. Não manifestam qualquer reflexo saliente no relevo, tendo sido arrasados pela erosão, participando das áreas aplaiadas, de solos lateríticos, da peneplanície Cuiabana. Por isso, suas melhores exposições são encontradas no leito seco de rios, como o Jangada, Chiqueiro Grande, Coxipó-Açu, Machado, Engenho e outros menores. Suas exposições são muito claras, embora como rochas bem metamórficas, às faldas da morraria calcária de Guia, a seis léguas a noroeste de Cuiabá.

Cortes recentes expõem, em muitos lugares ao longo da rodovia BR-29, os sedimentos do Grupo Jangada. Para quem procede de Cuiabá, os primeiros afloramentos acham-se nas vizinhanças do quilômetro 50, onde camadas de conglomerado com seixos mal rolados de quartzo, quartzito e filito intercalam-se em tilitos, possivelmente representando membro muito baixo do grupo. Além de Jangada, a rodovia desenvolve-se nessa série até cerca de uma légua após Rosário Oeste, onde penetra na zona calcária do anticlinal de Nobres, após a qual ressurgem os tilitos, nas vizinhanças do rio Tombador.

**Litologia** — Sem serem os únicos termos do grupo são, sem dúvida, os tilitos suas rochas mais características e de mais extensa ocorrência. Além deles, existem sedimentos psamíticos e pelíticos, e raros conglomerados. Todas essas rochas apresentam metamorfismo, que de incipiente nas ocorrências ocidentais, da Província Serrana, torna-se bastante sensível com generalizada filitização dos tilitos, na região de Guia.

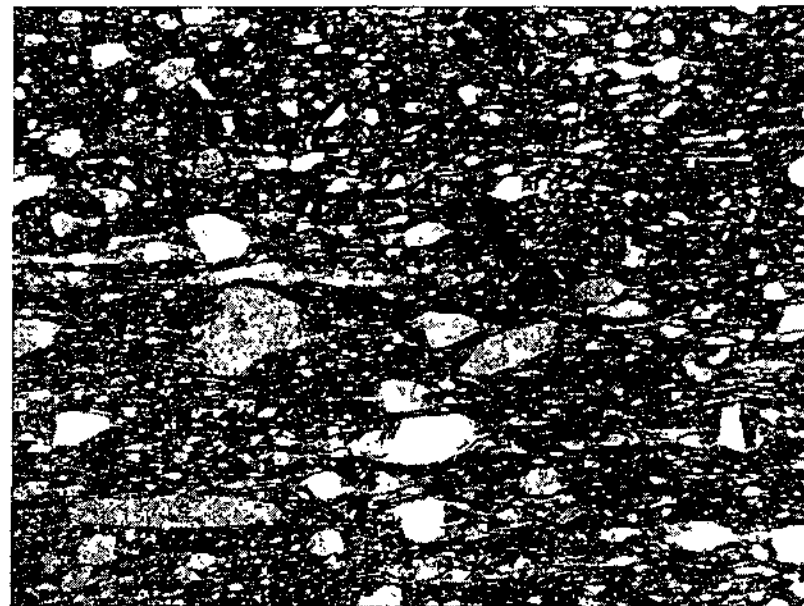
**Tilitos** — As ocorrências de tilito existentes na Província Serrana são as mais interessantes para o estudo de tais rochas, pois que o metamorfismo dinâmico que sofreram é muito reduzido, não tendo sido geralmente suficiente para mascarar as peculiaridades da rocha.

Na rodovia de Jangada para Barra do Bugres, examinamos afloramentos de tilito no vale do ribeirão Chiqueiro Grande (vizinhanças de Bauxi) e no do córrego Vermelho, ocorrência esta que é a de menor metamorfismo que conhecemos em todo o grupo. Visitamos, também, os afloramentos expostos no núcleo dos anticlinais de Jacobina e Sorongo, na rodovia para Cáceres. Em todos esses lugares, os tilitos apresentam-se como rochas de estrutura homogênea, cor variável entre cinza escuro (no córrego Vermelho) e cinza



FOTOMICRO 5 — Tilito quase nada metamórfico do Grupo Jangada

Grânulos detríticos de quartzo, feldspato, granito (próximo ao centro da fotografia), calcário e outras rochas, espalham-se em matriz silico-argilosa em que o único vestígio de metamorfismo consiste em recristalização incipiente de quartzo e sericita, efeito não perceptível na fotografia. Córrego Vermelho, na rodovia para Barra do Bugres. Luz paralela, 25 aumentos.



FOTOMICRO 6 — Tilito metamórfico do Grupo Jangada

A seção, talhada transversalmente à xistosidade, mostra o arranjo paralelo dos constituintes detríticos, imprimindo à rocha perfeita clivagem. Os grânulos, além da rotação, sofreram esmagamento, parcial cataclase e recristalização nas sombras de pressão. O metamorfismo desenvolveu quartzo, clorita, biotita (em nódulos com planos estruturais normais à xistosidade), ilmenita, hematita e epidoto. Corte da rodovia BR-29, próximo a Jangada. Luz paralela, 25 aumentos.

esverdeado. Quando as rochas estão inalteradas, surgem tonalidades avermelhadas, com a oxidação do ferro. Quando frescas, são de elevada resistência ao choque do martelo, mas alteradas, sobretudo quando muito clivadas, como em Jacobina, tornam-se pouco consistentes, libertando seus seixos no solo. No vale do córrego Vermelho, às margens da rodovia, os tilitos são tão homogêneos que se alteram esferoidalmente, tal como o fazem os permocarboníferos da bacia do Paraná (Fot. 2).

Os seixos dos tilitos, que se espalham nos campos, são das mais variadas dimensões e raramente têm mais que 0,5 m de diâmetro, mas este alcança 1,1 m num que vimos na região de Guia. Muito variam em natureza litológica, havendo sempre entre eles, predomínio de materiais quartzosos, sobretudo de quartzitos. São freqüentes os de granitos, mas nos cortes da estrada, onde menos alterados, vimo-los constituídos de grande variedade de rochas: micaxistos, gnaisses, filitos, calcários, jaspilito (idêntico ao de Urucum), anfibolito, basalto, etc. Também quanto à forma são muito heterogêneos, pois podem ser inteiramente angulosos, mas são numerosos os seixos que apresentam escala variada de arredondamento e certamente haviam sido trabalhados por água corrente antes de transportá-los os gelos.

Em nenhuma das ocorrências citadas, da Província Serana, é difícil coletar-se seixos facetados e estriados desses tilitos. Perto de Bauxí, em menos de uma hora de procura no material solto no solo, reunimos uma coleção de 15 seixos assim trabalhados pelo gelo. São quase todos de quartzito e granito. Ali nos pareceu que a porcentagem de seixos com indícios de abrasão no transporte glacial possivelmente não excede 1 ou 2% da totalidade dos seixos libertados no solo, pela alteração do tilito. Nessa coleção observa-se que um seixo tem, geralmente, facetadas de abrasão diversamente orientadas, numa delas podendo existir estrias em mais de uma direção, pelo que não se deixam confundir com possíveis efeitos tectonicamente impressos. Não vimos seixos com a característica forma de ferro-de-engomar. De resto, a forma de quase todos está muito ligada à configuração original, que precedeu ao trabalho pelos gelos.

A porcentagem de seixos nesses tilitos é bastante variável de uma para outra ocorrência. Sempre notamos o absoluto predomínio volumétrico da matriz (Fot. 3), mas há tilitos, como os vimos nos morros de Guia, em que a quantidade de seixos é excepcionalmente elevada.

A mesma heterogeneidade aparente nas exposições de tais rochas também se revela ao estudo microscópico, em que elas se mostram como constituídas de porfiroclastos, maiormente de quartzo, com os mais variados tamanhos, espalhados em matriz predominante, de evidente origem argilosa, hoje em boa parte formada de minerais autigênicos (Fotomicro 5). Além dos grânulos de quartzo, notam-se muitos de plagioclásio sódico e microclina, em estado não alterado quando os não modificou o metamorfismo ou o intemperismo moderno. São comuns grânulos de agregados minerais, observando-se principalmente quartzito, granito, gnaiss, micaxisto, filito, calcário, calcedonito, lava (?) basáltica, etc. Muitos dos grânulos, particularmente os de quartzo, são arredondados, embora comumente fragmentados, mas a maior parte, quaisquer sejam suas dimensões ou natureza mineralógica, apresenta-se com formas inteiramente angulosas, de origem fragmentar primária e não resultante de metamorfismo dinâmico, cujos efeitos são insignificantes nas rochas ora descritas.

A matriz dos tilitos constituía-se, originalmente, de um fino agregado de partículas, sobretudo de quartzo, e material argiloso, hoje recristalizado num feltro criptocristalino indecifrável (nos anticlinais de Jacobina e Sorongo, p. ex.) ou num visível agregado, muito fino, de clorita, sericita e quartzo autigênicos, certamente devidos a metamorfismo dinâmico incipiente. Algum carbonato autigênico é sempre presente. Não há qualquer hiato de dimensões entre os grânulos já descritos e os finos componentes alogênicos dessa matriz, assim cifrável (nos anticlinais de Jacobina e Sorongo, p. ex.) ou arranjo geométrico outro que o dinamicamente imposto à rocha.

Em todas as ocorrências do grupo Jangada, que visitamos na Baixada Cuiabana, o metamorfismo dos tilitos foi bastante para mascarar, em maior ou menor grau, as características originais da rocha. Desenvolveu-se acentuada xistosidade (Fotomicro 6), os seixos sofreram rotação para se colocarem paralelamente a ela, e foram esmagados em graus diversos, tomando formas de amêndoa, fuso, disco, etc. Claro que em tais condições não se poderia esperar encontrar estriamentos ou facetamentos característicos, como o confirmamos em atento exame na seixaria dos morros de Guia e dos cortes da rodovia BR-29, perto de Jangada. A diversidade de dimensões e litologia dos seixos, e sua distribuição heterogênea na matriz ardosiária ou filítica, eis os fatos que denunciam o caráter genético dessas rochas, através da Baixada Cuiabana. Em tal

sentido, muito diferem dos conglomerados da Série Cuiabá, em que os seixos têm dimensões uniformes e em sua quase totalidade são de quartzo ou quartzito, contidos em matriz originalmente arenosa.

Atribuímos, sem hesitação, origem glacial às rochas descritas, não só tendo em vista as peculiaridades referidas como sua espessura, extensão e continuidade de ocorrência. Realmente, é difícil imaginar como os vários processos causadores de rochas confundíveis com tilitos, tais como deslisamentos, *creep*, corridas de lama, correntes de turvação ou outros, possam ter operado uniformemente em tão vasta área.

**Conglomerados** — Julgamos pertencerem ao Grupo Jangada camadas de conglomerado que atravessam a rodovia BR-29 nas vizinhanças do quilômetro 57. Ali vimos uma sucessão de sedimentos detríticos grossos passando, no alto, a arenitos cada vez mais finos podendo findar em ardósias, repetindo-se, ritmicamente, uma dezena de ciclos. Nos estratos inferiores de tais ciclos, que alcançam 4 m de espessura individual, apresentam-se conglomerados contendo seixos de até 1 dm de diâmetro, tão abundantes que chegam a se tocar. São seixos de quartzo e quartzito, de conformação mais ou menos arredondada, nitidamente depositados por água corrente. A presença de tais seixos, associada à estratificação cruzada e caráter arenoso da matriz em que se incluem, estabelece nítida diferença com as grauvas da Série Cuiabá. O conjunto de camadas, que se dirige para 50° NE e inclina-se fortemente para SE, está incluído em tilitos ardósianos.

Também à margem direita dessa rodovia, no local onde se inicia o caminho que leva à usina elétrica do rio Tombador, vimos conglomerado pertencente ao Grupo Jangada. Ali, contudo, os seixos são de grande diversidade de rochas, dando o conjunto, a impressão de um *drift* arenoso, grosseiramente estratificado.

**Arenitos e ardósias** — A rodovia estadual MT-4, para Barra do Bugres, atravessa o vale do ribeirão Chiqueiro Grande em trecho em que se expõe interessante seção de um anticlinal do Grupo Jangada, em cujo núcleo estão os tilitos com seixos facetados e estriados que acima descrevemos. São eles recobertos, à margem esquerda do rio, por uma dezena de metros de espessura, de argilitos e pelitos micáceos (provavelmente ardósias decompostas), por sua vez subpostos a um banco de arenitos quartzíticos cinzentos, muito resistentes, que sustentam degrau disfarçado do relevo (Fot. 4). Os are-

nitos têm uns 15 m de espessura, exibindo nítida estratificação cruzada e plano-paralela, sendo, por sua vez, recobertos por outro nível de tilito. Tanto o arenito como as camadas pelíticas contêm raros seixos, com até mais de um palmo de diâmetro, que imprimem aos sedimentos, caráter de *drift* estratificado. Camadas de idêntica natureza afloram nos 9 quilômetros seguintes, em direção a Barra do Bugres, após os quais, os calcários Araras descem ao nível da rodovia. Mais além, ressurgem tais sedimentos, para se associarem aos tilitos do córrego Vermelho.

Extensos afloramentos de sedimentos psamíticos e pelíticos do Grupo Jangada mostram-se nos cortes da BR-29, no núcleo do anticlinal de Nobres e na zona falhada de Rosário Oeste, além da ponte sobre o rio Chiqueiro Grande.

O exame ao microscópio, de amostras dos arenitos e quartzitos do grupo, procedentes de Tombador, Bauxi e do córrego Vermelho, indicou serem sempre mais ou menos feldspáticos (Fotomicro 4). Têm granulação média a fina, algo homogênea, sendo os grânulos mal rolados. Como acessórios frequentes, mas muito escassos, notamos zircão, magnetita e turmalina. Quase não têm mica detrítica. O cimento é quartzoso, em continuidade cristalográfica com os grãos clásticos. Não há cimento argiloso, mas observa-se, entre os grânulos de algumas rochas, muito escasso cimento clorítico ou constituído de mineral micáceo pardacento, de apreciável birefringência.

**Ambiente gerador** — Parece-nos representar o Grupo Jangada, os depósitos de uma glaciação continental, acumulados como morainas ou ainda, como sedimentação flúvio-glacial e glácio-lacustre. Não conhecemos varvitos, o que pode ser atribuído à limitação da pesquisa. Se alguns dos sedimentos pelíticos, como os que ocorrem entre Rosário Oeste e Nobres, representam depósitos marinhos é muito difícil provar, mas parece-nos certo serem os tilitos, verdadeiros depósitos de morainas basais, e não *drifts* marinhos. As dimensões relativamente reduzidas dos blocos contidos nos tilitos indicariam tratar-se, não de glaciação de montanha, mas de área com relevo pouco acentuado. Vários estádios glaciais provavelmente se sucederam, separados por fases interglaciais de que a seção do anticlinal do ribeirão Chiqueiro Grande seria um testemunho.

**Correlações e cronologia** — Se admitida for a correlação entre os calcários de Corumbá e Araras, e aceita a idade



cambriana média ou superior sugerida pela presença de *Aulophycus lucianoi* (K. Beurlen e F. W. Sommer, 1957) nos primeiros, o episódio glacial de que resultou o Grupo Jangada seria cambriano inferior ou mais antigo, seguindo-se à deposição da Série Cuiabá. Em tal sentido, é interessante recordar a descoberta do eng. Pedro Maciel no morro do Puga, não longe de Porto Esperança, no sul de Mato Grosso (P. Maciel, 1959, págs. 31-39). Ali, sobre uma sequência de típicos tilitos e drifts, com 95 m de espessura exposta, apresentam-se, sem qualquer discordância angular visível, cerca de 45 m de margas e dolomitos avermelhados aos quais se seguem os dolomitos cinzentos característicos do Grupo Bocaina. Maciel considerou constituir as margas, tilitos e sedimentos detríticos associados, uma formação única, que situou na base da série Bodoquena. Visitamos a ocorrência de Puga em companhia do eng. P. Maciel, e podemos atestar a identidade litológica dos tilitos ali existentes com os do córrego Vermelho e outros locais da Província Serrana, assim como a semelhança entre as margas basais da sequência dolomítica de Puga e as de Guia, da serra das Araras em Mata Cachorro e outras sucessões basais do Grupo Araras. Com toda probabilidade, Puga representa uma extensão meridional da glaciação Jangada.

É bem possível que os fenômenos glaciais responsáveis pelos tilitos do Grupo Jangada e da Formação Puga sejam sincrônicos dos que, em Minas Gerais e na Bahia, deram origem às Séries Lavras e Jequitinhonha. Representariam, todos, extenso fenômeno paleoclimático (B. HOWELL, 1940, págs. 7-10) que deixou vestígios conhecidos nos dois hemisférios, em todos os continentes, cuja idade se atribui, seja à base do Cambriano ou ao topo do Eocambriano (Siniano ou Ripheano).

#### GRUPO ARARAS

**Histórico** — A denominação *Arara Limestone* é devida a J. W. Evans (1894, pág. 91), que a tomou, aparentemente, dos morros da região vizinha ao antigo povoado Araras, hoje Bauri, na estrada para Barra do Bugres, onde termina, a norte, a grande serrania calcária conhecida como serra das Araras. A grafia no plural é a correta, assim constando das cartas e sendo adotada na região. Anteriormente, os calcários da região de Nobres, no município de Rosário Oeste, bem como os da antiga estrada de Cáceres a Registro do Jauru, já haviam sido assinalados por F. de Castelnau (1850, pág. 302; 1851, pág. 44). Cícero de Campos amostrou, em 1908,

calcários e dolomitos pertencentes ao grupo, aflorando na estrada para Cáceres, amostras que foram posteriormente descritas e analisadas por A. B. Paes Leme (1912, págs. 12 a 16). Em 1941 A. I. de OLIVEIRA e P. DE MOURA (ap. A. I. OLIVEIRA e O. H. LEONARDOS, 1943, págs. 211 e 212) examinaram as ocorrências calcárias de Guia. Recentemente A. N. AB'SABER e J. J. BIGARELLA (A. N. AB'SABER, 1954, pgs. 67 e 58), percorrendo a rodovia de Cuiabá a Diamantino, não só identificaram o anticlinal de Nobres como notaram a ocorrência de calcários em seu núcleo.

**Distribuição** — Camadas do Grupo Araras ocorrem nos confins da Baixada do Alto Paraguai, num alinhamento de morros, situado entre os rios Jauru e Cabaçal, que constituem a serra do Ôlho d'Água. Todavia, é na Província Serrana que se encontram as mais extensas e importantes áreas de ocorrência do grupo, que se apresenta numa faixa quase contínua, à borda oriental da morraria, acompanhando as faldas da serra do Tombador, continuando-se, além desta, pela elevada serra das Araras, para ultrapassar o traçado da rodovia para Cáceres. No interior da Província Serrana o grupo mostra-se no núcleo de alguns anticlinais mais elevados, como os de Jacobina e Sorongo, enquanto que à sua borda ocidental, conhecemo-lo em Pita Canudos (Fig. 8) e no baixo vale dos rios Cachoeirinha e Salobro, no município de Cáceres, onde as camadas estão erguidas por falhas. A ocorrência mais oriental do grupo é a dos morros do divisor de águas dos rios Coxipó-Açu e Machado, no município de Cuiabá, a leste de Guia.

**Divisão** — O Grupo Araras consiste numa sucessão de dolomitos, calcários calcíticos e, subsidiariamente, sedimentos detríticos finos. É possível que comporte divisão em duas formações, pois que nos 200 m inferiores, predominam calcários e sedimentos pelíticos, enquanto que a parte superior é inteiramente dominada pelos dolomitos. A base do grupo acha-se bem exposta em Jacobina e nos morros de Guia, onde se observa seu caráter detrítico, com ocorrência de arenitos finos, siltitos e folhelhos argilosos, repousando sobre tilitos Jangada algo metamórficos. Como estes não apresentam qualquer estratificação, nenhuma discordância angular ficou positivada. Em seu topo, o grupo passa bruscamente às camadas arenosas Raizama, tanto quanto observamos, em perfeita concordância angular, embora separados por superfície de erosão.

**Litologia — Calcários** — As mais típicas rochas da parte inferior do grupo são calcários de cor cinza escuro, com perfeita estratificação plano-paralela, em unidades com centímetros a poucos decímetros de espessura. Estão bem expostos: na subida de Mata Cachorro, na serra das Araras; no vale do córrego Flexinhas, no alto dessa serra; nos arredores da usina Jacobina; no vale do rio Tombador, no caminho para a usina elétrica; nos morros da região de Guia, etc. Na serra das Araras, na subida para a fazenda Coqueiro, a base do grupo inicia-se com calcários vermelhos, associados ritmicamente a folhelhos de mesma cor e esverdeados, em unidades com até um decímetro de espessura, repetidos os ciclos em vários metros, aos quais se seguem calcários cinzentos contendo lentes e nódulos centimétricos de sílex cinza. Essa sequência inferior do grupo, que parece também incluir dolomitos, tem uns 150 m de espessura, na subida de Mata Cachorro.

As melhores exposições da parte inferior do grupo são as que se apresentam nas pedreiras, no sinclinal de Guia. Na "pedreira do Meio", da Companhia Nossa Senhora da Guia, a camada subvertical de calcário tem quase uma centena de metros de espessura. Nela se percebem marcas decimétricas de ondas e finas intercalações pelíticas filitizadas. Na pedreira de Santo Antônio do Bom Jardim, os calcários apresentam delicada estratificação cruzada, em estratos com centímetros de espessura, estrutura que também observamos nos calcários do anticlinal de Jacobina. Nessa pedreira observamos, ainda, conglomerado intraformacional calcário, num estrato com até 0,4 m de espessura, cujos fragmentos são mais ou menos arredondados e alcançam 3 cm de diâmetro. Embora não tenhamos visto estruturas oolíticas nos calcários da parte inferior do grupo, A. B. PAES LEME (1912 pág. 13) descreveu-as brevemente, de amostras colhidas por C. de Campos, em Jacobina.

Não são raras lentes, nódulos e lâminas centimétricas de sílex cinzento nesses calcários, estruturas geralmente dispostas ao longo dos planos de estratificação. Não devem ser confundidas com a silicificação através de veios de quartzo leitoso, bem mais rara. Parece epigenética a formação desse sílex, a julgar pelas formas que assumem.

Os calcários de cor cinza escuro, da parte inferior do Grupo Araras, são rochas muito puras em magnésia, como se depreende das análises fornecidas por PAES LEME, de material colhido na estrada de Cuiabá a Cáceres. O teor em sílica, todavia, é muito variável, existindo calcários margosos e verdadeiras margas consolidadas (marlitos).

Ao microscópio observa-se que os calcários calcíticos têm textura cristalina uniforme, muito fina, com partículas de calcita geralmente não maiores que 0,02 mm, entre as quais pode existir matéria carbonosa ou muito fino material argiloso não identificável. Quando vermelhos, como na base da serra das Araras em Mata Cachorro, observa-se entre as partículas, hematita muito finamente cristalina. Nenhuma estrutura ou qualquer outro vestígio de fóssil foi notado no material examinado. Os componentes alogênicos não carbonatados são principalmente grãos de quartzo, de granulação siltica ou mais fina, aos quais se associam muscovita e biotita, mineral este muito abundante nos calcários do ribeirão Curupira. Muito varia a porcentagem dos minerais detríticos, que quando abundantes, se distribuem em lâminas, contribuindo para o desenvolvimento de delicada estratificação da rocha. Também variável é a escala de silicificação sofrida por esses calcários, manifestada, ao microscópio, através de sílica criptocristalina ou de diminutos grânulos de quartzo. É ainda muito freqüente a ocorrência de alguma pirita, em diminutos cristais.

**Dolomitos** — São os dolomitos as rochas mais conspícuas da parte superior do grupo, e provavelmente, as mais abundantes da serra das Araras, onde sua espessura talvez ultrapasse meio milhar de metros. São, em maior parte, rochas maciças, de granulação fina, onde não muito recrystalizadas. É característica a cor cinza claro, mas podem ser quase brancos. Na maioria dos afloramentos apresentam-se sem estruturas sedimentares aparentes, possivelmente destruídas que foram, pelos processos de dolomitização, mas entre as que identificamos como tais, existem as seguintes: estratificação do tipo plano-paralelo, em finas lâminas ou estratos decimétricos mais ou menos homogêneos; às margens da rodovia de Cáceres para Porto Espiridião, no sopé das últimas elevações a ocidente da serra do Olho d'Água, os delgados estratos de dolomito possuem delicada laminação, compondo estratificação cruzada aquosa, em unidades com 2 a 3 cm de espessura; a 9 km a norte de Rosário Oeste, na BR-29, dolomitos bem estratificados, em posição quase horizontal, apresentam estruturas lembrando estromatólitos de origem algal.

Nos arredores de Caixa Furada, em horizonte do alto do grupo, encontramos dolomitos com estruturas oolíticas, que mal se manifestam à vista desarmada, pois são rochas maciças, de aparência marmórea, de muito finas estruturas. Ao microscópio, porém, percebe-se que são constituídas, em maior

parte, de oólitos submilimétricos (Fotomicro 8), com estrutura concêntrica e radiada, muitos dos quais contendo, em seu centro, grãos arenosos rolados, de quartzo e plagioclásio. Há oólitos fragmentados, e dois ou mais podem reunir-se em associações que também se envolvem com camadas concêntricas, num conjunto de forma irregular. O cimento que os une é constituído de cristais de dolomita de granulação bem mais grossa que a destas estruturas, pois que alcançam dimensões de 0,2 a 0,3 mm. O sedimento constituía, originalmente, um calcarenito oolítico.

Ao microscópio os dolomitos Araras apresentam estruturas idênticas às descritas, dos calcários. Podem conter quantidades variáveis de material detrítico siltico ou mesmo arenoso, predominantemente constituído de quartzo, passando a dolomitos siltosos ou arenosos, ou ainda são margas dolomíticas compactadas. Naturalmente, a composição química revela tais impurezas, como o mostram análises fornecidas por A. B. PAES LEME. De resto, elas também são provenientes da frequente silicificação epigenética que tais rochas sofreram.

*Sedimentos detríticos* — Sedimentos pelíticos apresentam-se frequentemente na parte inferior do grupo, parecendo não existirem, ou serem raros, na superior, mas a esta pertencem arenitos e siltitos que nas elevações orientais da serra do Olho d'Água, na rodovia para Pôrto Espiridião, separam-se, por menos de uma dezena de metros, da base do arenito Raizama.

Nas pedreiras das caieiras da região a SE de Guia, os calcários do Grupo Araras separam-se dos tilitos do Grupo Jangada por espessura variável, que atinge meia centena de metros, de sedimentos detríticos finos, o que é particularmente claro na chamada "pedreira de Baixo", da caieira N. S. da Guia (Fotomicro 1). Ali começa o grupo por cerca de 3 m de espessura, de um calcilutito micáceo, finamente estratificado, sedimento evidentemente detrítico embora constituído em grande maioria, de carbonato. Seguem-se cerca de 45 metros de camadas pelíticas argilosas, com perfeita estratificação plano-paralela, com lâminas rítmicamente reptidas (Foto 9). Tais sedimentos estão transformados em ardósias. Por cima das camadas calcárias, que têm quase uma centena de metros de espessura e sustentam os morros, reaparecem ardósias, vermelhas nas exposições de rocha alterada, cuja espessura não medida, também deve alcançar algumas dezenas de metros. Na pedreira da caieira São Pedro, na extremidade nordeste da

morraria, verificamos que nos 3 m superiores do banco calcário já existem intercalações de ardósias, semelhantes às que recobrem o membro calcário.

Em Jangada, nos arredores da usina, há magnífica exposição dos sedimentos detríticos basais do grupo, que formam saliências destacadas na superfície dos campos, onde não recobertos pelos calcários calcíticos. Em conjunto constituem uma alternância de camadas de folhelhos micáceos cor de chocolate, arenitos finos, cinzentos, muito resistente, em bancos com até 3 m de espessura, e estratos centimétricos de calcário calcítico cinza escuro ou avermelhado. Tal sucessão de camadas tem algumas dezenas de metros de espessura, recobrendo diretamente os tilitos do Grupo Jangada e ocultando-se sob espesso membro calcário. O exame ao microscópio revelou apresentarem todos esses sedimentos detríticos, apreciável quantidade de carbonato, muitos deles sendo verdadeiras margas consolidadas e outros, calcilutitos argilo-micáceos.

Sedimentos pelíticos com menores intercalações de arenitos finos, mais ou menos acentuadamente calcíticos, expõem-se na base da sequência calcária na subida da serra das Araras (Mata Cachorro), bem como às faldas da serra de Curupira, na bacia do córrego Vermelho, onde também repousam sobre tilitos.

Na rodovia de Cáceres a Pôrto Espiridião, a meio caminho, ao findar a planície, depara-se, a quem procede daquela cidade, um conjunto de colinas dolomíticas, as primeiras elevações da serra do Olho d'Água. Uma delas é atravessada pela rodovia em grande corte, onde se mostra uma sequência de arenitos finos, siltitos e, subsidiariamente, folhelhos, num conjunto com perfeita estratificação plano-paralela. Nos arenitos, que podem apresentar estratificação cruzada, notam-se pequeninos seixos mal rolados de quartzo. Tal sucessão, que tem cerca de 6 m de espessura, recobre-se por tão-somente uns poucos metros de dolomito cinzento, silicificado, após o que se inicia, sem discordância angular, o grupo Alto Paraguai.

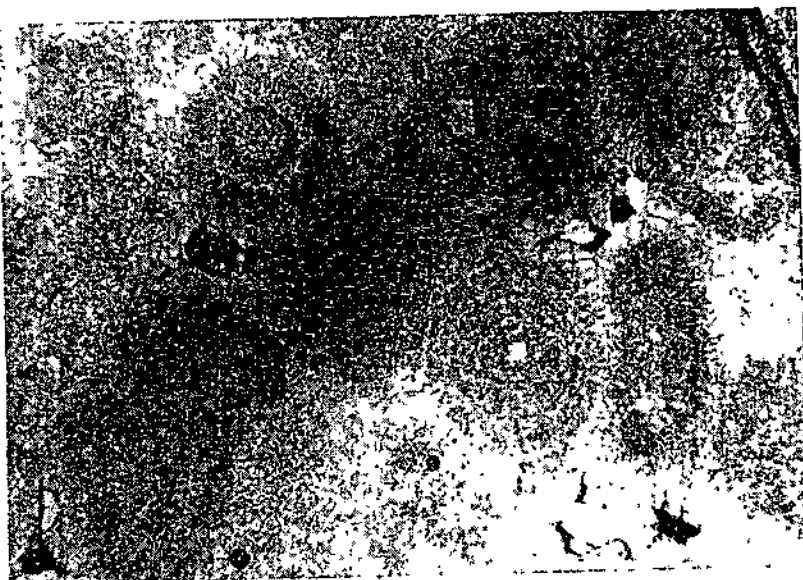
Os arenitos dessa sequência são fedspáticos, possuindo pelo menos 10% de microclina; são, também, dolomíticos, ocorrendo o carbonato como oólitos e grãos detríticos de textura fina uniforme, bem como material intersticial (Fotomicro 9). Acessoriamente mostram-se raros grânulos rolados, de zircão e turmalina. São as partículas detríticas, subarredondadas ou bem arredondadas as maiores. Têm granulação média da ordem de poucos décimos de milímetro, não existindo matriz entre elas. É escasso o cimento carbonatado, mas ge-





FOTOMICRO 7 — Ardôsia do Grupo Araras

A seção, tallada normalmente à estratificação e à clivagem, mostra a estrutura lópideoblastica causada pela cristalização de mica sericita e clorita, associadas a algum quartzo. Os dois filosilicatos também constituem microporfíroblastos de forma nodular, não perceptíveis na fotografia. Deslizamentos diferenciais normais ao esforço compressor causaram ondulação das lâminas da estratificação, que é quase normal à xistossidade. Base do grupo Araras, numa pedreira da calcetra N. S. da Gula, próximo a Gula. Luz paralela. 25 aumentos.



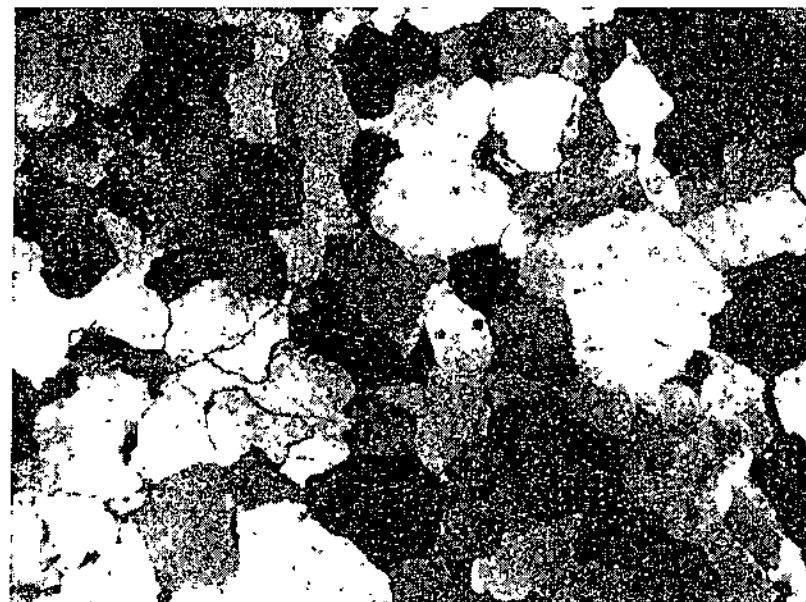
FOTOMICRO 8 — Dolomito oolítico do Grupo Araras

Notam-se oólitos com estrutura concêntrica, crescidos em torno de grãos detritícos de quartzo. A dolomitização destruiu grande parte das estruturas originais, acenando-se a rocha transformada num micromassalco de grãos de dolomita, maiores na base que no topo. Os oólitos são constituídos de cristais ricos em inclusões de quartzo.



FOTOMICRO 9 — Arenito calcético do Grupo Araras

Grãos detritícos subarredondados de quartzo, feldspatos e calcário, um destes oolítico, são cimentados por carbonato (que em parte os corroi) e pelo crescimento do quartzo em continuidade cristalográfica com os grãos clásticos. Serra do Olho d'Água, na rodovia para Porto Espiridião. Nicols cruzados. 65 aumentos.



FOTOMICRO 10 — Arenito da formação Raizama

Arenito (ortoquartzito) da formação Raizama, em que os granulos subarredondados de quartzo têm seus contornos modificados pelo crescimento intracristalino.

neralizado o crescimento autigênico dos grãos de quartzo e feldspato, o que imprime à rocha aspecto de quartzito e grande resistência. As variedades mais finas do arenito são mais ricas em carbonato, passando mesmo a dolomitos arenosos e silticos, em que se conservam o caráter feldspático, a abundância de calcário detritico (dolomitizado) e presença de pequeninos oólitos. Transições existem, entre estas últimas rochas e os dolomitos mais puros, do alto da seção.

Pareceu-nos pertencerem à parte inferior do Grupo Araras, os siltitos micáceos e arenitos finos que, através de típico conglomerado de base, recobrem as rochas feldspáticas do Complexo Brasileiro, à borda ocidental da bacia sedimentar, a uns 28 km a leste de Pôrto Espiridião. Onde exposta, nos cortes da estrada, tal seqüência não tem mais que 7 m de espessura, valor que deve ser muito maior, a julgar pela extensão do terrenos arenoso, plano, até os primeiros afloramentos de dolomito, distantes pouco mais de uma légua. O conglomerado basal tem seixos de granito com até 0,5 m de diâmetro, além de outros menores, numerosos, de quartzo, quartzito, gnaiss, xisto, anfibolito, etc. Os seixos são rolados em água corrente, não apresentando qualquer vestígio de trabalho glacial, assim como nada tendo de caráter tilítico a matriz em que se incluem. Muito abundantes na parte inferior, tais seixos escassiam para cima, desaparecendo a uns 3 m acima da base, mas mantendo-se o caráter arenoso da rocha, que tem estratificação cruzada com *foresets* inclinados para leste, como se apresentam também na matriz do conglomerado.

**Ambiente gerador** — Embora ainda reduzidos, os conhecimentos já adquiridos sobre a litologia do Grupo Araras permitem fazer-se idéia do ambiente em que se depositou. Trata-se, certamente, de uma sedimentação marinha em clima favorecendo a precipitação de calcários, em água neríticas, rasas o bastante para que as correntes tocassem o fundo, desenvolvendo oólitos e marcas onduladas, separando a fração argilosa da arenosa, causando estratificação cruzada nos arenitos e calcarenitos bem como o desenvolvimento de conglomerado intraformacional no calcário. Embora a litologia do grupo indique preponderância das ações químicas e bioquímicas sobre as mecânicas, certo é que apreciável parte dos calcários, e dolomitos deles decorrentes, tem origem clástica. Na Série Corumbá, que em tudo se compara ao Grupo Araras, já foram encontradas estruturas devidas a algas, e supomos que parte dos calcários desta última também se precipitou sob ação de tais plantas.

A medida que se processava a sedimentação, a bacia sofria subsidência, pois mesmo nos mais baixos horizontes do grupo há indícios de deposição em fundos epineríticos. A presença de sedimentos detriticos na base e sua escassez, ou ausência, nos horizontes dolomíticos mais elevados da serra das Araras, parece indicarem maior distância à costa, ou maiores profundidades, quando ali se depositou a parte superior do grupo. Já nas vizinhanças da borda ocidental da bacia, arenitos existem, mesmo no alto do grupo, atestando proximidades da costa. A subsidência seria maior na zona da Província Serrana e da Baixada Cuiabana que sobre o escudo cristalino da borda da bacia, na zona do Jauru, onde falta o Grupo Jangada, o Araras é delgado, pois não tem mais que uns 150 m de espessura, bem como o é o Grupo Alto Paraguai.

O caráter feldspático dos arenitos descritos, a natureza dos seixos do conglomerado basal, a reduzida granulação do material detritico a leste, na zona da Baixada Cuiabana, onde não há arenitos mas só rochas pelíticas, são fatos que sugerem ter a sedimentação procedido de área granítica e de rochas metamórficas do Complexo Brasileiro situada a oeste e noroeste da faixa sedimentar.

**Correlações e cronologia** — Evans (1894, pág. 91) correlacionou os calcários e dolomitos da serra das Araras aos de Corumbá. Conhecendo relativamente bem os últimos, não hesitamos em aceitar essa correlação, lembrando, ainda, que a sul de Corumbá, não longe de Pôrto Esperança, os dolomitos também repousam sobre rochas glaciárias, a Formação Puga, de Pedro Maciel, perfeitamente correlacionáveis ao Grupo Jangada. Litologicamente as seqüências Corumbá e Araras são perfeitamente comparáveis, mesmo nos detalhes das estruturas sedimentares detriticas e não detriticas, embora havendo diferenças, de importância secundária se atendida for a grande distância que separa as duas regiões, na ordem de sucessão dos dolomitos e calcários calcíticos com folhelhos associados, pois que em Corumbá as primeiras rochas são as mais baixas da seqüência. De tal modo, o Grupo Araras também se correlaciona à Série Bodoquena do sul do Estado, assim como sua extensão paraguaia, a Série Itaucumí, pois ambas nada mais são que prolongamentos meridionais dos calcários e dolomitos da região de Corumbá e Pôrto Esperança.

Restos de algas encontrados nos calcários da Formação Tamengo em Corumbá foram identificados como pertencentes

ao gênero *Autophycus* (F. W. SOMMER, 1957, pág. XI; K. BEURLEN e F. W. SOMMER, 1957, pág. 25), sugerindo para a Série Corumbá e suas correlatas, idade cambriana média ou superior. Entretanto, a completa ausência de invertebrados marinhos em tais rochas é sugestiva de idade mais antiga, eocambriana ou mesmo anterior, como lembrou K. BEURLEN (1956, pág. 96).

#### GRUPO ALTO PARAGUAI

**Histórico** — O arenito Raizama foi originalmente referido por F. DE CASTELNAU (1850, págs. 302 e 359), que o viu ao subir a serra do Tombador, em sua viagem a Diamantino. Em 1894 J. W. EVANS (pág. 93) definiu o *Rizama Sandstone* como um arenito feldspático, algo discordante sobre o calcário Araras. Adotou o nome, que grafou erradamente, de um pequeno povoado ainda hoje existente na estrada para Barra do Bugres. M. A. RIBEIRO LISBOA (1909, pág. 59), quando definiu a Série Jacadigo, nela incluiu o arenito Raizama, apesar da imprecisão com que este foi originalmente descrito, não justificando comparação com base litológica, e da distância que o separa da região da Urucum.

Cabe ao conde F. DE CASTELNAU a primazia da primeira referência aos folhelhos Sepotuba e aos arcózios de Diamantino, pois observou o "gres" na cidade dêsse nome, enquanto que como "xistos argilosos", referiu-se aos folhelhos do "Campo dos Veados", no soalho do sinclinal que se estende por trás da serra do Tombador.\*

A designação *Matto Shale* foi proposta por J. W. EVANS (1894, pág. 94) para os folhelhos vermelhos, suavemente deformados, que existem no vale do rio Paraguai e de seus afluentes a montante de Cáceres. Tal designação se deve, certamente, à impressão que lhe causou a floresta que recobre as áreas de folhelho que percorreu. É, contudo, infeliz, pois que sem ser geográfica, refere-se a caráter que longe está de ser geral, como posteriormente o fizeram sentir CÍCERO DE CAMPOS e EUZÉBIO P. DE OLIVEIRA. Nossas observações também indicam que a maior parte da área de folhelhos nos municípios

\* A designação "Campo dos Veados" utilizada por CASTELNAU (1850, págs. 302 e 359) refere-se a esse planalto onde nasce o rio Tombador, pelo vale do qual ele subiu, seguindo o mesmo caminho que o presente autor percorreu, e não à área de Estivado, no planalto dos Parecis, como entendeu ALESSANDRI (1954, págs. 59), na qual não aflora o folhelho Sepotuba por se achar coberto pelo arenito dos Parecis, fato já observado por CASTELNAU (1852, pág. 41).

de Diamantino, Alto Paraguai e Nortelândia cobre-se de vegetação campestre ou cerrados subxerófilos, limitando-se as florestas, às áreas, realmente extensas, vizinhas às faldas da serra Tapirapuã e aos maiores vales, nos municípios de Barra do Bugres, Arenópolis e Nortelândia.

EUZÉBIO P. DE OLIVEIRA, que subiu o Sepotuba em 1914, aplicou esta designação (E. OLIVEIRA, 1915, pág. 25) aos folhelhos que afloram nas corredeiras do rio a montante da foz do rio Juba, considerando-os idênticos aos folhelhos do Mato, de Evans. Correlacionou-os aos da Formação Estrada Nova, da bacia sedimentar do rio Paraná, baseando-se em semelhanças litológicas realmente existentes, correlação que tem sido aceita até hoje.

Também os sedimentos arenosos de Diamantino foram muito cedo percebidos, além de CASTELNAU a eles tendo-se referido CÍCERO DE CAMPOS. Este engenheiro chegou mesmo a indicar, acertadamente, ser "o grés de Diamantino a formação imediatamente superior aos xistos do Tarumã (folhelhos Sepotuba) e completamente diferente dos greses dos Parecis" (ap. A. B. PAES LEME, 1912, pág. 22). Recentemente EVARISTO P. SCORZA (1960) examinou-os mais detidamente, chamando atenção para seu caráter arcoziano. Aceitou a idade permiana para o folhelho Sepotuba, sugerindo a siluriana para o arcózio de Diamantino, apesar de haver suspeitado de uma relação, talvez mesmo intercalação, entre o folhelho e o arcózio.

O resumo histórico acima apresentado mostra reinar grande confusão na interpretação da seqüência sedimentar da região do alto rio Paraguai, como bem se manifesta na última edição do Mapa Geológico do Brasil (1960), onde a área correspondente ao arenito Raizama e ao Grupo Araras figura sob convenção cambro-ordoviciano, a do arcózio de Diamantino como siluriano e a do folhelho Sepotuba, permiano.

**Definição e divisão** — Nossas investigações levaram-nos à certeza de que o arenito Raizama, o folhelho Sepotuba e o arcózio de Diamantino são formações de um grupo único de rochas pré-silurianas, espesso de mais de 3 000 m, orogênicamente deformado a leste mas só muito pouco perturbado a oeste do rio Paraguai. Como a essas três designações não correspondem tipos únicos de rochas, mas, realmente, complexos de sedimentos detríticos, embora dominado cada qual por uma variedade litológica característica, chamá-las-emos formações,

que propomos reunir sob a designação *Grupo Alto Paraguai*, indicando como localidade tipo os arredores da cidade homônima. De tal modo, assim se divide o Grupo Alto Paraguai:

**Grupo Alto Paraguai**

*Formação Diamantino*: arcózios, siltitos e folhelhos, com calcários subordinados. Maior espessura de cerca de 600m.

*Formação Sepotuba*: folhelhos argilosos, com siltitos, arenitos e calcários subordinados. Até cerca de 900m de espessura.

*Formação Raizama*: arenitos (ortoquartzitos), com siltitos e folhelhos subordinados. Até 1 600m de espessura.

**Formação Raizama** — É a Formação Raizama a principal componente do magnífico relêvo estrutural exumado, da Província Serrana. Parece-nos que não ultrapassa o rio Cuiabá, salvo talvez na região de suas nascentes, que não conhecemos, mas com toda certeza, originalmente se estendeu a grande área da atual Baixada Cuiabana. Embora a maiorial das ocorrências dessa formação situe-se a leste do rio Paraguai, algumas existem próximo à borda da bacia sedimentar, como as da serra do Olho d'Água. No traçado da BR-29 além de Estivado, a cobertura cretácea do planalto dos Parecis repousa em discordância sobre o Grupo Alto Paraguai, os arenitos Raizama dela surgindo em alguns locais da rodovia, antes da descida para a cidade de Alto Paraguai. A formação deve estender-se amplamente à alta bacia do rio Arinos.

A seção que melhor permite apreciar a litologia da Formação Raizama é a da serra do Tombador, no caminho que passa ao lado da usina elétrica do rio Tombador e alcança os campos, visitados por Castelnau em 1844, em seu tempo conhecidos como "campo dos Veados". Nessa seção ela se acha completamente exposta, em camadas que mergulham de 70° a 85° NW, no flanco ocidental do grande anticlinal de Nobres (v. Fig. 6). Levantamento expedito que realizamos ao longo dessa estrada indicou-nos ter a formação aproximadamente 1 600m de espessura. Nessa seção, sobre dolomitos de cor cinza claro do alto do Grupo Araras,

com os quais aparentemente concorda, ela se inicia com 180m de arenitos finos e siltitos, em camadas maciças ou com estratificação plano-paralela, ou só raramente cruzada. Um dos bancos de arenito nesse trecho, suporta disfarçada porém extensa crista. Segue-se uma zona, com 80m de espessura, dos mesmos arenitos finos, mas tão resistentes que sustentam uma crista bem destacada, continua ao longo de quase todo o fronte da serra do Tombador. Após mais 90m de arenitos de granulacão fina, de grande consistência, apresentam-se cerca de 130m de siltitos e folhelhos argilosos micáceos, cor de chocolate, em tudo comparáveis aos folhelhos Sepotuba, da parte média do grupo. A serra do Tombador, como outras da Província Serrana, em que se apresenta a parte inferior da formação, possui uma zona deprimida, entre a última crista citada e a escarpa principal, que assinala a posição desse membro pelítico. Acima dele, em perfeita transição, apresenta-se a parte mais importante da formação, a que sustenta quase todas as cristas monoclinais e as serras em anticlinais da Província Serrana. Trata-se de um conjunto, espesso de 540 m, de arenitos mais ou menos grossos, com freqüente estratificação cruzada aquosa, contendo abundantes porém diminutos seixos de quartzo. Nos 480m superiores da formação ainda se notam arenitos grosseiros, com raros seixinhos e estratificação cruzada, mas reaparecem intercalações de arenitos finos, maciços, idênticos aos da parte inferior, que passam a dominar nos 200m finais, onde a estratificação é plano-paralela, muito regular. Os 50m mais altos do grupo constituem uma perfeita transição para a formação seguinte, ali alternando-se arenitos finos, em estratos centimétricos, com lâminas de siltitos e folhelhos micáceos vermelhos, que se tornam mais espessos e freqüentes para cima, passando a predominar no que convencionamos seja a base da Formação Sepotuba. Tentamos definir essa base, nas boas exposições no leito do rio e no piso da estrada, mas cremos ser impossível fazê-lo com precisão superior a 20m, tão gradual é o caráter da transição entre as duas formações. A alternância de camadas frouxas, de folhelhos e siltitos, com outras de arenitos finos bem mais resistentes, próximo à zona da transição para os folhelhos Sepotuba, provoca o aparecimento de características "costeiras" nas abas das serras, fato que nos chamou atenção dezenas de vezes, em nossos precursos através da Província Serrana. A sul da rodovia para Barra do Bugres e à borda ocidental da Província Serrana, a parte superior



FOT. 5 — Estratificação cruzada no arenito Raizama

A fotografia, tomada no boqueirão do rio Jaucoara na serra do Limboso, mostra, na camada vertical de arenito Raizama, estratificação cruzada aquosa, freqüente neste sedimento



FOT. 6 — Arenito Raizama horizontal

No alto da serra que limita a leste o vale do rio Cachoeirinha, as camadas de arenito Raizama do grande anticlinal que sustenta, mostram-se horizontais. Este local, elevado a quase 800 m de altitude, é um dos mais altos da Província Serrana.

da formação intercala camada com até mais de 150m. de arenitos finos e siltitos pouco resistentes, que causam o desdobramento das serras e a ocorrência de menores vales longitudinais paralelos à escarpa principal, ou ainda a presença, nas vertentes desta, de facetas triangulares muito características.

Os arenitos da formação têm cor cinza pálido quando frescos, tais como se expõem nos boqueirões do rio Jaucoara ou na cachoeira do Tombador, caso em que são extremamente resistentes. Se alterados, estado em que comumente se mostram nos morros, são rosados, esbranquiçados e mais ou menos friáveis. Dispõem-se em vastos corpos tabulares, constituindo camadas com centenas de metros a vários quilômetros de extensão. Internamente tais camadas dividem-se em estratos, que se distinguem uns dos outros principalmente pela variação da granulação, e se esta for grossa, pelos tipos de estratificação. A espessura de tais estratos varia de centímetros a poucos metros. Se fina a granulação, nêles predomina estratificação plano-paralela, em lâminas muito regulares e contínuas. Nas camadas do terço médio da formação, e na zona do Jauru parece que em toda sua espessura, a granulação mais grosseira é geralmente acompanhada de estratificação cruzada de corrente aquosa, em unidades que têm desde centímetros a pouco mais de um metro de espessura, cujo topo tende a ser paralelo à base (v. Fot. 5). Observamos sistemático mergulho das lâminas desta estratificação para os quadrantes orientais, tanto na Província Serrana como na serra do Olho d'Água. Quando a estratificação é plano-paralela, pode-se às vezes observar certas características de *graded bedding*, diminuindo a granulação da base para o alto do estrato.

As únicas estruturas externas singenéticas que observamos nos planos de estratificação consistem em marcas de ondas, de tipos simétricos e assimétricos, que embora vistas em diversos lugares, longe estão de constituir características dos sedimentos.

Os sedimentos predominantes na formação são arenitos quartzosos, (ortoquartzitos), com muito escassa matriz e menos de 10% de feldspatos (Fotomicro. 10). Varia sua granulação, pois que quando mais grosseiros, passam a conglomerados finos, em que os grânulos não têm, em média, mais de 0,5mm de diâmetro. Nos arenitos mais grossos e conglomerados podem existir seixinhos subarredondados de quartzo leitoso, mas nunca os vimos com diâmetro superior a 3cm.



No outro extremo, passam a siltitos, às vezes numa mesma preparação delgada podendo observar-se a transição. Numa lâmina a granulação é mais ou menos, uniforme, sendo sempre insignificante a quantidade de cimento argiloso, sericítico ou calcadônico, que contêm. Com o crescimento intraestratal dos grânulos de quartzo, nos arenitos de granulação mais fina, essa fração agregou-se em espaços intergranulares, sendo ela que dá a impressão, ao exame macroscópico, de ser feldspático o arenito Raizama. A quantidade de feldspatos é mais elevada nos arenitos finos; trata-se sobretudo de microclina, que se apresenta em cristais inalterados, autigênicamente crescidos. São muito raros os grânulos de outras espécies minerais, entre eles destacando-se os de zircão, que chamam atenção pelo acentuado arredondamento que apresentam. Entre os maiores grânulos, são comuns os de *chert* e um ou outro, de quartzito.

É geral o crescimento intraestratal dos grânulos desses arenitos. Muito puros como o são, tal crescimento desenvolve textura em mosaico, em que não se percebe a forma original dos componentes, mas verificamos em diversas lâminas, que eles eram subarredondados ou mesmo bem arredondados, sobretudo os maiores. Certamente ao referido crescimento intraestratal é devida a grande resistência oferecida à erosão pelos arenitos grosseiros, do terço médio da formação. Note-se que não se trata de um fenômeno de recristalização metamórfica, os efeitos dinâmicos impressos na rocha quase que se limitando a desenvolvimento de extinção ondulante e muito pouca fragmentação.

Os termos pelíticos da formação constituem siltitos mais ou menos micáceos, com fração argilosa variável, podendo passar a folhelhos argilosos. São sedimentos de mesmo caráter que os da formação Sepotuba, onde os estudaremos.

**Formação Sepotuba** — Esta formação aflora em grandes extensões na Baixada do Alto Paraguai e seus afluentes, nos municípios de Barra do Bugres e Cáceres. Nesta área sedimentar moderna, a formação acha-se exposta em barrancas dos rios e às faldas das primeiras serras da Província Serrana. No município de Alto Paraguai, onde a sedimentação moderna é mais restrita, os folhelhos Sepotuba estão amplamente expostos, podendo ser bem examinados na cidade de Alto Paraguai, sobre eles edificada, e nos cortes das ro-

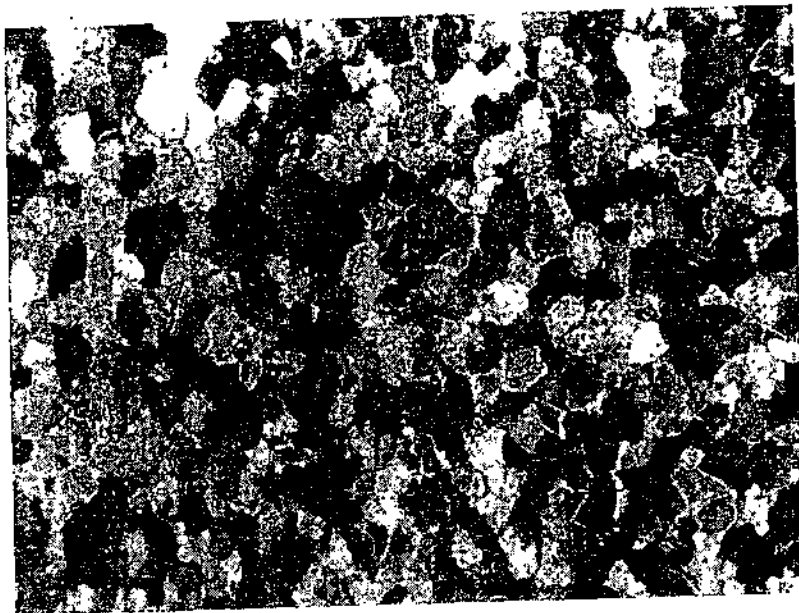
dovias para Nortelândia e Diamantino. Na Província Serrana a Formação Sepotuba está muito bem exposta no interior dos grandes sinclinais em que se abrigam os vales longitudinais. Ao longo de alguns deles, como o do Pari, Santo Antônio e Cachoeirinha, a formação estende-se sem descontinuidade para a Baixada do Alto Paraguai. Excepcionalmente se apresenta em anticlinais, como o da fazenda Coqueiro.

A Formação Sepotuba constitui-se de uma seqüência de sedimentos pelíticos, espessa de um milhar de metros. Espessura do 900 metros foi medida no alto vale do Tombador, no flanco oriental do sinclinal existente atrás da serra do Tombador, onde a seção talvez esteja completa, pois que nela não se apresenta a base da Formação Diamantino. Suas rochas predominantes são folhelhos, ocorrendo subordinadamente, sobretudo na centena de metros da base, camadas de arenitos finos e siltitos. Também existem calcários, em nódulos e delgados estratos, muitos dos sedimentos detríticos acusando presença de carbonato na reação com ácido.

Em toda a formação predominam tons diversos de vermelho, em maior parte, de origem primária. São muito comuns cores chocolate, cinza (talvez ambas originais), verde (às vezes claramente secundária) e diversas cores de alteração, comumente avermelhadas.

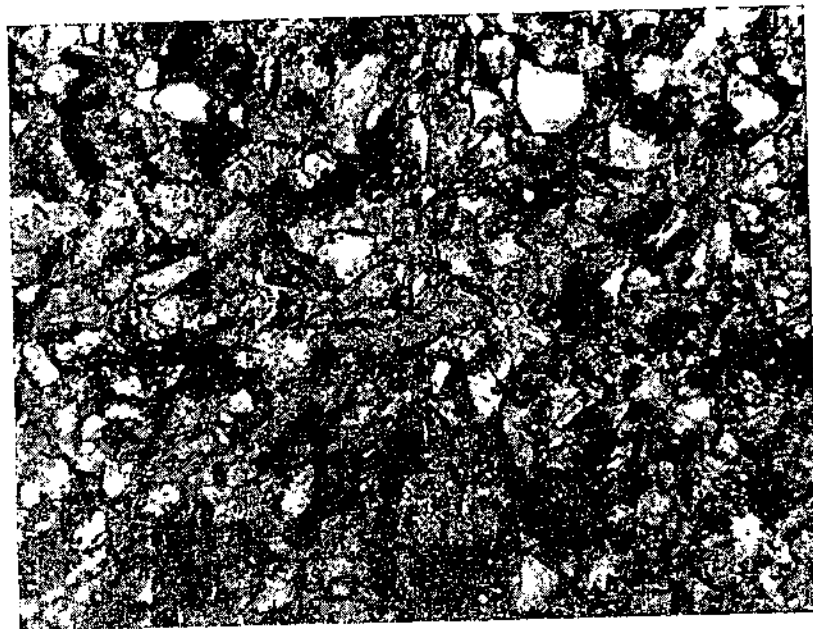
Os sedimentos pelíticos, quando frescos, são bastante compactos, particularmente quando foram mais intensamente comprimidos no núcleo dos sinclinais da Província Serranas. Uns são argilitos maciços, sem estratificação aparente, partindo-se em fragmentos irregulares ou limitados por fraturas conchoideais, podendo alcançar suas camadas uns poucos metros de espessura, como as vimos nas barrancas do rio Paraguai, em Barra do Bugres. Outros são folhelhos silticos, micáceos, com certa fissilidade mas partindo-se a rocha em blocos antes que em placas. Muitos de tais sedimentos têm teores variados de carbonato, existindo todas as transições entre folhelhos calcíticos, margas consolidadas (marlitos) e calcários, mas estes não são freqüentes, não os tendo visto com mais de 6cm de espessura.

Vistos em grandes exposições, tais sedimentos mostram-se bem estratificados, com alternância de lâminas ou estratos que se diferenciam pela variação de granulação, cor, teor em carbonato e quantidade de mica que possam conter.



FOTOMICRO 11 — Arenito da Formação Sepotuba

Arenito (ortoquartzito) constituído de grânulos bem arredondados de quartzo e muito poucos de feldspato, turmalina e outros acessórios resistentes, cimentados por quartzo crescido em continuidade cristalográfica com os grãos detriticos. Fazenda Coqueiro. Nicols cruzados. 25 aumentos.



FOTOMICRO 12 — Arenito da Formação Diamantino

Grânulos detriticos subangulosos de quartzo (claros), feldspato (claros e escuros) por alteração e fragmentos alongados de ilíto, cimentados por quartzo. Alguns grãos de turmalina e outros acessórios resistentes.

Examinados ao microscópio, mostram-se essas rochas constituídas predominantemente de quartzo finamente granuloso, variando a quantidade de material argiloso, onde se percebe clorita autigênica, diagenética. Podem conter feldspatos, em fração reduzida. A biotita, originalmente abundante em algumas delas, acha-se em maior parte transformada em clorita. Acessoriamente ocorrem pequeninos grãos de zircão, turmalina, rutilo, etc.

No anticlinal da fazenda Coqueiro, onde um horizonte presumivelmente baixo da Formação Sepotuba é recoberto, por falha de empurrão, pelo calcário Araras, expõe-se uma seqüência de 40m de espessura, de siltitos e arenitos finos com perfeita estratificação plano-paralela. Nessa sucessão ocorrem camadas decimétricas de duríssimo arenito cizento contendo grande quantidade de películas carbonosas, porém sem estruturas orgânicas macro ou microscópicamente reconhecíveis.

Não vimos silex nessa formação. Todavia, entre Barra do Bugres e Três Barras, terraços do rio Paraguai contêm seixos rolados e blocos subangulosos de silex cinza claro, com até um decímetro de diâmetro, mas não sabemos se procedem da formação.

Em alguns lugares, como na fazenda Coqueiro, no vale do rio Tronqueira, no sinclinal do rio Santo Antônio, etc, vimos camadas delgadas de ortoquartzitos finos, idênticos aos da Formação Raizama, intercalados nos folhelhos Sepotuba (Fotomicro 11).

**Formação Diamantino** — A área de ocorrência que conhecemos, desta formação, estende-se das bordas do planalto dos Parecis, nas vizinhanças da cidade de Diamantino (Morro Vermelho), até pelo menos Arenópolis, atravessando o pequeno município de Nortelândia. A norte e noroeste de Diamantino a formação é discordantemente recoberta pelos arenitos dos Parecis, mas em direção a oeste, entre ela e estes, se intercalam, como grande cunha, os basaltos que suportam a serra Tapirapuã. Ignoramos até onde se continua a formação, às faldas desta serra, para oeste de Arenópolis, mas nas nascentes do rio Branco, a noroeste de Barra do Bugres, pareceu-nos que os basaltos recobrem diretamente a Formação Sepotuba.

Existe perfeita continuidade entre as formações Sepotuba e Diamantino. São de idêntico caráter os sedimentos pelíticos de ambas, mas difere-as a presença de arcózios ver-



nelhos na última. Sendo essa rocha característica da Formação Diamantino, adotamos como base desta o aparecimento do mais baixo banco de arcózio, pelo que estimamos a espessura da formação, na região de Diamantino, nuns 600 metros.

A formação apresenta-se como uma alternância rápida de corpos tabulares muito regulares e extensos, de folhelhos e siltitos micáceos finamente estratificados, frequentemente calcíferos (Fot. 7), em que se intercalam os bancos de arcózio. Subsidiariamente existem marlitos e calcários impuros, em estratos com menos de um palmo de espessura, incluídos nos sedimentos pelíticos. É característica a ausência de conglomerados e mesmo de seixos isolados nos sedimentos arenosos.

Litológicamente os sedimentos pelíticos e calcários não se distinguem dos da Formação Sepotuba. Predominam cores vermelho-violáceas e chocolate, mas são frequentes estratos e lâminas verdes, particularmente nos termos siltíticos e carbonatados. Os siltitos e arcózios apresentam, com notável frequência, marcas de ondas e correntes, de espaçamentos centimétricos. Os arcózios da Formação Sepotuba são sedimentos de características peculiares. Constituem rochas muito consistentes, de tons avermelhados e granulação regular, correspondente a arenito fino a muito fino. Não se lhes associam quaisquer materiais de granulação mais grossa, sejam mesmo areníticos, porém apresentam-se transições, mais ou menos rápidas, entre arcózios e siltitos. Mostram-se geralmente como rochas maciças, com estratificação indistinta ou pouco perceptível, dessa relativa homogeneidade decorrendo a alteração concêntrica, como numa eruptiva, o que já chamara atenção de E. P. Ecorza (1960, pág. 4).

Apresenta-se o arcózio constituindo estratos de menos de um palmo a bancos de poucos metros de espessura, intercalados nos demais sedimentos da formação, tipicamente mais frequentes e espessos em seu alto, onde representam a rocha predominante. Os bancos mais espessos têm extensão de vários quilômetros. A estratificação, quando distinta, mostra-se do tipo plano-paralelo, finamente laminado, ou é do tipo cruzado, em unidades decimétricas. Destingui-se a laminação por menores variações de granulação e tonalidade da cor. Como feições da superfície das camadas, notáveis pela sua frequência, observam-se marcas de ondas e correntes, cujo comprimento de onda alcança o máximo, visto, de 0,2m.

O exame microscópico dos sedimentos psamíticos da formação indicou tratar-se de arcózios de granulação fina, uniforme, tendo os grânulos, valores que de uma para outra rocha variam entre 0,25mm e 0,05mm de diâmetro médio (Fotomicro 12). Pelo menos 2/3 dessas rochas constituem-se de grânulos angulosos a pouco rolados, de quartzo, o restante, são grânulos de feldspatos, palhetas de mica e fragmentos de rochas xistosas e calcedonito. Entre os feldspatos, há predomínio de plagioclásio sódico sobre microclina ou ortoclásio, apresentando-se cristais em todos os estados possíveis de alteração, sendo muitos os grânulos em que o mineral está perfeitamente inalterado. Há mais muscovita que biotita, porém esta, em algumas amostras, existe em notável quantidade, podendo apresentar-se inteiramente cloritizada. São abundantes os grânulos de filito, micaxisto, calcedonito e quartzito. Os do primeiro tipo são bem mais arredondados que os restantes grânulos da rocha, sendo sua forma tabular claramente reconhecível nas seções talhadas normalmente à estratificação.

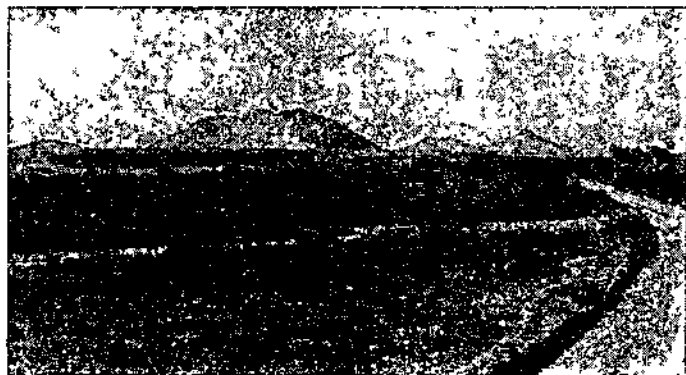
É sempre muito escasso o cimento desses arcózios, praticamente não existindo matriz, mas tocando-se os grânulos, com interespaços preenchidos de quartzo (em continuidade estrutural com o dos grânulos detricos); carbonato, que pode ser abundante; óxido férrico vermelho, mostrando-se particularmente como pigmento envolvendo os grãos, e matéria argilosa sericitizada. Observa-se ser a pigmentação ferruginosa anterior à cimentação silicosa e à carbonatada, sendo esta, sempre a mais moderna. Notamos, também, que a alteração dos grânulos feldspáticos deve ser em maior parte alogênica, pois precedeu seu crescimento intraestratal.

Evaristo P. Scorza (1960, pág. 6) refere existência de cerca de 40% de feldspatos nessas rochas. Embora no conjunto de 15 preparações delgadas que examinamos, tenhamos parecido ser inferior a tal valor, o teor médio em feldspatos, por considerarmos que grande parte dos grânulos de agregados de sericita, sobre os quais pairam dúvidas quanto à origem, devido à finura da granulação, representam restos de rochas metamórficas, ainda assim os positivamente identificados como de feldspatos excedem 20% da rocha, justificando sua classificação como arcózios. É certa a presença de apreciável quantidade de fragmentos de filito, pois que, nos adequadamente orientados, se percebem a xistosidade e, mesmo, clivagem, além do que podem conter cristais de epidoto, biotita, clorita e rutilo autigênicos.



Fot. 7 — Formação Diamantino

Na serra a ceste da cidade de Diamantina vê-se esta exposição de folhelhos, sltitos e calcários, que se intercalam em arcóziols, aí não expostos, do alto da Formação Diamantino.



Fot. 8 — Formação Xaralés

A fotografia mostra as primeiras elevações dolomíticas da serra das Araras, não longe de Flexas. Observe-se como elas se erguem de um degrau, constituído de tufos calcários e travertinos da Formação Xaralés, de sobre o qual se desprende a fumaça. No primeiro plano, soltos no chão, vêem-se seixos do Ullto Jangada.

**Ambiente gerador** — A litologia e grande espessura do Grupo Alto Paraguai indicam sedimentação de material de procedência terrígena em condições de plataforma moderadamente instável, provavelmente marinhas, instabilidade que se acentuou no final da sedimentação, com a deposição dos arcóziols Diamantino.

A ausência de conglomerados, a relativa uniformidade de características litológicas em extensão e a continuidade das camadas falam contra condições fluviais de acumulação da Formação Raizama. Ter-se-ia, antes, acumulado em ampla bacia aquosa, com toda probabilidade marinha, de fundos uniformes, alcançados por correntes pouco intensas mas capazes de localmente arrastarem areia grossa. Toda a natureza do arenito Raizama indica ter-se dado a sedimentação em águas pouco profundas, epineríticas, e que tal bacia sofria lenta mas continuada subsidência na Província Serrana, atesta-o a grande espessura da formação. A estratificação cruzada, com curtos *foresets* e estratos decimétricos, não é a do tipo geralmente encontrado nos grandes deltas. A frequência com que as lâminas frontais da estratificação se inclinam para os quadrantes orientais parece indicar que os detritos procediam, em maior parte, da área cristalina à borda ocidental da bacia. A uniformidade da sedimentação pelítica da formação, a brusca limitação vertical de seus estratos e a continuidade das camadas são fatos que sugerem certa profundidade das águas, criando ambientes de baixa energia cinética. Já a sedimentação do trecho médio da formação indica área de apreciável turbulência, em que a lama ficava em suspensão e era retirada pelas correntes, que por tração, moviam areia limpa, no fundo.

Há perfeita transição entre os arenitos Raizama e os folhelhos Sepotuba, parecendo indicar serem estes, pelo menos em parte, o complemento argiloso daqueles, acumulados em águas mais profundas, a maior distância da costa do mar transgressivo. A sedimentação seria suficientemente rápida para impedir a acumulação de calcários mais espessos que os subsidiariamente presentes na formação. Já tais condições se modificaram por ocasião da deposição da Formação Diamantino, em que ganha importância a sedimentação arenosa, embora sempre fina, e por toda parte se desenvolvem marcas de ondas e correntes, atestando águas pouco profundas e movimentadas o bastante para que se separassem as frações argilosas das arenosas, dos arcóziols. A presença de abundantes grânulos de feldspatos frescos e em

todos os estados de alteração, que consideramos alogênica, e de fragmentos de rochas xistosas, parece indicar retomadas de erosão na província distributiva, levando à retirada do solo e ao ataque da rocha fresca pelos agentes erosivos. Em tal sentido, também tem significado a abundância de biotita inalterada (ou diagneticamente cloritizada), bem como a de filitos e outras rochas pouco metamórficas, sugerindo que parte do material vinha de leste. A sedimentação, contudo, far-se-ia a tal distância da costa que só areia fina ali ia ter, em quantidade crescente para o alto da formação.

Não parece improvável que o aumento do tectonismo indicado pela Formação Diamantino tenha levado à regressão do mar, num prenúncio do episódio orogênico que afetou o grupo. Não se trata, contudo, de um Flysch típico.

**Correlações e cronologia** — Nada conhecemos na geologia brasileira ou do oriente boliviano que se possa correlacionar, litologicamente, às formações do Grupo Alto Paraguai.

Miguel Arrojado R. Lisboa (1909, pág. 59) incluiu na sua Série do Jacadigo, o arenito Raizama, certamente ante as descrições incompletas que Evans dêle fez. É fato a semelhança de posição, na coluna geológica, dessa série e do Grupo Alto Paraguai, ambos situando-se acima das seqüências carbonatadas Corumbá — Araras e sendo certamente anteriores ao arenito neosiluriano El Carmen, da Bolívia, fossiliferamente datado. Contudo, inteiramente diversas foram as condições em que se formaram os arcózos da Série Jacadigo e os sedimentos do Grupo Alto Paraguai, motivo por que não encontramos qualquer semelhança litológica entre as formações dêste e as da morraria de Urucum.

Se confirmada for a idade cambriana média ou superior ora admitida para a Série Corumbá, e como aceitamos a correlação proposta, entre esta Série e o Grupo Araras, caberia a Alto Paraguai idade entre ordoviciana e siluriana média. A primeira seria a mais provável, se considerada for a importância da revolução tectônica na América do Sul. Todavia, convém não esquecer a precariedade do material fossilífero em que se baseia a datação dos calcários de Corumbá.

#### BASALTOS DA SERRA DE TAPIRAPUÁ

**Histórico** — A extensa área basáltica da serra de Tapirapuá é ainda muito pouco conhecida. Tais basaltos parece terem sido originalmente referidos por J.W. Evans (1894, pág. 95). Cícero de Campos percorreu o espigão da serra em

1908, atribuindo sua origem aos derrames basálticos. Alguns anos mais tarde, em 1914, Euzébio P. de Oliveira voltou a percorrer este espigão até às nascentes do rio Branco, também partindo do porto Tapirapuá, no rio Sepotuba. Desde então parece que nenhum geólogo voltou a visitá-la, até que em 1961 examinamos o planalto basáltico no vale do rio Sant'Ana, descendo da serra dos Parecis a Rosensal (antigo lugar Arroz-sem-Sal) e daí, a Nortelândia. No ano seguinte, partindo de Barra do Bugres, subimos a serra pelas nascentes do ribeirão Angelim, 14 km a norte de uma povoação que ora se instala, chamada Nova Olímpia.

**Distribuição** — A serra de Tapirapuá é um espigão basáltico com uma centena de quilômetros de extensão, alongado no sentido SW — NE, separando as águas que a norte buscam o rio Sepotuba ou Tenente Lira, das que a sul, através dos rio Branco, dos Bugres e Sant'Ana, dirigem-se para o Paraguai. Na alta bacia do rio Sant'Ana, os derrames compõem um planalto, elevado de 350 a 400m de altitude, que a norte finda diante do degrau arenítico mais alto, que é a serra dos Parecis, às faldas da qual parece que se continuam os basaltos para oeste, contornando pelo norte a bacia do rio Sepotuba até pelo menos o rio Formoso. É, assim, muito extensa a área coberta pelos basaltos, mas originalmente devia ser bem maior, a julgar pela grande espessura e continuidade do conjunto de derrames.

Os derrames apresentam inclinação, muito reduzida, para norte ou noroeste. As maiores espessuras totais do pacote basáltico acham-se a sul. Assim, E. de Oliveira, em sua seção geológica entre as serras de Tapirapuá e Parecis, representa-o, nas proximidades do porto de Tapirapuá, com cerca de 250m de espessura. Em nossa subida pelas nascentes do rio Angelim, determinamos 310m para a espessura total dos derrames, a maior até agora verificada. Parece que daí as espessuras caem progressivamente para NE, reduzindo-se a uns 35m no vale do rio Sant'Ana próximo a Nortelândia, e ainda mais, em direção a Diamantino, local que não atingem os derrames, por terminarem em cunha erosiva, entre a Formação Diamantino e o Arenito dos Parecis.

**Petrografia** — Tais basaltos foram brevemente descritos por A. B. Faes Leme (1912, pág. 17) e E.P. de Oliveira (1915, pág. 28). São basaltos toleíticos de granulação afanítica, localmente apresentando estruturas amigdaloidais, atestando o caráter extrusivo da rocha.

Não será aqui apresentado estudo petrográfico dessas eruptivas, pois d'êles se encarregou o eng. Wildor T. Hennies, nosso companheiro na viagem à região, em 1962.

**Correlações e cronologia** — Os estudos de campo que empreendemos, e os dos geólogos que nos precederam, não indicam existência de intercalações sedimentares nos derrames. Entre Nortelândia e Arenápolis, em afloramentos às faldas da serra, vimos claramente os basaltos repousarem sobre os arcózios da Formação Diamantino, em aparente concordância, pois que ambos têm atitude quase horizontal. Já nas nascentes do rio Angelim não parece existir a Formação Diamantino, repousando os derrames sobre os folhelhos Sepotuba, como próximo a Tapirapuã. Tivemos a impressão que os basaltos são mais novos que o Grupo Alto Paraguai, que já estava erodido quando êles se derramaram.

Os basaltos da serra de Tapirapuã têm sido geralmente correlacionados aos da bacia do Paraná, admitidos como de idade rética. Tendo em vista a imensa extensão do vulcanismo triásico no País, e na falta de melhores elementos de datação, parece justo aceitar-se tal idade como a mais provável para os basaltos de Tapirapuã.

#### ARENITO DOS PARECIS

O Arenito dos Parecis foi definido em 1915 (págs. 33-34) por Euzébio P. de Oliveira. Embora recobrindo vastas extensões dos planaltos divisores das bacias Amazônica e do Prata, só em áreas muito limitadas penetra, a norte, na região ora investigada. Os poucos trajetos que realizamos sobre essa formação não possuem exposições de rocha suficientemente claras que possam propiciar novos conhecimentos.

A rodovia BR — 29 galga o flanco ocidental do anticlinal de Nobres, a serra do Tombador, ao subir para Estivado, com o que atinge o planalto dos Parecis. Daí até o posto indígena Parecis, uma centena de quilômetros para oeste, limite de nosso percurso através do planalto, o relevo é extremamente suavizado, com altitudes, crescentes para oeste, variando entre 380 e 530 m. O solo dos campos e cerrados subxerófilos é arenoso, de cor creme claro, sem exposições de rocha, salvo no trecho de Estivado à descida para Alto Paraguai, onde se percebe que cristas em anticlinais de

arenito Raizama emergem, discretamente, da cobertura do planalto, pois que constituem relevo com até 80 m de desnível local, saliente do embasamento sobre que repousa o arenito dos Parecis. Em alguns trechos de menos altitude mostra-se o solo recoberto de cascalhos provenientes da desagregação de conglomerados da parte inferior do Arenito dos Parecis. Localmente também se observa solo argiloso vermelho, proveniente de lentes pelíticas que se incluem nos arenitos.

As camadas basais da formação possuem importantes lentes de conglomerados de seixos bem rolados de quartzo leitoso, e alguns de arenito Raizama, contidos em matriz arenítica grosseira. Vimos tais conglomerados *in situ*, nos morros a oeste de Diamantino, onde recobrem diretamente a formação d'êste nome.

A medida que as escarpas geralmente suavizadas do Arenito dos Parecis recuam para norte, são desenterradas as estruturas dobradas da Província Serrana, mas prolongamento de formas lobadas, do arenito, avançam para sul, sobre as serras niveladas. Um de tais lobos é o planalto de Sete Lagoas (cêrca de 380m de altitude \*) onde tem origem o rio Paraguai. Muitas vêzes, a várias dezenas de quilômetros distante da orla dos Arenitos dos Parecis, encontra-se, sobre os cimos nivelados das montanhas da Província Serrana, cascalho rolado de quartzo, solto no solo. Constitui resíduos finais da destruição da cobertura cretácea e atesta sua extensão pretérita para sul dos limites atuais. Vimos tal cascalho mesmo nos altos campos da fazenda Coqueiro, no município de Cáceres, 170 km a sudoeste dos mais próximos afloramentos de arenitos dos Parecis.

O Arenito dos Parecis tem sido considerado de idade cretácea superior desde que EUZÉBIO DE OLIVEIRA nêle encontrou restos de madeiras silicificadas na serra do Norte. A formação pareceu-nos muito semelhante aos termos não calcários da Série Baurú, em que pese abalizada opinião contrária do mesmo Autor, que os julgou inconfundíveis. A ausência de calcário e presença de sílex no Arenito dos Parecis não parecem critérios ponderosos para distingui-los dos pertencentes à Série Bauru, cuja parte inferior, em grandes

\* Altitude determinada com altímetro Faulin. A altitude de 305 m das nascentes do rio Paraguai, obtida por F. de Castelnau (1851, pág. 312), foi certamente subestimada.

extensões dos Estados de São Paulo e Mato Grosso, nada tem de calcário. Em Mato Grosso, nas nascentes do rio Verde, no município de Camapuã, existe tão grande quantidade de sílex cinzento nos arenitos da Série Bauru que chega a sustentar relevo bem destacado, na monotonia do chapadão arenoso (F. ALMEIDA, 1958, pág. 86).

### QUATERNÁRIO

Embora durante o Cenozóico a região venha-se sujeitando a generalizados processos erosivos que exumam suas estruturas antigas, por toda parte arrasam as rochas menos resistentes e levam a bacia paraguaia a expandir-se para norte, situa-se ela nos limites de uma das mais extensas áreas de sedimentação continental moderna do interior da América do Sul, o Pantanal.

Inexistem sedimentos terciários na região investigada, mas os processos de desenterramento das estruturas antigas têm deixado, durante o Quaternário, depósitos de terraços fluviais e restos de leques aluviais existentes às bordas da Província Serrana. Certamente muitos de tais depósitos se formaram sob influência de fatores climáticos diversos dos atuais, como o sugerem os calcários referíveis à formação Xaraíes e os extensos depósitos lateríticos ferruginosos.

De tal modo, assim se dividem os depósitos atribuíveis ao Quaternário, existentes na região examinada:

- 1 — Formação Pantanal.
- 2 — Leques aluviais.
- 3 — Formação Xaraíes.
- 4 — Lateritos ferruginosos.

**Formação Pantanal** — Sob tal título A. I. de Oliveira e O. H. LEONARDOS (1943, pág. 781) descreveram os depósitos modernos da grande planície que é o Pantanal mato-grossense. Constituem a orla sul da região investigada, estendendo-se do vale cuiabano ao paraguaio, pelo qual muito penetram para norte, como vasta planície que coalesce com a do Jauru e se alonga por vales menores. Na Província Serrana os depósitos aluviais quaternários são pouco significativos quanto à área que ocupam, embora importantes por se mostrarem diamantíferos em alguns vales, como no do rio Pari, onde assumem, sobretudo, caráter de terraços, que se podem elevar a poucos metros acima do nível das várzeas atuais.

As camadas atribuíveis à formação Pantanal são, em maior parte, de natureza arenosa fina e siltico-argilosa. Raramente se apresentam cascalhos, que em geral procedem da removimentação, pela drenagem atual, de fragmentos de veios de quartzo que cortam a série Cuiabá ou, ainda, de seixos de conglomerados cretáceos, razão por que são muito desenvolvidos em vales que têm seus mananciais às bordas do planalto dos Parecis ou nos chapadões arenosos que delas se estendem sobre a serra de Tapirapuã e as da Província Serrana. Pareceu-nos que tanto o diamante como o ouro da região investigada procedem da desagregação do Arenito dos Parecis, sobretudo de seus conglomerados basais, como já supunha Lisboa (1909, págs. 90-92). A fonte primária do ouro seria a Série Cuiabá, de que foi em grande parte concentrado nos arenitos cretáceos. A associação ao diamante de Cuiabá e Coxim, de platina e cromita (M. A. R. LISBOA, 1909, págs. 89-90) sugere proceda originalmente a gema, de peridotitos, ora desconhecidos em Mato Grosso.

Seria possivelmente pleistocênico um terraço aluvial que identificamos no alto vale do rio Paraguai, elevado a cerca de meia dúzia de metros sobre as várzeas alagáveis atuais. Constitui tal terraço o nível não inundável do Pantanal, na região que margeia o rio Paraguai, de Cáceres para montante, assim com grande parte do terreno firme que se estende do leito maior do rio às vizinhanças da serra do Olho d'Água, na rodovia para Porto Espiridião.

Inexistem dados que permitam julgar qual seja a espessura da Formação Pantanal na região percorrida, mas ela seria reduzida, presumivelmente não superior a umas poucas dezenas de metros, na planície vizinha a Cáceres.

**Leques aluviais** — Às bordas das grandes serras areníticas que limitam a oeste a Província Serrana, os rios Jaucoara, Paraguai e outros menores depositaram, em tempos idos, extensas formações conglomeráticas que possivelmente representam restos de leques aluviais, formados em clima diverso do atual. Constituem-nos blocos arredondados de arenito Raizama, cujo diâmetro pode exceder um metro, contidos em matriz arenosa irregular, freqüentemente cimentada por hidróxidos férricos. Apresentam-se elevados até 30 m acima do nível dos rios, e no vale do Jaucoara, estendem-se até uns 2 km além do boqueirão da serra do Limboso. Seus restos sustentam pequenas saliências do relevo aplainado.

**Formação Xaralós** — Assim denominou F. Almeida (1945, págs. 98-103) os depósitos de tufos calcários e travertinos, contendo restos de moluscos e impressões de plantas, que se estendem em apreciável área às bordas dos morros calcários do município de Corumbá. Verificamos que nas vertentes orientais da serra das Araras o desenvolvimento de depósitos semelhantes é ainda mais importante que em Corumbá.

Quem se aproxima da serra calcária das Araras, vindo de leste, percebe que pelo menos no trecho da Fazenda Velha a Taquaral, longo de uns 50 km, os elevados morros não se erguem diretamente da aplainada superfície de erosão Cuiabana, porém de um degrau, de uma centena de metros, que termina em abruptos paredões. A fotografia 8 dá idéia de tal fato. A fumaça nela representada tem origem sobre tal degrau, cuja terminação escarpada é bem visível como uma faixa sombreada. Verificamos ser essa feição topográfica um depósito de tufos calcários e travertinos, com variada porcentagem de material detrítico, em tudo comparáveis aos da Formação Xaraiés, na região de Corumbá. Formaram-se tais calcários pela acumulação, às faldas da serra, de carbonato trazido do interior da morraria dolomítica, por águas que buscavam o Pantanal. Na subida de Mata Cachorro, no caminho para a fazenda Coqueiro, a formação tem quase 100 m de espessura, sendo abundantes, em toda sua altura, impressões de folhas de várias espécies de plantas angiospermas, bem como de galhos e alguns gastrópodes. O local pareceu-nos de muito maior importância para estudos paleobotânicos que os que conhecemos na região de Corumbá.

**Lateritos ferruginosos** — Concentrações ferruginosas de natureza laterítica espalham-se, em variadas escalas, sobre as rochas da região investigada, sendo particularmente abundantes nos solos argilosos das áreas de filitos da Série Cuiabá, tilitos do Grupo Jangada e basaltos da serra de Tapirapuã.

As mais comuns variedades de laterito representam-se por nódulos de diversas dimensões, podendo alcançar mais de um palmo de diâmetro. Mercê da erosão da matriz argilosa em que se formaram, acumulam-se na superfície do solo, às vezes em tais quantidades que constituem quase o único material visível. Outra variedade de laterito mostra-se como massas compactas, formadas pela agregação de pequenos nódulos, ou ainda são corpos mais ou menos vesiculados, com aspecto esponjoso. Formam camadas com até poucos palmos

de espessura, como as vimos suportando altos da peneplanície Cuiabana, mas com toda probabilidade tiveram origem no interior do rigolito, estando expostas pela erosão da cobertura.

Embora o clima quente e úmido de marcante estiagem hiberna, do tipo das Savanas Tropicais (Aw, de Köppen) que impera em toda a área investigada, não seja desfavorável aos processos de laterização, nenhum indício vimos de que estejam se formando tais lateritos, na área investigada. Pelo contrário, pareceu-nos serem todos antigos, pois em várias oportunidades foi-nos possível verificar estarem hoje sendo erodidos.

### CAPÍTULO III

#### METAMORFISMO

Na coleção de uma centena de seções delgadas examinadas, de rochas da região, fizemos cuidadoso exame visando determinar a natureza e intensidade dos fenômenos metamórficos que as afetaram. Deu-se, naturalmente, maior atenção às rochas pelíticas e aos tilitos. Embora o material examinado seja quantitativamente escasso, parece-nos que as conclusões dêste estudo acham-se substancialmente corretas.

**Grupo Alto Paraguai** — Na Formação Diamantino não percebemos quaisquer indícios de metamorfismo. A clorita notada em folhelhos é de origem diagenética. A sericitização e caulínização de parte dos plagioclásios é anterior à sedimentação, pois a maior parte dos grânulos de feldspatos dos arcózios acha-se pouco ou nada alterada. Os folhelhos Sepotuba, onde mais ou menos horizontais, como em Barra do Bugres, Três Barras e às faldas da serra de Tapirapuã, não se mostram mais evoluídos que os folhelhos permianos de São Paulo e Paraná, aos quais se assemelham. Nada apresentam, certamente, de metamorfismo. Na Província Serrana, onde foram dobrados, podem apresentar idêntico aspecto, mas às vezes são rochas bem consistentes, lembrando material cerâmico. Mesmo assim, o exame microscópico não evidencia recristalização metamórfica, senão diagênese avançada. Não há sericita autigênica na matriz, porém clorita pode aí existir, como de resto, também em folhelhos menos evoluídos, como os de Barra do Bugres. Embora com cerradas juntas, como se apresentam nos folhelhos situados nos núcleos dos sinclinais, não ficaram evidenciados efeitos metamórficos.

O arenito Raizama, o único efeito que apresenta, de esforços que excederam o limite de elasticidade da rocha, consiste em extinção ondulante dos grãos de quartzo. Não vimos, em diversas lâminas examinadas, efeitos de cataclase. Pequena quantidade de material argiloso criptocristalino, indecifrável, que às vezes se apresenta entre os grânulos, não manifesta recristalização metamórfica. Grãos de feldspato



acham-se inalterados. Referimos terem os grânulos de quartzo e feldspato sofrido crescimento intraestratal, com o que se desenvolveu textura de elevada resistência. Por tal motivo, nas zonas de profunda erosão, como nos boqueirões do rio Jaucoara, corredeiras e grande cachoeira do rio Tombador, tem a rocha aspecto de quartzito, embora nenhum efeito metamórfico possa ser nela reconhecido.

Concluindo: o Grupo Alto Paraguai não teve suas rochas metamorfasadas, seja na Baixada do Alto Paraguai ou na Província Serrana. Se algum efeito metamórfico possa apresentar, será provavelmente de caráter local, ligado a zonas de falhas ou ao contato com os basaltos da serra Tapirapuã.

**Grupo Araras** — Na Baixada do Alto Paraguai ou na Província Serrana nenhuma rocha deste grupo foi vista, que apresente transformações de caráter metamórfico. A presença de clorita é freqüente na matriz de folhelhos silticos e arenitos, mas atribuímo-la a processos diagenéticos, compreensíveis num sedimento tão antigo. A mesma origem pareceu-nos ter a cloritização da biotita, assim como o crescimento de grânulos de quartzo que intensamente se manifesta em arenitos calcários da serra do Olho d'Água, onde as camadas se apresentam quase horizontais, sem indícios de terem sofrido apreciáveis ações dinâmicas ou térmicas. Os calcários e dolomitos, nessas duas províncias, geralmente têm granulação muito fina, afanítica, embora alguns dolomitos, no núcleo do anticlinal de Nobres, apresentem-se com granulação visível, que não parece resultar de recristalização metamórfica.

Na base do grupo, na morraria de Guia, que já referimos ser um testemunho do Grupo Araras isolado na Baixada Cuiabana, são flagrantemente os efeitos de metamorfismo de baixa fácies, afetando as rochas detríticas. Os 50 m de sedimentos pelíticos que se subpõem aos calcários, e recobrem o tilito Jangada, acham-se transformados em ardósias, com acentuada clivagem paralela ao plano axial do grande sinclinal que ali existe. O exame microscópico evidenciou ter havido acentuada cristalização metamórfica do material pelítico original, com abundante formação de sericita e clorita, recristalização de turmalina e de um óxido férrico, possivelmente hematita. As rochas têm clara xistosidade planar, subparalela ao plano axial, muito inclinado, do sinclinal. Tal xistosidade desenvolveu-se com o crescimento paralelo dos filossilicatos, em planos absolutamente independentes da estratificação, que é

claramente reconhecível nessas rochas (Fot. 9 e Fotomicro. 7). Também nelas surgiram microporfiroblastos lenticulares de clorita intercrecida com alguma muscovita, dispostos os dois minerais com seus planos estruturais normais à xistosidade. Tais porfiroblastos são sensivelmente maiores que as diminutas palhetas de clorita e sericita que causam a xistosidade, pois que alcançam 0,15 mm; são maiores quando cresceram em lâminas escurecidas por material ferruginoso. Estas rochas haviam sofrido recristalização metamórfica, já possuindo mesmo os microporfiroblastos, quando se processou clivagem subparalela à xistosidade, com desenvolvimento de planos de fratura ao longo dos quais se realizaram movimentos diferenciais deslocando as palhetas de mica e clorita, deformando e girando os microporfiroblastos e desenvolvendo crenulações nas lâminas da estratificação (Fotomicro. 7). Tais planos de clivagem existem em número de 40 a 100 por milímetro, nas rochas de mais fina granulação, ao longo delas tendo havido recristalização de clorita e sericita, minerais que não foram afetados pelos movimentos.

Os calcários de cor cinza escuro que recobrem a sequência basal apresentam generalizada sericitização e cloritização de lâminas de material argiloso que originalmente existia entre as camadas calcárias, porém os bancos pelíticos que as recobrem estão transformados em ardósias, por efeitos comparáveis aos acima descritos, embora sem tão nítida clivagem. A cor violácea das rochas é devida à recristalização de hematita. Não há qualquer traço reconhecível, no material examinado, de mineral indicando grau mais alto de metamorfismo, nas rochas do Grupo Araras em Guia, que o da fácies de xistos verdes (*Grünschieferfacies*), subfácies muscovita — clorita de F. J. Turner e J. Verhoogen (1951, págs. 469 — 472).

**Grupo Jangada** — As observações de campo haviam indicado que o metamorfismo deste grupo crescia de NW para SE, na Baixada Cuiabana podendo apresentar-se tilitos filitizados. O estudo ao microscópio, dos tilitos do grupo, confirmou tais observações.

Nas ocorrências de tilitos nos núcleos dos anticlinais de Jacobina e Sorongo, no correjo Vermelho, e às faldas da serra de Curupira, exposições as mais ocidentais do grupo, exame microscópico mostrou inexistirem efeitos de cataclase e orientação dinâmica dos grãos, os únicos efeitos mecânicos da intensa compressão consistindo no desenvolvimento de



Por. 9 — Sedimentos rítmicos da base do Grupo Araras

Na pedreira mais baixa da Cateira N. S. da Guia, na região de Guia, o Grupo Araras inicia-se com 3 m de espessura de calcilitos micáceos, cujo topo bem se percebe na base da sequência. Seguem-se-lhes cerca de 45 m de camadas pelíticas argilosas, com perfeita estratificação plano-paralela, em lâminas rítmicamente reptidas. Tais camadas estão transformadas em ardósias, com cerrada xistosidade planar, que aí se vê inclinada para a direita da fotografia, em posição quase normal à estratificação.



Por. 10 — Metatilito do Grupo Jangada

Na Baixada Cuiabana os tilitos do Grupo Jangada são rochas epimetamórficas, muito xistosas, como as que se expõem neste local, situado à margem esquerda do rio Machado. Compare-se com a rocha quase nada metamórfica apresentada na fotografia 3.

extinção ondulante observada nos cristais de quartzo e, nas duas primeiras ocorrências, cerradas juntas subverticais, paralelas aos planos axiais dos dobramentos. Mineralogicamente, todavia, há a observar a presença de sericita crescida juntamente com quartzo, como efeito de metamorfismo dinâmico, pois que os cristais se orientam com maiores dimensões normais à direção SE de compressão. Em rochas da usina Jacobina observa-se cristalização de sericita e calcita nas “sombras de pressão” dos grânulos do tilito.

Nas ocorrências de tilito das vizinhanças de Bauxi, onde coletamos numerosos selxos facetados e estriados, a matriz da rocha já apresenta maior evolução metamórfica, manifestada sobretudo na abundância de clorita, ocorrendo associada à sericita e quartzo autigênicos, em disposição paralela. Existem também muito pequenas lenticulas em que o plano (010) da clorita faz grande ângulo com a direção da incipiente xistosidade. A presença de clorita é a causa da cor esverdeada da rocha. Cristais de plagioclásio permanecem inalterados. Também os efeitos mecânicos dos esforços são ali mais acentuados que nas ocorrências ocidentais do grupo, particularmente na evidente rotação dos grânulos, para se dispor segundo o plano de xistosidade, o que se observa mesmo em amostras manuais. Há, ainda, fragmentação de grânulos, e comum extinção ondulante nos de quartzo. Não houve, porém, macrodeformações plásticas de fragmentos outros que os de calcário.

As ocorrências examinadas do tilito Jangada na zona da Baixada Cuiabana sempre apresentam rochas que, quando frescas, têm cor cinza esverdeado ou violáceo. Mostram clivagem mais ou menos acentuada e não raramente, têm matriz filitizada, com característico brilho acetinado nos planos normais à compressão. O exame microscópico de rochas procedentes da borda ocidental da Baixada Cuiabana, de cortes da BR — 29 próximo a Jangada e do leito do ribeirão do Engenho, na antiga rodovia de Cuiabá a Rosário Oeste, indicou acentuadas modificações metamórficas. Mineralogicamente destaca-se a presença, em diversas amostras, de certa quantidade de biotita autigênica, de cor amarela pálida mas sensível pleocroísmo, ocorrendo associada à sericita e quartzo, também autigênicos, ou ainda formando microporfiroblastos lenticulares. Tais rochas não possuem clorita, transformada possivelmente que foi em biotita. No-

4 — As mais orientais exposições da série Cuiabá à borda da Baixada Cuiabana alcançam grau elevado de metamorfismo, atingindo fácies piroxênio-hornfels, sob influência da intrusão do batólito granítico da serra de São Vicente.

5 — Verifica-se que as camadas dêste ortogeossinclíneo, de modo geral, apresentam, na área pesquisada, metamorfismo regional crescente de NW para SE e das mais novas para as mais antigas, o que mostra ser tal metamorfismo devido à combinação da profundidade de enterramento das camadas com a intensidade da orogênese que sofreram.

#### IV

### GEOLOGIA ESTRUTURAL

Tôda a seqüência pré-siluriana da área estudada apresenta-se mais ou menos intensamente deformada, em escala decrescente para oeste. A natureza de tais deformações é bem clara na Província Serrana, onde a torna compreensível a exumação de um relêvo estrutural. Já nas zonas laterais, cujo baixo relêvo pouco ou nada reflete a estrutura, coberta como se acha, por depósitos sedentários ou aluviões modernas, bem mais difícil se torna a compreensão da tectônica, num trabalho de reconhecimento como êste. Todavia, as províncias fisiográficas que distinguimos no início, mostram-se bem individualizadas quanto às suas características estruturais, cujos traços mais salientes procuraremos esboçar. Desde logo chamamos atenção para o fato de constituírem as três províncias de rochas pré-silurianas não feldspatizadas, outras tantas faixas tectônicas dispostas no sentido dos dobramentos, e que têm crescentes para leste, não só a intensidade dêstes como a do metamorfismo de suas rochas e a idade das camadas que nelas se apresentam (Fig. 4).

#### BAIXADA DO ALTO PARAGUAI

Podemos definir estruturalmente a Baixada do Alto Paraguai como vasto sinclínorium assimétrico que a oeste, onde as camadas têm muito reduzido mergulho, repousa sobre o Complexo Brasileiro, ao passo que a leste, onde elas são sensivelmente perturbadas, confina com a faixa de intensos dobramentos da Província Serrana. Na zona deprimida da estrutura, onde as camadas são aproximadamente horizontais, situam-se o planalto basáltico de Tapirapuã e o vale do rio Sepotuba, pelo que atribuímos ao sinclínorium esta última designação.

Três seções incompletas, normais ao eixo do sinclínorium do Sepotuba, permitiram-nos fazer idéia da natureza da grande estrutura. A primeira é a que se estende da cidade de Alto Paraguai à serra de Tapirapuã, passando por Nortelândia (Fig. 5). Alto Paraguai situa-se junto ao flanco ocidental de um anticlinal em arenito Raizama, no limite oriental da zona tectônica. As camadas de folhelho Sepotuba ali se apresen-

tam sistematicamente inclinadas para WNW, com ângulos de mergulho de 30° a 40°, concordando com o flanco grande anticlinal assimétrico. Caminhando-se para NW, em direção a Nortelândia, percebe-se claramente a diminuição gradual de tais mergulhos. Assim, as camadas que alcançam a cidade de Diamantino não mais têm que 18° a 20° de inclinação (Fot. 11), ao passo que em Nortelândia, ainda mais para NW, os mergulhos são da ordem de 5° a 10°, valores que ainda mais diminuem junto às faldas da serra de Tapirapuã, entre Nortelândia e Arenápolis, onde os basaltos recobrem a Formação Diamantino.

Outra seção que permite julgar-se a natureza do flanco oriental do sinclínium do Sepotuba é a que se estende desde as faldas da serra do Limboso a Barra do Bugres, acompanhando o vale do rio Jaucoara. Junto à serra, que é o flanco ocidental do grande anticlinal assimétrico de Raizama, os folhelhos, bem expostos na fazenda São Pedro, mostram-se perturbados, com inclinações para WNW atingindo 45°, valores que rapidamente diminuem a maior distância da serra (Fig. 5). Em Barra do Bugres, dela afastada uns 20 km em reta, os mergulhos da Formação Sepotuba, bem exposta nas barrancas dos rios Paraguai e dos Bugres, não excedem 7°. Daí às faldas da serra de Tapirapuã, nas nascentes do rio Branco, os poucos afloramentos da Formação Sepotuba que vimos no leito dos rios, são de camadas próximamente horizontais. Não fomos além dos altos da serra de Tapirapuã, mas Euzébio de OLIVEIRA, que viajou a oeste dela, pelo rio Sepotuba, em sua obra refere-se algumas vezes (1915, págs. 25, 26, 75) à horizontalidade das camadas da Formação Sepotuba, nas corredeiras do rio dêsse nome, nas de seu afluente Tarumã, bem como de afloramentos às faldas da serra de Tapirapuã. Em sua seção desta serra à dos Parecís, representa o término ocidental da formação, no contato com o arenito dos Parecís, como camadas inclinadas para o rio Sepotuba, a leste, fato que indicaria o flanco ocidental do grande sinclínium.

A terceira seção transversal à Baixada do Alto Paraguai, que percorremos em nossas viagens, é a que se estende desde junto à serrania, próximo a Cáceres, ao rio Jauru em Pôrto Espiridião (Fig. 7).

O vale do rio Paraguai, em toda a longa extensão entre as cidades de Cáceres e Alto Paraguai, trecho que em reta excede 200 km, está certamente escavado em folhelhos Sepotuba, que afloram em muitos lugares, nas barrancas do rio, a montante da foz do Cachoeirinha. Entretanto, as vastas co-

berturas aluviais modernas ocultam-nos quase que por toda parte, principalmente a jusante daquele local, e de modo particular, em toda a área vizinha a Cáceres. Assim é que a estrada que se estende desta cidade a Pôrto Espiridião atravessa 50 km em que não há outros afloramentos que os das aluviões do leito maior do rio Paraguai, expostas numa dezena de quilômetros, além dos quais percorre um degrau, cerca de 5 m mais elevado, que constitui o soalho seco do Pantanal, acima das várzeas. Tal soalho, que nos pareceu um depósito de terraço quaternário, do vale do rio Paraguai, certamente oculta os folhelhos Sepotuba do núcleo do grande sinclínium, pois que a oeste ressurgem sucessivamente as camadas Raizama e Araras, inclinadas de poucos graus para leste, erguendo-se para constituírem as serras do Olho d'Água, do Caeté e outros relevos disfarçados que atravessam do vale do Jauru para o do Cabaçal. Salvo nas vizinhanças das zonas de falha, tais mergulhos não excedem 15°, sendo geralmente bem inferiores a êste valor. Certamente ali não existem dobramentos, mas mergulho regional em direção ao vale do rio Paraguai, a leste.

Além das deformações descritas, as camadas da Baixada do Alto Paraguai apresentam-se fraturadas. Assim é que três faixas, dirigidas a NE, de rochas brechóides silicificadas, atravessam a rodovia de Cáceres a Pôrto Espiridião, entre 16 e 18,8 km antes do contato dos sedimentos pré-silurianos com as rochas metamórficas do Complexo Brasileiro. Pensamos que representam outras tantas falhas, ou zonas de falhas dirigidas a NE, nas vizinhanças das quais vimos o arenito Raizama com mergulho de até 35°.

Diversas observações de diáclases indicaram-nos serem muito freqüentes, em toda a província, dois sistemas conjugados de fraturas sub-verticais, orientadas de 20° a 30° NW e 50° a 60° NE. Nas proximidades da Província Serrana, nos municípios de Alto Paraguai e de Barra do Bugres, observa-se nas camadas da Formação Sepotuba, um sistema de cerradas fraturas de grande mergulho, dirigidas de 30° a 40° NE, portanto paralelas aos eixos de dobramento desta província. Tal fraturamento, certamente normal às direções de compressão, claramente perde intensidade para oeste. Assim, é muito intenso na rodovia de Alto Paraguai à BR-29, em Três Barras e nos campos da fazenda São Pedro junto ao boqueirão em que o rio Jaucoara abandona a Província Serrana, mas em Barra do Bugres, Nortelândia e Diamantino as fraturas que lhe correspondem são sensivelmente mais espaçadas e descontinuas, quando não ausentes.

Dos três sistemas de diáclases acima referidos, dois, conjugados, correspondem a fraturas vizinhas aos planos de máximo esforço cizalhante, sendo o terceiro, normal ao esforço compressor e subparalelo aos planos axiais das dobras da Província Serrana.

Estruturalmente, a Província Serrana é uma faixa de dobramentos com 35 km de largura média e não menos que 300 km de comprimento, estendendo-se do Planalto dos Parecís ao Pantanal, onde os últimos afloramentos de suas camadas se apresentam junto ao rio Paraguai. Em conjunto, constitui grande arco, cuja concavidade está voltada para SE. As extensões de seus dobramentos variam de dezenas de metros a dezenas de quilômetros. Muitas dessas dobras têm planos axiais verticais e são de bela simetria, que bem se manifesta na conformação das serras areníticas, porém em maioria, tais planos inclinam-se acentuadamente para SE, ou ESE, enquanto que alguns o fazem em sentido oposto (Fig. 5). O flanco, geralmente o ocidental, pode ser vertical, mas nunca o vimos revirado.

O comprimento de onda das grandes dobras paralelas varia de 4 a 10 km, podendo exceder tal valor na zona sul da província. As figuras 5 e 7 dão idéia da simetria de algumas das dobras que estudamos, bem como de seu afastamento.

Em planta, os eixos dos dobramentos têm traçados retilíneos ou suavemente encurvados, geralmente os maiores formando arco cuja concavidade se volta para SE no setor norte da província, e para ESE, a sul. Pelo menos num caso, o do anticlinal da serra da Pedra Branca, vimos tal eixo bifurcar-se, para abrigar a terminação, em proa de canoa, de um sinclinal.

Os eixos dos dobramentos são aproximadamente horizontais ao longo de dezenas de quilômetros, inclinando-se suavemente, com ângulos, medidos, não maiores que 20° na curvatura longitudinal terminal da crista dos anticlinais (Fot. 12). Por terem as serras areníticas sido arrasadas por uma superfície de erosão cretácea, apresentam cimos nivelados, mas quando a crista dos anticlinais, nas camadas do alto da Formação Raizama, desce abaixo do nível dessa superfície de erosão, vê-se a serra terminar suavemente na planície de folhelhos Sepotuba, que então conformam a estrutura, mas sem relêvo saliente. Numerosos exemplos de tal terminação foram examinados, ou vistos de longe. A rodovia de Bauxi

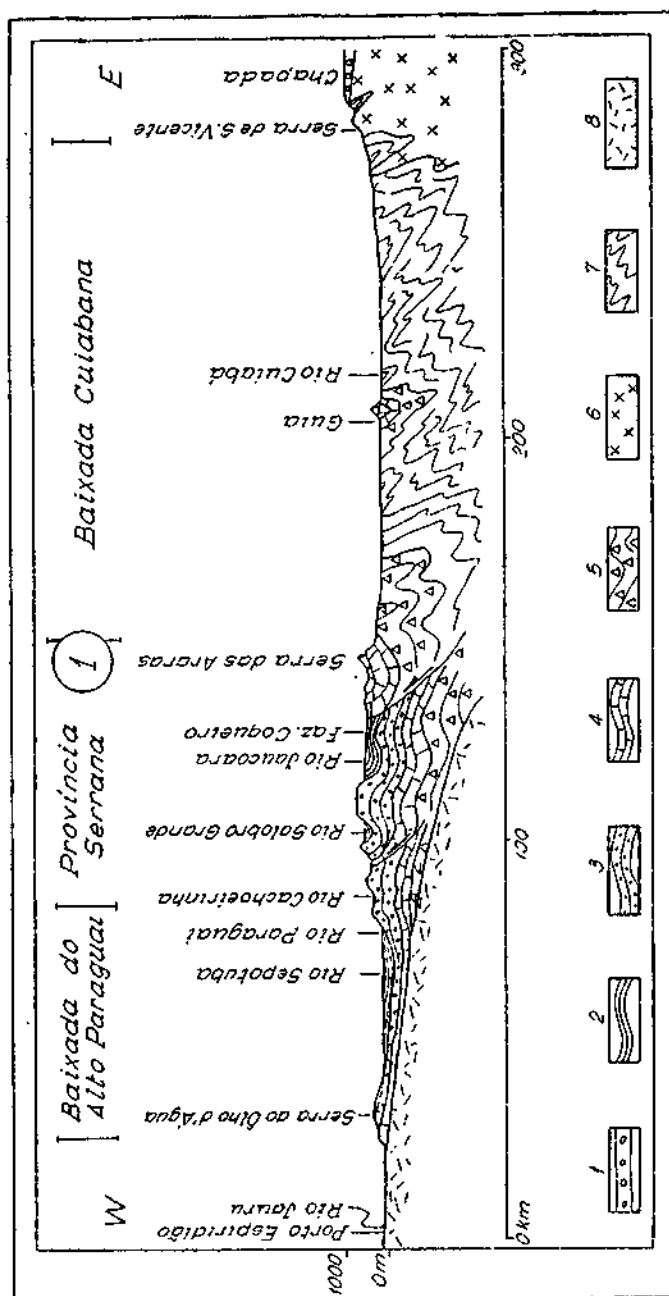


Fig. 4 — Diagrama generalizado da estrutura do centro-oeste mato-grossense. 1 — Grupo Araras; 2 — Formação Sepotuba; 3 — Formação Raizama; 4 — Grupo Jangada; 5 — Complexo Cristalino Brasileiro; 6 — Granito da Serra de S. Vicente; 7 — Série Cuabá; 8 — Complexo de Baixada Culabana. As estruturas da Baixada Culabana, como indicadas, são inteiramente hipotéticas.

a Barra do Bugres contorna uma dessas terminações periclinal, a do grande anticlinal de Raizama, justamente nas vizinhanças do lugar deste nome. Pelo menos num local, na serra do Vira-Saia, a crista do anticlinal arenítico desce suavemente abaixo do nível da superfície de erosão niveladora do alto da serra, para reerguer-se até a mesma, de modo igualmente suave, uns 7 quilômetros além. A depressão do eixo foi aproveitada pelo rio Tronqueira (vide Fôlha N.º 5, da Carta de Mato Grosso, de C.M.S. RONDON e J. MATOS) para atravessar a serra. Também o longo anticlinal assimétrico de Alto Paraguai, com plano axial inclinado para NW, que numa extensão de 20 quilômetros sustenta a serra arenítica, tem sua crista suavemente abaixada a nível inferior ao da planície, numa extensão aproximada de 9 quilômetros (Fot. 13), para então novamente se erguer ao nível da superfície de erosão cretácea, antes de se ocultar sob a cobertura Parecís, bem onde sobe a rodovia que de Alto Paraguai busca a BR-29, a norte, no chapadão Parecís.

No setor norte da província pareceu-nos que em nenhum local os anticlinais de arenito Raizama descobrem os calcários Araras, salvo à borda oriental da serra, como na serra do Tombador no anticlinal de Nobres (Fig. 6). Na zona sul da província as dobras estão mais elevadas, e não só o Grupo Araras, mas os próprios tilitos Jangada acham-se amplamente expostos nos núcleos dos maiores anticlinais, como os atravessados pelas rodovias que se dirigem para Barra do Bugres e para Cáceres\*.

Entre os anticlinais descritos existem sinclinais, formados pelos folhelhos Sepotuba, em que se abrigam os grandes rios da província, como o Jaucoara, o Pará, o Lavrinhas, o Cachoeirinha e numerosos outros menores. Alguns sinclinais, como o do rio Santo Antônio (Fot. 24), são amplamente abertos, apresentando-se em seus núcleos, camadas horizontais (Fot. 14 e 15), enquanto que outros são fechados, passando-se rapidamente de camadas bem inclinadas, de um dos flancos, às do outro flanco, igualmente inclinadas em sentido oposto.

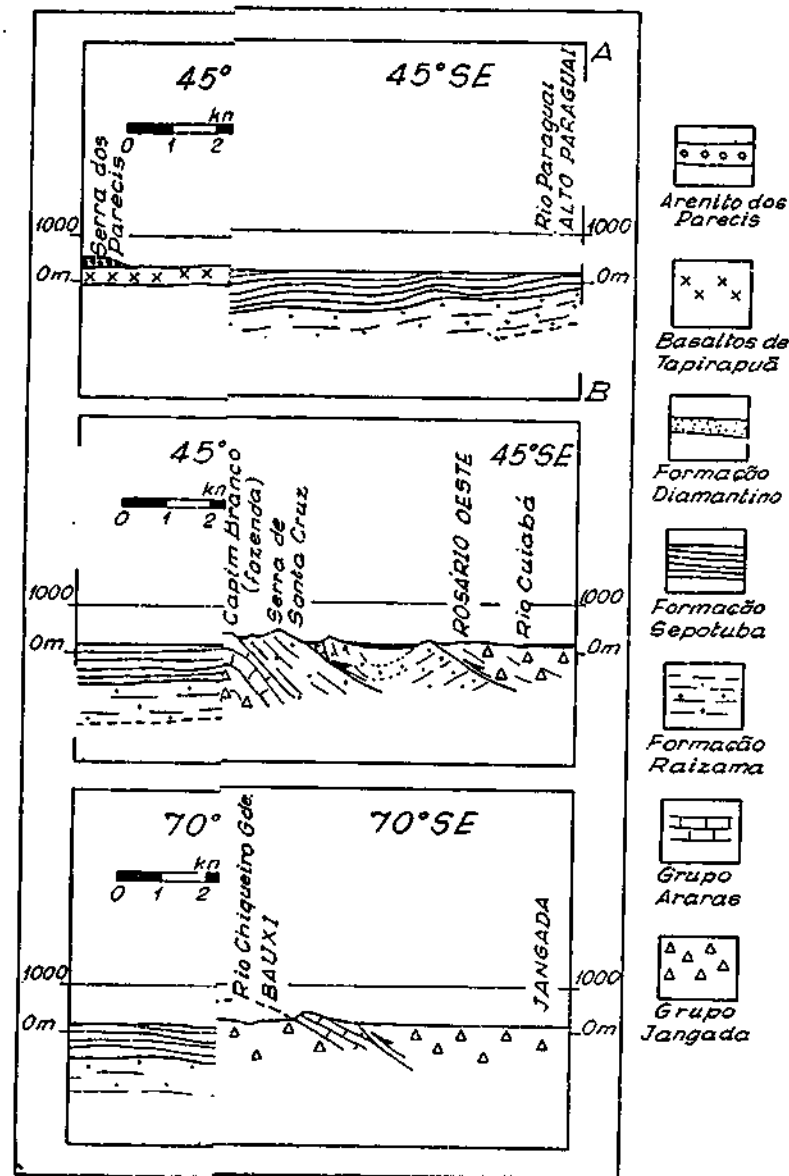
Além das grandes dobras acima descritas, existem na província, dobramentos locais, de modestas dimensões. A 200 m a NW da usina Jacobina, no município de Cáceres, uma sucessão de folhelhos, arenitos e delgadas camadas calcárias da base do Grupo Araras, no núcleo de grande anticlinal, foi finamente deformada, em dobramento desarmônico. Ao longo de 110 metros, mostram-se cinco anticlinais mais ou menos si-

métricos, com eixos dirigidos a 30° NE e *plunge*, neste sentido, de 8° a 10°. O dobramento de caráter plástico, causou espessamento dos núcleos das estruturas, em camadas calcárias. Além de cerrado fraturamento paralelo aos planos axiais sub-verticais, dos dobramentos, notam-se dois sistemas de fraturas longitudinais, oblíquas em relação a tais planos, bem como um sistema de fraturamento vertical a eles transversal. O dobramento e o fraturamento constituem uma réplica das grandes estruturas da região.

Vimos algumas falhas longitudinais, no núcleo ou flancos das grandes dobras da província, e provavelmente muitas outras existem. Parecem menos frequentes no setor norte da província, mas uma pequena falha longitudinal inversa, com superfície inclinada para NW, e rejeito presumido pequeno, atravessa o rio Tombador logo acima da grande cachoeira. Também o anticlinal arenítico da serra da Pedra Branca tem uma falha longitudinal de modesto rejeito, estendendo-se aos folhelhos Sepotuba, no "Campo dos Veados".

No setor sul da província foram vistas grandes falhas. A mais espetacular afetou o vasto sinclinal do rio Cachoeirinha, tendo caráter de um empurrão de grande ângulo (up-thrust) que empinou o arenito Raizama, pondo-o quase vertical, chegando mesmo a descobrir o calcário Araras subjacente, que foi lançado sobre a Formação Sepotuba, inclinada de tão-somente 15°, do médio vale do rio (Fig.7). A parte da estrutura assim erguida constitui o notável sinclinal assimétrico em cujo soalho de folhelhos Sepotuba, desenvolve-se, ao longo de umas três léguas, o alto curso do rio Salobro. A escarpa de linha de falha voltada para oeste, que separa águas dêste vale das que se dirigem diretamente para o rio Cachoeirinha, é uma das mais abruptas feições de relêvo que vimos em toda a Província Serrana, pois tem cerca de 400 m de altura, é extremamente inclinada e extensa de algumas léguas (Foto 16). O rio Salobro, ao abandonar o interior dêste sinclinal, fá-lo em angusto boqueirão aberto na aba assim falhada da estrutura.

Outro importante falhamento que examinamos à borda ocidental do setor sul da província situa-se a umas três léguas a NE de Cáceres, no lugar denominado Pita Canudo. No trajeto do campo de aviação de Cáceres ao lugar Roncador, caminha-se sobre arenito Raizama dirigido a NNE, com mergulho de 40° a 60° para ESE, da aba oriental de grande anticlinal cujo flanco oposto suporta relêvo que se ergue na pla-





ta-se alteração parcial do plagioclásio em sericita e carbonato, sobretudo observável às bordas dos grânulos e em suas fraturas. Também são acentuados os efeitos da compressão, seja na visível cataclase de grãos submilimétricos, na evidente rotação dos componentes detríticos, em sua solução parcial e deformação plástica. Mesmo seixos centimétricos do tilito foram plásticamente deformados, como bem se percebe examinando-se o grande corte do km 69 da BR — 29, perto de Jangada. O arranjo paralelo dos componentes granulares dessas rochas, gerados, regenerados, deformados ou que sofreram rotação, imprime-lhe acentuada clivagem, como bem o demonstra a Fotomicro. 6.

As mais orientais exposições de tilito Jangada que examinamos são as dos morros do divisor de águas dos rios Coxipó-Açu e Machado, na região de Guia. São rochas francamente xistosas (Fot. 10), de cor cinza esverdeado ou violácea. O exame ao microscópio, dos tilitos imediatamente subjacentes aos pelitos da base do Grupo Araras, na pedreira de baixo, na caieira N. S. da Guia, mostraram ter a matriz inteiramente recrystalizada em finíssima associação lepidoblástica de sericita e biotita, a que se reúnem algum quartzo autigênico e grânulos de hematita e magnetita. A maior parte dos plagioclásios acha-se sericitizada, sendo difícil reconhecê-los nas lâminas delgadas. Os efeitos mecânicos do metamorfismo, realizados em temperatura suficiente para que se processasse recrystalização em apreciável escala, imprimiram às rochas acentuada anisotropia, que muito contrasta com o caráter original de tais sedimentos.

Já referimos que os seixos dos tilitos da região de Guia apresentam-se muito deformados pelos esforços que atuaram sobre tais rochas, assumindo formas discóides, fusiformes ou de amêndoas. Todavia, numa exposição da rodovia de Cuiabá a Cáceres, a 2,5 km além do povoado de Pirapora, o tilito Jangada acha-se de tal modo laminado que seus seixos estão transformados em chapas, sendo sua matriz essencialmente um filito, que se não distingui dos da Série Cuiabá senão pela presença dos seixos.

Resumindo, diremos que o metamorfismo regional do Grupo Jangada cresce de NW para SE, sendo quase nulo nas ocorrências ocidentais da Província Serrana, para aumentar sensivelmente na zona da Baixada Cuiabana, a ponto de se desenvolver biotita em suas rochas. Mantém-se sempre dentro das fácies *Grünschiefer*, pertencendo à subfácies muscovi-

ta-clorita na Província Serrana, mas elevando-se, pelo menos localmente, à subfácies biotita — clorita, na Baixada Cuiabana.

**Série Cuiabá** — Os estudos que temos feito dessa série, nesta e em anteriores oportunidades, têm-nos demonstrado ser ela sempre metamórfica, apresentando-se suas rochas pelíticas transformadas em filitos, sericita-clorita-xistos e biotita-clorita-xistos, com característico brilho acatinado devido ao sensível tamanho e abundância dos cristais de mica. Outro fato significativo de tais estudos é o indicarem a inexistência de estruturas ou minerais reliquias, nas rochas da série, que mostrassem haver ela sofrido mais de um episódio metamórfico, salvo, naturalmente, nas auréolas do granito da serra de São Vicente, ou pelo menos, processos metamórficos mais antigos, realizados em grau mais elevado que a fácies de xistos verdes. Assim, por exemplo, plagioclásios detríticos das grauvas não tem sericitização ou outras transformações maiores que as esperadas nessa fácies. Fragmentos de filitos, nas grauvas, têm ainda preservadas as estruturas originais. Os filitos da série, particularmente, são tão regulares em suas estruturas que nos parece altamente improvável que se tenham sujeitado a mais de um episódio metamórfico, em graus diversos, sobretudo se considerarmos que o último teria sido de baixa fácies. (v. Fotomicro. 3).

Aceitando-se o limite proposto por F.J. Turner e J. Verhoogen (1951, pág. 466), de incluir na fácies de xistos verdes, somente rochas nas quais, dos termos pelíticos, não se tenha cristalizado almadina, diremos que a Série Cuiabá, na Baixada Cuiabana, acha-se sempre metamorfisada regionalmente, na fácies *Grünschiefer*, numa ou noutra de suas subfácies.

**Conclusões** — Do presente estudo decorrem as seguintes conclusões:

1 — Na Baixada do Alto Paraguai não afloram rochas metamórficas.

2 — Na Província Serrana os Grupos Alto Paraguai e Araras não são metamórficos, mas o Grupo Jangada acha-se metamorfisado no mais baixo grau da fácies de xistos verdes.

3 — Na Baixada Cuiabana todas as rochas se acham metamorfisadas regionalmente, em fácies de xistos verdes, com intensidade crescente para as mais antigas, que se apresentam mais intensamente recrystalizadas.

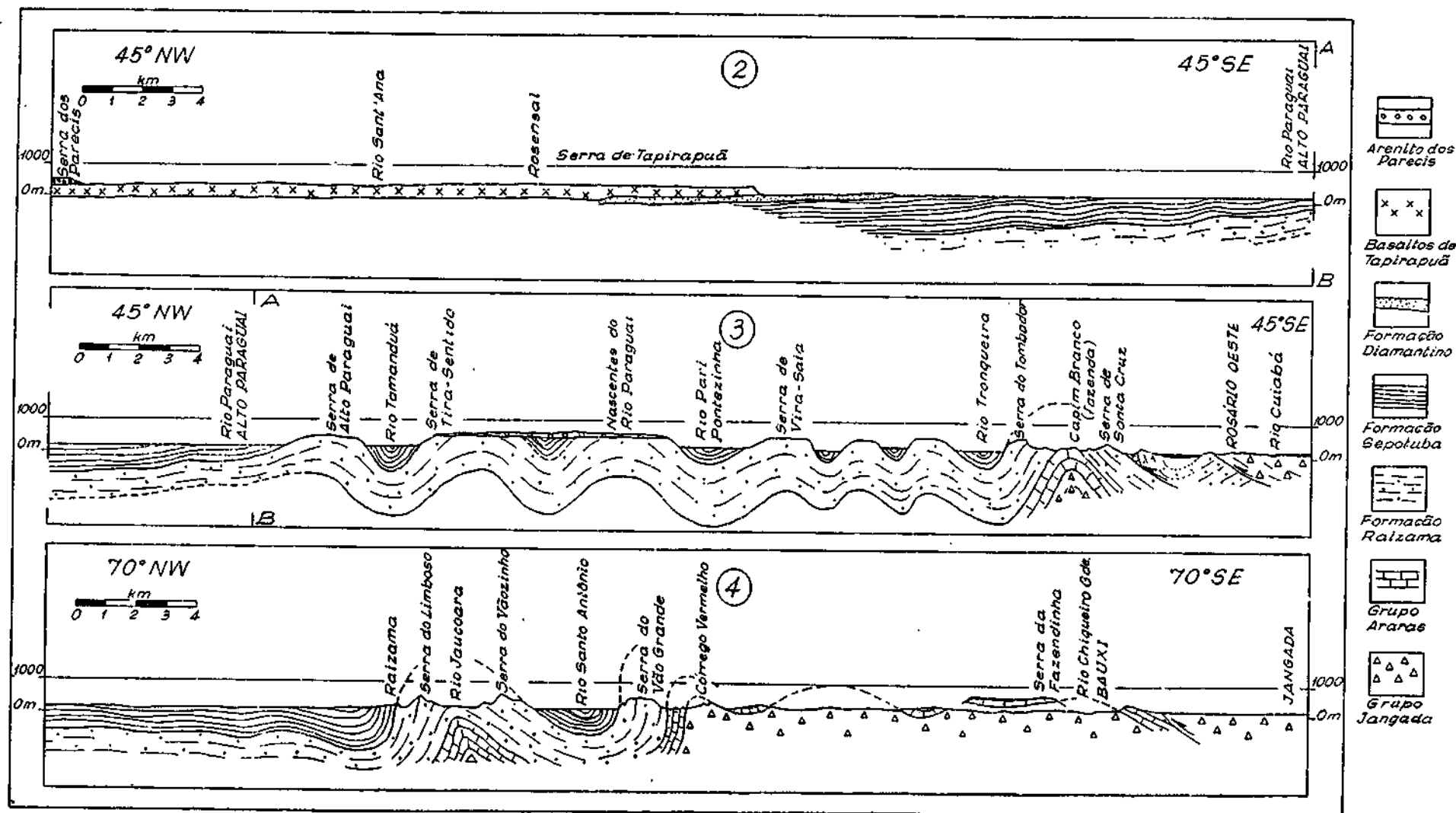


FIG. 5 — Seções geológicas do rio Cuiabá à serra de Tapirapuã e de Jangada a Raizama.

nicie paraguaia (Fig. 8). Em Roncador, apresenta-se elevada serra calcária coroada pelo arenito Raizama. As faldas dela, as camadas Araras inclinam-se de uns 20° para WNW, em direção contrária, portanto, à dos arenitos que ali vão ter. No contato por falha, dos dois grupos, apresenta-se zona de intensa silicificação.

Além de falhamento longitudinal, parece-nos também existirem falhas de rasgamento, na Província Serrana. Julgamos tê-las visto, sobrevoando a serra a sul da rodovia para Barra do Bugres, em local difícil de precisar. Também parece-nos possível a existência de uma falha transversal, ou oblíqua aos eixos de dobramento, com centenas de metros de rejeito de direção (dextral), deslocando as serras areníticas de Curupira e do Mutum (esta, terminação da serra do Tombador), pouco além de onde a estrada para Barra do Bugres atravessa o rio Curupira. A zona da presumida falha é ainda assinalada por intensa silicificação de arenito Raizama brechóide.

Além das falhas, observamos na província, numerosos sistemas de diáclases cujo estudo, pela relação que apresentam com o dobramento, será de proveito na análise da natureza dos esforços que o causaram.

Em nossas viagens na serra, freqüentemente atravessamos os anticlinais em suas terminações periclinais, onde há grande diversidade de orientação das juntas sem que se percebam sistemas regulares, em observações de reconhecimento. No entretanto, sempre que as travessias foram realizadas fora de tais terminações, como nos anticlinais da serra do Vira-Saia, Tombador, Raizama (boqueirão do Jaucoara), Tira-Sentido e outros, depararam-se-nos, entre alguns menos claros, os seguintes sistemas de juntas: 1) — Juntas longitudinais, separadas de decímetros, inclinadas para o interior dos anticlinais, de ângulos variáveis em torno de 45°. Algumas de tais juntas devem ser fraturas de tração resultantes do arqueamento das camadas, porém outras certamente são juntas de cisalhamento, pois que podem apresentar superfícies polidas e estriadas, indicando movimentos diferenciais. 2) — Juntas verticais, normais aos planos axiais, afastadas de decímetros ou metros. Trata-se, provavelmente, de fraturas de tração, paralelas aos esforços compressores. 3) — Juntas longitudinais subverticais. Umas, nas proximidades dos planos axiais dos dobramentos, poderiam ser juntas de tração, pois que estes são aproximadamente verticais, porém as situadas nos flancos, e

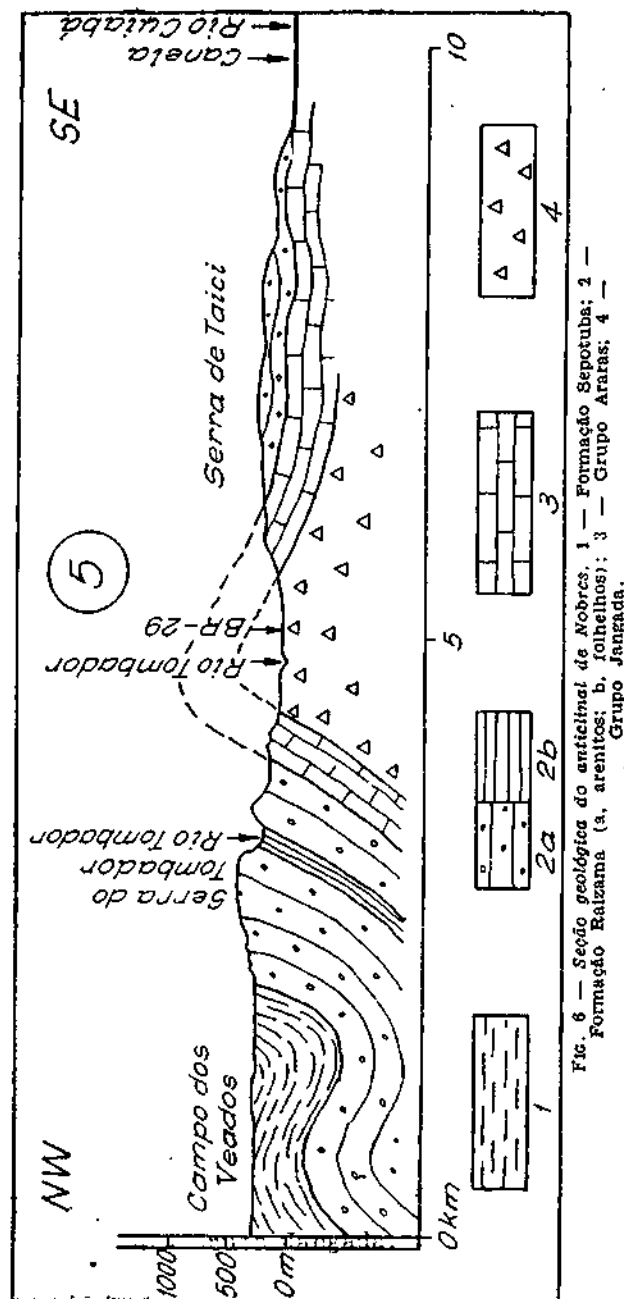


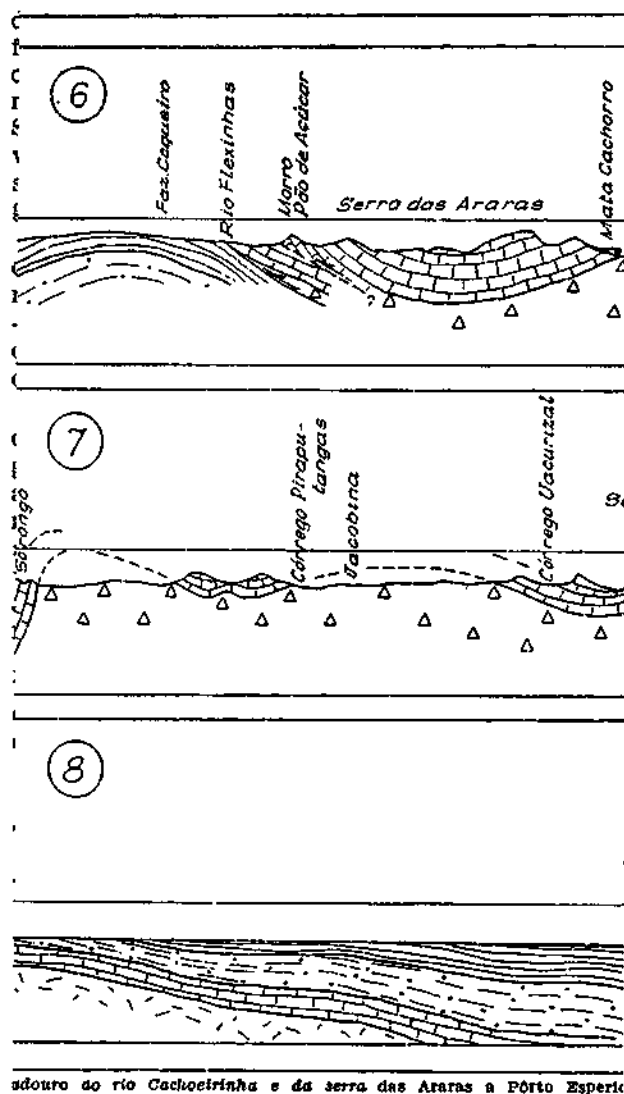
Fig. 6 — Seção geológica do anticlinal de Nobres. 1 — Formação Sepotuba; 2 — Formação Balzano (a, arenitos; b, folhelhos); 3 — Grupo Araras; 4 — Grupo Jangada.

são bastante freqüentes, devem ser interpretadas como fraturas de cisalhamento normais aos esforços compressores que causaram o dobramento. Nitidamente passam a clivagem, sobretudo nos tilitos do Grupo Jangada.

Nos sinclinais em folhelhos da Formação Sepotuba também reconhecemos nítidos sistemas de fraturas relacionadas com os dobramentos, bem exemplificados com as seguintes observações, feitas no leito seco do córrego Lajinha, entre os anticlinais de Sorongo e Facão, na rodovia para Cáceres. Ali, no eixo orientado a 30° NE do grande sinclinal assimétrico (Fig. 7, seção 7), extenso de uma dezena de quilômetros, as camadas Sepotuba apresentam-se em posição quase horizontal. Têm juntas de cisalhamento em dois sistemas conjugados, verticais, afastadas de decímetros a mais de um metro e orientadas a 45° NW e 70° a 80° NW. Esses dois sistemas formam ângulo agudo, que tem como bissetriz a direção ESE dos esforços compressores. Apresenta-se, também, intenso fraturamento subvertical, cujos planos distam de centímetros, passando a clivagem de fratura recortando os folhelhos em corpos lenticulares alongados verticalmente e a NNE (Fot. 15). Existem ainda, não visíveis no local porém em sítios próximos, juntas verticais normais ao plano axial do sinclinal, que seriam fraturas de tração orientadas na direção do esforço compressor. Observações nas zonas axiais de outros sinclinais, como no do rio Santo Antônio, confirmam as acima descritas.

As vezes vimos, nos sinclinais em folhelho Sepotuba, planos muito próximos de juntas longitudinais, inclinados de menos de 45°, recortando a massa da rocha, juntamente com outras fraturas, em pequenos corpos lenticulares alongados horizontalmente. Tal tipo de fraturamento pareceu-nos particularmente freqüente nas imediações das últimas estruturas à borda ocidental da Província Serrana.

As grandes falhas acima descritas parece indicarem ser, pelo menos no setor sul, a borda ocidental da Província Serrana uma importante zona tectônica, com falhamentos que estariam em maior parte ocultos sob a cobertura aluvial do Pantanal. No setor norte, onde essa cobertura desaparece, ou se torna muito limitada, nada vimos que sugira tal tectonismo. Em Alto Paraguai tivemos antes a impressão de que a intensidade do dobramento simplesmente diminui pouco a pouco para oeste, na transição gradual para a outra província.



adouro do rio Cachoeirinha e da serra das Araras a Pôrto Esperic

NW, a julgar pela posição da xistosidade plano-axial. Em seu flanco ocidental, uma camada calcária, com uma centena de metros de espessura, chega a se apresentar em posição vertical. O dobramento dos estratos calcários foi de tipo concêntrico, tendo havido sericitização das lâminas pelíticas nêles intercaladas, assim como estriamento dos planos de estratificação. Todavia, os pelitos do Grupo Araras em que se intercala o grande banco calcário, têm intensa clivagem ardosiária paralela ao plano axial do sinclinal, com abundante desenvolvimento metamórfico de sericita e ciorita, partindo-se a rocha mais facilmente segundo a clivagem que os planos de estratificação, com os quais aquela apresenta grande ângulo. O tilito Jangada, sotoposto aos pelitos basais do Grupo Araras, exibe idêntica clivagem, com mesma orientação, mas teve sua matriz pelítica mais intensamente modificada pelo metamorfismo. Ambos os grupos são atravessados por veios de quartzo leitoso, alojados em fraturas verticais, normais ao eixo do sinclinal.

Alguns importantes falhamentos foram verificados, e outros inferidos, na zona de contato da Baixada Cuiabana com a Província Serrana. É interessante notar que sempre que atravessamos tal contato, vimos falhamentos ou eles nos foram sugeridos por diversos fatos, tudo parecendo indicar corresponder êle a uma importante zona tectônica cujos detalhes, por motivos óbvios, não puderam ser esclarecidos.

As altas escarpas da serra das Araras, a oeste do rio Sangrador, são puras feições erosivas, mas não se exclui a possibilidade de se terem originado de falhamentos situados a leste, pois é admirável como tão grandes espessuras de calcários e dolomitos sustentando as elevadas escarpas não tenham deixado *cutliers* diante delas. De qualquer modo, uma importante falha existe no planalto, além delas, percorrida pelo córrego Flexinhas. O planalto calcário que se estende entre as escarpas da serra das Araras e o vale do córrego Flexinhas, a noroeste do lugar Barracão, pareceu-nos ser grande sinclinal, cujo flanco oriental, inclinado para oeste de uns 35° a 40°, acha-se desfeito em elevadas cristas monoclinais assimétricas que atingem cerca de 650 m de altitude. No flanco ocidental, em que devem existir falhamentos, os mergulhos para leste chegam a exceder tais valores. No córrego Flexinhas verificamos acharem-se os calcários e sedimentos rítmicos da parte inferior do Grupo Araras, empurrados por falha, sobre os folhelhos silticos e arenitos finos da parte inferior da Formação Sepotuba, do flanco de uma das maio-

# BAIXADA CUIABANA

Na zona da Baixada Cuiabana os esforços compressores de ESE foram de tal intensidade, que além de dobramentos e falhamentos, suas rochas sofreram deformações plásticas, por orientação mecânica e recristalização metamórfica, geralmente tanto mais intensa quanto mais longe da Província Serrana e mais antiga a rocha, conduzindo à generalizada divagem e xistosidade que afetam os tilitos do Grupo Jangada, seus sedimentos pelíticos e os do Grupo Araras, e de modo geral, toda a Série Cuiabá.

É muito regular a xistosidade desenvolvida nessa zona, quase sempre orientada de NNE a NE, com planos de grande mergulho, maiormente para SE. Parece de caráter plano-axial, e certamente o é no sinclinal de Guia e seus arredores onde, por sinal, a xistosidade inclina-se para NW, juntamente com o plano axial da grande dobra.

A recristalização metamórfica na Série Cuiabá foi suficientemente intensa para disfarçar, quando não de todo apagar, a estratificação de seus termos pelíticos. Com exceção de alguns membros quartzíticos que se destacam no relevo, e menores saliências sustentadas por veios possantes de quartzo, a Série Cuiabá quase não apresenta expressão topográfica, na vastidão da peneplanície Cuiabana. Do mesmo modo, o Grupo Jangada não manifesta proeminências topográficas, nem mesmo através de seus quartzitos, por serem de limitada espessura. O Grupo Araras, contudo, encontra-se em belo destaque no alinhamento de morros calcários do divisor de águas dos rios Coxipó-Açu e Machado, afluentes da margem esquerda do rio Cuiabá.

A maneira como se alternam faixas paralelas, dirigidas a NE-NNE, de tilitos Jangada e metassedimentos da Série Cuiabá deixa transparecer a presença de dobramentos, ou falhamentos longitudinais, assim orientados, sem que se possa perceber, em reconhecimento preliminar, o verdadeiro caráter de tal tectônica. Uns poucos fatos, todavia, são menos obscuros e de mais fácil compreensão. Assim, julgamos haver identificado em Guia a calha de um sinclinal do Grupo Araras, mais profundamente embutido no complexo xistoso, pelo que ali se conservou (Fig. 9). Tem a estrutura, pelo menos 18 km de extensão, sendo a faixa calcária ladeada por importantes áreas de metatilitos. O sinclinal, cujo eixo sub-horizontal se dirige a 50° NE, é assimétrico, com plano axial inclinado de 70° para

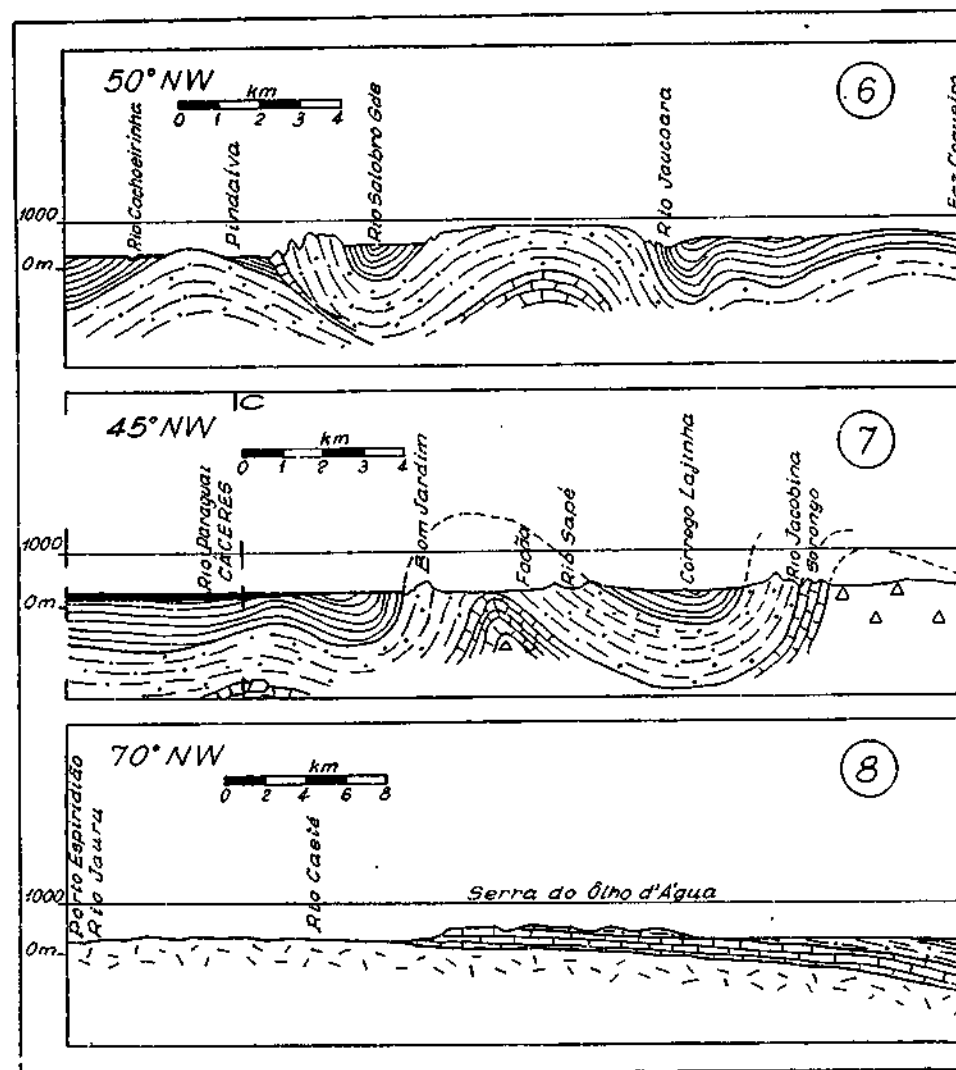


FIG. 7 — Seções geológicas do rio Sangradouro ao rio C

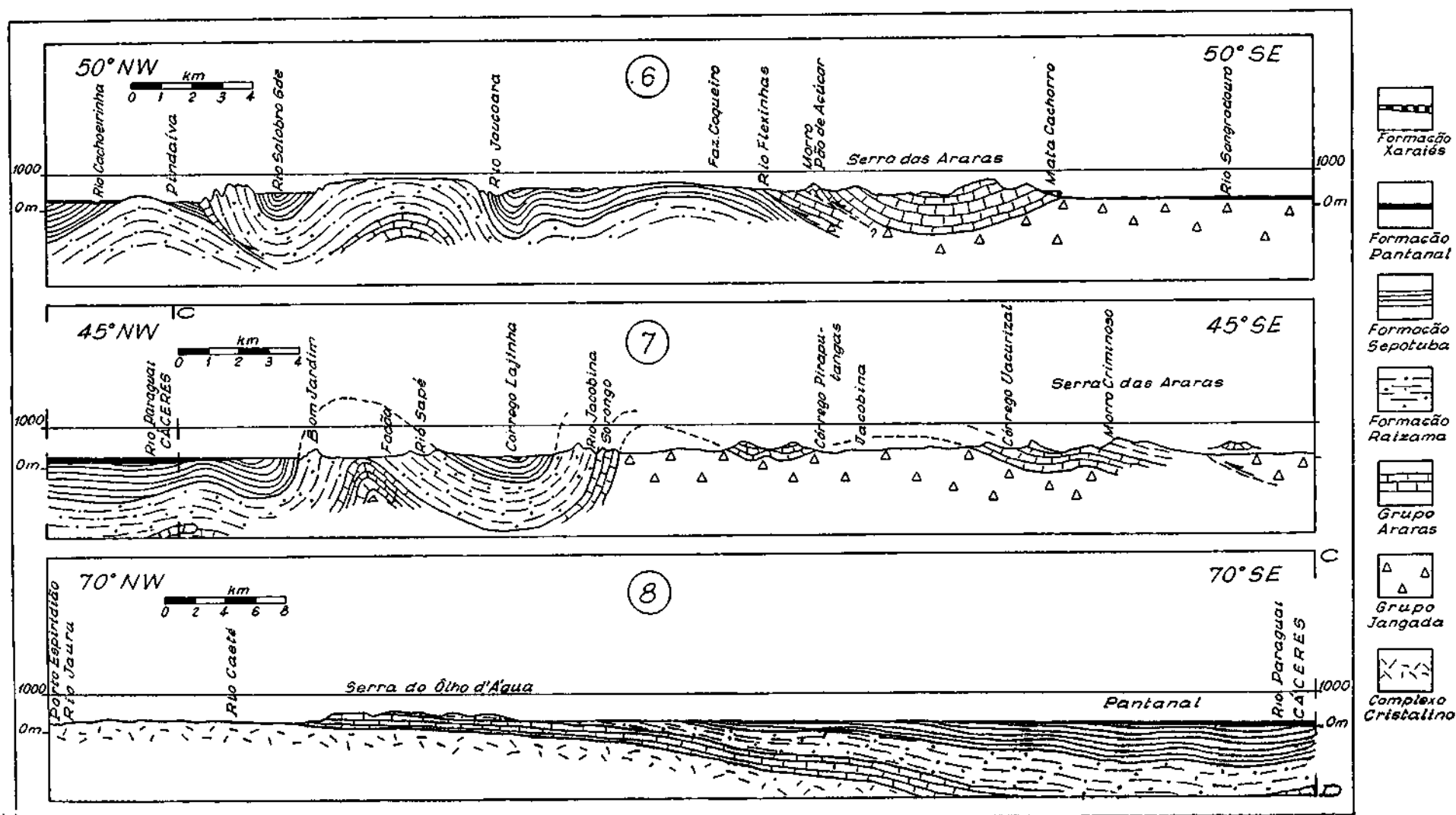


Fig. 7 — Seções geológicas do rio Sangradouro ao rio Cachoeirinha e da serra das Araras a Porto Esperidião.



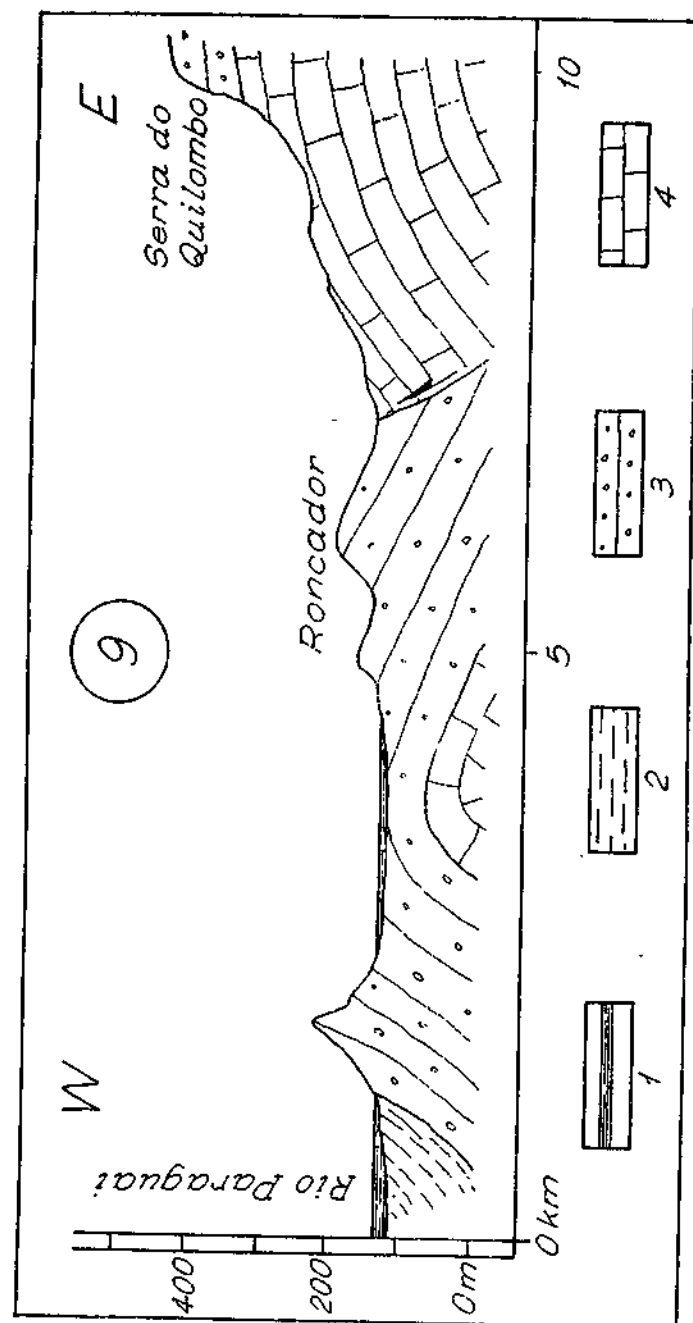


Fig. 8 — Seção geológica em Roncador, a N.E. de Cáceres. 1 — Formação Pananal; 2 — Formação Sepotuba; 3 — Formação Raizama; 4 — Grupo Araras.

res estruturas da zona sul da Província Serrana, o anticlinal da fazenda Coqueiro (Fig. 7, seção 6).

Outro falhamento importante parece atravessar a estrada de Jangada e Bauxi, pois os tilitos metamórficos do grupo Jangada, cujos afloramentos se estendem até 13 km além da primeira localidade, cedem lugar a sedimentos pelíticos e calcários do Grupo Araras, que contra eles se inclinam de 50° para SE. A zona da presumida falha tem relevo nivelado e solo coberto por carapaças lateríticas que ocultam os detalhes da estrutura. Folhelhos logo após essa zona, que consideramos pertencentes a Araras, mostram intenso dobramento em acordeão e juntas de tração normais à direção dos dobramentos, preenchidas de finos veios de quartzo. Logo a seguir, erguem-se os dolomitos, de sob a cobertura de folhelhos, para formarem alguns morros isolados, à margem direita do ribeirão Chiqueiro Grande (Fig. 7, seção 7).

Bem claros são os fatos que indicam a presença de falha atravessando a rodovia BR-29 a 5 km a norte de Rosário Oeste (Fig. 5, seção 3). Tal falha estende-se para sul, pela margem ocidental da rodovia, até pelo menos às imediações da cidade, e possivelmente até uma dezena de quilômetros a sul dela, perlongando as escarpas da serra do Tombador. Essa falha afeta o grande anticlinal de Nobres, em cujo núcleo penetra a BR-29 logo após cruzá-la, por ele desenvolvendo-se ao longo de 44 km, até Caixa Furada, de onde passa a galgar o flanco ocidental da estrutura. A 5 km a norte de Rosário Oeste a falha põe em contato, mediante superfície bem inclinada, arenitos da Formação Raizama, mergulhados de 50° a 60° para NW, com quartzitos do Grupo Jangada, intensamente esmagados, porém tombados sobretudo para SW.

Suspeitamos que também o flanco oriental do anticlinal de Nobres, a leste da serra de Taici, termine em falhamentos, que explicariam o desaparecimento dos calcários Araras e arenitos Raizama na planície de rochas metamórficas mais antigas, atravessada pelo rio Cuiabá.

Embora não conheçamos o caráter dessas falhas, verificamos que elas põem em contato rochas mais antigas, a leste, sobre as mais novas situadas a oeste. São, possivelmente, falhas de empurrão de grande ângulo (*upthrusts*), mediante as quais o complexo xistoso da Baixada Cuiabana foi lançado contra os dobramentos da Província Serrana.

# O GEOSSINCLÍNEO PARAGUAIO

A litologia e estruturas descritas da região apontam, claramente, fazer ela parte de um grande geossinclíneo linear, de idade ignorada, mas pré-siluriana, e complexa história sedimentar e orogênica. Embora ainda pouco conhecida a região, e numerosas as incertezas sobre sua estrutura, a seguinte tentativa de interpretação tectônica justifica-se ante o interesse que naturalmente despertam seus dobramentos, sobretudo se comparados com os de regiões mais conhecidas do planeta.

Sumariemos os fatos:

1 — Existem, na região, três províncias estruturais de tectonismo, metamorfismo e idades crescentes de NW para SE (Fig. 4).

2 — As grandes direções estruturais conformam, em conjunto, uma faixa arqueada cuja concavidade está voltada para SE, sentido para o qual se inclina a maior parte dos planos axiais de dobramentos, a xistosidade e os falhamentos de empurrão.

3 — A litologia dos sucessivos grupos indica resumidamente o seguinte:

a — Os sedimentos expostos na Baixada do Alto Paraguai, dos Grupos Araras e Alto Paraguai, são típicos depósitos de *foreland*, acumulados em plataforma moderadamente instável, em águas marinhas rasas, pelo que são bem selecionados, têm separada a fração argilosa da arenosa, possuem arenitos quartzosos (ortoquartzitos) e seus calcários são em grande parte fragmentários. A sequência Diamantino, contudo, indica maior instabilidade, tendo-se acumulado arcózios com detritos de material xistoso.

b — As características gerais apontadas no item anterior também se apresentam na Província Serrana, porém com a ressalva importante de serem muito grandes as espessuras das formações, indicando maior subsidência da faixa.

c — O Grupo Jangada é um depósito glacial, predominante senão inteiramente continental, com detritos trazidos de uma área constituída sobretudo de rochas eruptivas e metamórfica.

d — A Série Cuiabá é um espesso depósito de fácies ortogeossinclinal não vulcânico, acumulado em ambiente de acentuada instabilidade tectônica, achando-se penetrada de granitos.

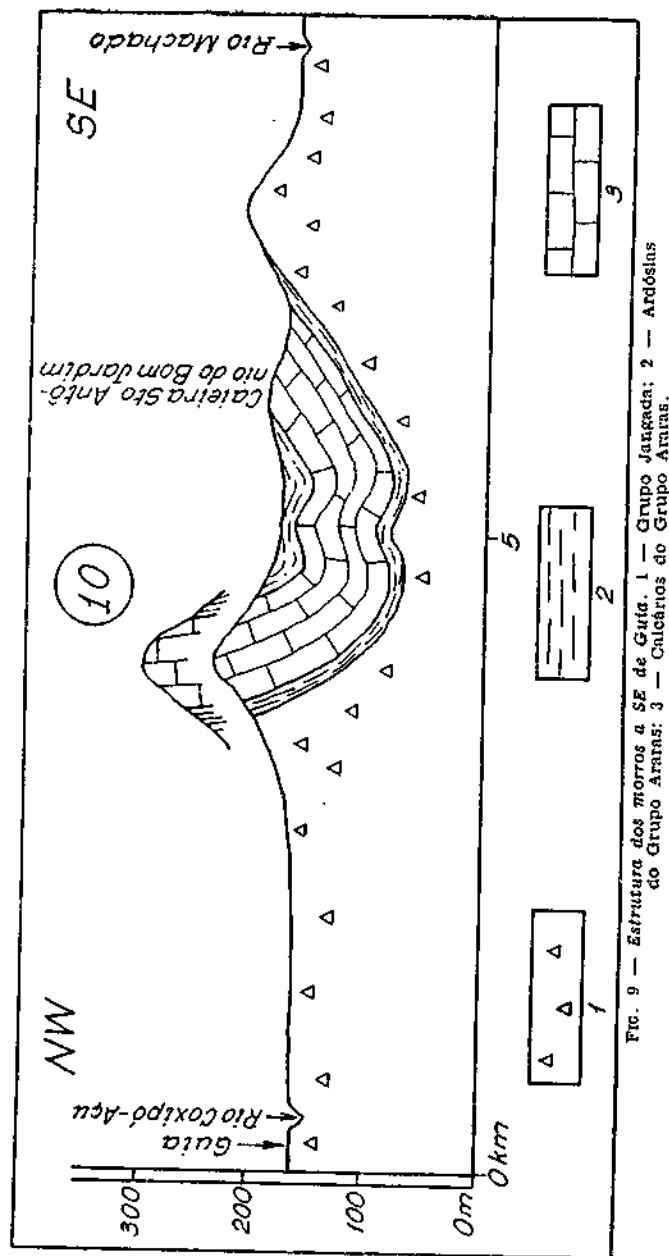


FIG. 9 — Estrutura dos morros a SE de Guia. 1 — Grupo Araras; 2 — Grupo Jangada; 3 — Grupo Araras. 4 — Ardósias.

4 — Esforços compressores atuando de SE para NW, em intensidade decrescente no mesmo sentido, afetaram a Série Cuiabá e os grupos mais novos, que são tanto menos metamórficos quanto mais elevados na coluna e próximos do craton a ocidente.

5 — As direções de lineamento em tôdas as formações são aproximadamente coincidentes. Embora não verificadas discordâncias angulares entre as mais antigas, que possivelmente existem, há concordância entre suas direções tectônicas.

6 — As camadas mais antigas limitam-se, em sua distribuição geográfica, à zona oriental, enquanto que as mais novas transgridem sobre o craton a ocidente da faixa dobrada.

7 — Considerando as relações das formações da área ora examinada, com ocorrências congêneres mais a sul, em Mato Grosso e nas repúblicas da Bolívia e Paraguai, verifica-se que não só as posições relativas indicadas no item anterior se mantêm, como é muito grande a intimidade da associação da Série Cuiabá com as seqüências calcárias que lhe sucedem.

8 — Os limites das três províncias estruturais inicialmente referidas são bem claros e correspondem, freqüentemente, a zonas tectônicas, embora ainda mal precisadas quanto à sua natureza e posição geográfica.

Os fatos apontados, analisados em conjunto, levam a concluir que as camadas descritas se depositaram numa faixa tectônica alongada na direção média das estruturas, cuja subsidência, persistente durante prolongado tempo, era maior a SE que a NW, e que após a sedimentação, foi dobrada e falhada sob ação de esforços compressores atuando da zona de mais intensa subsidência em direção ao craton, a ocidente. Designaremos tal faixa *geossinclíneo Paraguai*.

Ante essa interpretação, várias questões desde logo se apresentam, tais como:

1 — Qual a natureza dos geossinclíneos em que se depositaram essas seqüências de sedimentos?

2 — Qual a idade, ou idades das fases orogênicas que afetaram o geossinclíneo Paraguai?

3 — Qual a extensão geográfica do geossinclíneo Paraguai além da área considerada neste trabalho?

A Série Cuiabá certamente é uma vasta espessura de metassedimentos em maior parte pelíticos, a que se associam metagrauvas, com estruturas *graded bedding*; apresenta muitas características de sedimentação em eugeossinclíneo de

rápida subsidência. As camadas, não pouco importantes, de metaquartzitos não feldspáticos (originalmente ortoquartzitos), não são de estranhar em tal ambiente, como o não seriam camadas espessas de calcário, de resto inexistentes na série. Todavia, fato fundamental nos impede de assim classificar a bacia sedimentar em que se acumulou a série: a ausência completa de material vulcânico de qualquer espécie. Tal ausência pode ser antes aparente que real, refletindo nossa ignorância sobre a série, e se tais materiais vieram a ser descobertos, sem favor ela poderá ser considerada como depósito eugeossinclinal. Por ora, preferimos classificar tal bacia como um miogeossinclíneo, classificação que não é invalidada pela presença da intrusão granítica da serra de São Vicente, pois que um miogeossinclíneo não é necessariamente amagmático, mas tão-somente nêle as intrusões plutônicas são menos freqüentes que no eugeossinclíneo.

Os Grupos Araras e Alto Paraguai são típicos depósitos de miogeossinclíneo, que das zonas menos estáveis da Baixada Cuiabana avançam para o hedreocraton a ocidente. O arenito Raizama nada apresenta que o caracterize como um sedimento orogênico de tipo molassa, formado diante de uma cadeia erguida a leste, no geossinclíneo. Faltam-lhe, em particular, termos pefíticos, e concluimos acima que seus detritos provieram do craton a oeste do geossinclíneo, e com êles, também os pelitos Sepotuba se originaram. A Formação Diamantino, embora um termo litologicamente estranho no grupo, associa-se de tal modo à Formação Sepotuba que também a consideramos em grande parte oriunda do craton, embora representando condições tectônicas mais instáveis, da província distributiva. Todavia, a inclusão de grânulos de filito sugere que tenham vindo de leste. Parece-nos certo que os Grupos Araras e Alto Paraguai apresentaram, originalmente, grande extensão para leste da Província Serrana, sendo disto uma prova o testemunho de Guia. É de se crer que em tal caso mudavam de fácies, ao adentrarem zonas mais instáveis do geossinclíneo. A erosão que seguiu ao dobramento e conseqüente soerguimento da faixa mais intensamente deformada, todavia, só poupou os depósitos do *foreland* ocidental e de sua borda, na Província Serrana, por terem sido menos elevados.

A associação da Série Cuiabá aos tilitos Jangada e às seqüências calcárias que lhes sucedem, é muito íntima para que não pertencessem tôdas essas rochas à mesma entidade geotectônica, o geossinclíneo Paraguai. Tanto na região ora examinada quanto no sul do Estado de Mato Grosso, é notável

a concordância de direções estruturais da Série Cuiabá, Grupos Jangada, Araras e congêneres meridionais. O próprio grau de metamorfismo pode ser idêntico. Tantas são as semelhanças que se apresentam a quem examina no campo, associações locais de tais rochas, que K. BEURLIN em 1956 (pág. 96) propôs reunir numa só as Séries Baixada Paraguai (= Série Cuiabá), Bodoquena e os calcários de Corumbá e Forte de Coimbra; no ano seguinte, ante a identificação de *Aulophycus lucianoi* nos calcários negros de Corumbá (K. BEURLIN e F. W. SOMMER, 1957, pág. 24) passou a considerá-los distintos da Série Bodoquena, pela ausência, nos últimos, das estruturas orgânicas contidas nos primeiros, bem como maior grau de metamorfismo, associação e xistos e direções diversas de dobramentos, das rochas da Série Bodoquena, que tem como pré-cambriana. Também OCTAVIO BARBOSA (1957, pág. 250), admitindo serem distintas as Séries Corumbá e Bodoquena, atribuiu àquela idade cambriana, enquanto que esta seria pré-cambriana devido a seu mais alto grau de metamorfismo, à presença de intercalações xistosas e à complexidade estrutural. Os fatos expostos no presente trabalho demonstram como seria precária a adoção de tais critérios para distinguir estas duas séries. Por seu lado, Pedro Maciel (1959, pág. 31), observando perfeita concordância entre a formação glacial Puga e os sedimentos detríticos basais da Série Bodoquena, considerou-a pertencente a esta série.

Ainda temos dúvida quanto a saber se os depósitos desse geossinclíneo sujeitaram-se a mais de uma fase orogênica ou se somente uma foi responsável pela deformação do conjunto, e qual sua idade. Parece-nos que a Série Cuiabá, além de geralmente mais metamórfica que os grupos que lhe seguem (o que pode ser unicamente resultado de sua situação no geossinclíneo), é atravessada por quantidade imensa de veios de quartzo, que certamente não atingiram os Grupos Jangada e Araras. Muitos de tais veios, o que pode ser verificado na própria cidade de Cuiabá, foram fraturados pelo dobramento das camadas encaixantes, o que poderia sugerir ter sofrido a série uma fase orogênica que precedeu a que afetou as rochas da Província Serrana. Esta última seria a fase tardia do ciclo orogênico, fase que tal como nos Appalaches (H. H. HESS, 1940, págs. 1996) e no geossinclíneo variscano da Europa (A. KNOPF, 1948, pág. 654) foi a que produziu dobras que mais se estenderam em direção ao craton. A questão só ficará esclarecida se vierem a ser identificadas discordâncias angulares entre a série e os grupos. De qualquer modo, a clivagem, a

xistosidade e o próprio grau de metamorfismo que apresentam podem ter sido impressos pelos mesmos esforços compressores que causaram os dobramentos da Província Serrana. Neste particular, é interessante recordar que o estudo petrográfico do material examinado da Série Cuiabá não indicou sinais de metamorfismo retrógrado ou processos outros apontando ter ela sofrido mais de uma fase metamórfica salvo, naturalmente, nas imediações do granito de São Vicente. É duvidosa a época da intrusão deste granito; só sabemos ao certo ser ele pré-devoniano e ter-se introduzido na Série Cuiabá quando está já se achava dobrada e metamorfoisada. Se realmente tal metamorfismo se desenvolveu sob os mesmos esforços que dobraram as camadas da Província Serrana, então a idade do granito de São Vicente é posterior à formação Diamantino. Estudos que realizamos deste granito (F. Almeida, 1954, pág. 29-33) parecem indicar não ter ele se submetido a esforços orogênicos, no que contrasta vivamente com os granitos do sul do Estado, de Urucum e da serra da Bodoquena, em que as estruturas denunciam claramente ações dinâmicas intensas por que passaram. Ante o exposto, verifica-se que a datação, por cronologia absoluta, do granito de São Vicente é do mais alto interesse para o esclarecimento da geologia de Mato Grosso.\*

Sendo desconhecidas as idades dos grupos de rochas descritos, pairam dúvidas sobre as das fases orogênicas que os atingiram, salvo que a mais nova antecedeu o Siluriano superior. Realmente, verificamos (F. Almeida, 1945, pág. 78) que na região chiquitana da Bolívia oriental, os folhelhos da Formação Tamengo da Série Corumbá, correlacionada a Araras, repousam em discordância angular sob os arenitos da Formação El Carmen, cuja idade siluriana superior é comprovada pela presença de fósseis de invertebrados marinhos (F. W. Lange, 1955). Tendo sido simultâneo o dobramento dos Grupos Araras e Alto Paraguai, fica de tal modo estabelecido o limite superior de idade possível da orogenia. Se a Série Cuiabá e o Grupo Jangada forem eocambrianos, como supomos, tal seria o limite inferior de idade dos dobramentos que afetaram o geossinclíneo Paraguaio.

As estruturas descritas ocultam-se sob as aluviões do Pantanal. Todavia, a correlação geralmente admitida, que temos razões para aceitar, entre o Grupo Araras e as Séries

\* O granito da serra de São Vicente vem de ser datado, pelo método potássio-argônio, com biotita, como tendo 504 milhões de anos. (Lab. de Geocronologia da Universidade de São Paulo).

Bodoquena, Corumbá e Itapucumi, e a presença de sedimentos glaciários sob os calcários do morro do Puga, perto de Porto Esperança, no rio Paraguai, são motivos que justificam investigar-se a possibilidade de o geossinclíneo Paraguaio estender-se muito para sul, a essas regiões meridionais do Estado de Mato Grosso e mesmo além das fronteiras, às Repúblicas do Paraguai e Bolívia. Pouco se conhece, contudo, da tectônica dessas áreas. Na região de Corumbá, como de resto, em toda a que dali se estende à zona Chiquitana do oriente da Bolívia, apresenta-se a Série Corumbá com dobramentos amplos, suaves, repousando sobre gnaisses, granitos, micaxistos e outras rochas presumivelmente pertencentes ao Complexo Brasileiro. Os sedimentos pséfíticos e psamíticos adquirem maior importância no território boliviano, indicando a proximidade da província distributiva cratônica da borda do geossinclíneo.

Muito importantes são as estruturas da serra da Bodoquena e da região montanhosa a leste dela, nas bacias dos rios Miranda e Apa. Ali vimos filitos e quartzitos da Série Cuiabá associados a calcários da Série Bodoquena, com mesmas direções estruturais e participando de sistema de falhamentos longitudinais, que nos pareceram do tipo *upthrust*, acompanhados de intensa brechação. São todas as rochas epimetamórficas, têm acentuada clivagem paralela à direção NNE das camadas e indicam terem sofrido compressão de leste para oeste. A região do vale do Miranda seria equiparável à Província Serrana, porém com estilo tectônico diverso, devido à proximidade, a oeste, do bloco cratônico elevado da serra da Bodoquena. Sobre esta, a Série Bodoquena repousa diretamente em rochas graníticas e catametamórficas do Complexo Brasileiro, iniciando-se por um termo arcoziano basal de Série Cuiabá. Ao longo do vale do rio Paraguai, além das escarpas ocidentais da serra, afloram isoladamente, ou foram comprovadas por sondagens, camadas calcárias quase nada perturbadas das Séries Bodoquena e Itapucumi. A serra da Bodoquena parece representar um bloco cratônico que se achava elevado por ocasião dos dobramentos, que contra ele se lançaram, comprimidos de leste para oeste. Em tal sentido é notável observar que sobre a serra as camadas calcárias não apresentam senão amplos e suaves dobramentos, tal como na Bolívia e ao longo de todo o rio Paraguai, de Corumbá para jusante.

Aparentemente, todas essas ocorrências menos deformadas das Séries Corumbá e Bodoquena representam depósitos do miogeossinclíneo, transgressivos sobre o hedreocraton, a oeste da zona mais instável do geossinclíneo, em maior parte hoje oculta pelo Pantanal e que inclui a faixa de intensos falhamentos que afetaram as Séries Cuiabá e Bodoquena no vale do Miranda. A zona da Bodoquena e o vale do rio Paraguai a jusante de Corumbá, representariam, no sul do Mato Grosso, a região não metamórfica da Baixada do Alto Paraguai. Estudos que estamos realizando na serra da Bodoquena, esperamos que venham a esclarecer a questão.

Sendo miogeossinclinais as fácies de todas as séries e grupos descritos, justo é indagar se lhes correspondem, a leste, metassedimentos acumulados em ambiente eugeossinclinal. Infelizmente, se isso se verificar, tais rochas se acham inteiramente recobertas, em Mato Grosso, pelos sedimentos paleozóicos da bacia do Paraná, e só através de sondagens poderão vir a ser identificadas. Entretanto, parece-nos certo que a Série Cuiabá se estende muito para norte, aos altos formadores do Xingú e ao vale do rio Araguaia, onde confina a leste com rochas catametamórficas e graníticas, tidas como pertencentes ao Complexo Brasileiro. Será interessante procurar verificar se não pertencem às zonas centrais, eugeossinclinais, do geossinclíneo Paraguaio, as extensas áreas de gnaisses, micaxistos, quartzitos, metabasitos, peridotitos e granitos do sudoeste goiano, particularmente as das bacias dos rios Caiapó, Vermelho e do grande interflúvio dos rios das Almas e Araguaia.

*Comparações* — As descrições que acima fizemos, da estrutura da faixa orogênica Paraguaia, conduzem, naturalmente, a uma comparação com a dos Appalaches. Realmente, muitas são as analogias entre ambas as regiões, particularmente se limitada a comparação ao trecho meridional dos Appalaches, a sul de New York, o Hercynides Americano, de F. E. Suess (1936). \*

Tanto a Baixada do Alto Paraguai como os Planaltos Appalachianos representam as áreas marginais, não dobradas, dos respectivos ortogeossinclíneos, onde as camadas são mais delgadas, constituindo acumulações sobre a borda estável do hedreocraton a oeste, de onde provieram os detritos. Em seu conjunto, a Baixada do Alto Paraguai é um vasto sinclínium, comparável ao sinclínium Allegheny, da Pennsylvania e

\* Para a comparação, servimo-nos sobretudo da obra de F. E. Suess (1936).

West Virginia. O contraste fisiográfico de ambas as províncias resulta de ser o interior do sinclínium do Septuba constituído sobretudo de folhelhos, ao passo que os Planaltos Appalachianos são grandemente sustentados por camadas areníticas (N. M. FENNEMAN, 1938, págs. 281-282). O limite das duas províncias ocidentais no centro-oeste de Mato Grosso, pelo menos no setor sul da serra, pareceu-nos uma importante linha tectônica, como o é nos Appalaches.

Embora ainda comparáveis as fácies sedimentares das províncias Serrana e Valley and Ridge com as das que lhe ficam a ocidente, são nelas muito maiores as espessuras de sedimentos, que atingem pelo menos 5 000 m em Mato Grosso e 10 000 a 15 000 m nos Appalaches. Mesmo a natureza *en grand*, das seqüências sedimentares nessas duas províncias é comparável: sobre camadas detríticas basais existe importante espessura de rochas carbonáticas às quais se segue vasta espessura de sedimentos detríticos. Entretanto, enquanto que em Mato Grosso concluímos ter procedido tal sedimentação da área cratônica a oeste, na Província Valley and Ridge o material clástico meso-ordoviciano e mais novo é de origem orogênica, procedendo de SE, do interior do ortogeossinclíneo, o que caracteriza a bacia como um exogeossinclíneo (M. KAY, 1947, pág. 1292). O limite oriental da faixa dobrada, lá como aqui, é uma zona tectônica importante, possivelmente vizinha de onde o geossinclíneo se aprofundava mais rapidamente para SE, porém não há testemunhos das camadas Araras e mais novas (o de Guia, em tal sentido, é pouco expressivo) para que bem se possa ajuizar tal situação, fato, aliás, que também encontra similar nos Appalaches, dada a ausência de camadas do paleozóico superior na Província Blue Ridge.

Os dobramentos que observamos na Província Serrana são de mesmo tipo que os da Valley and Ridge: dobras paralelas, de reduzido comprimento de onda, com *plunge* axial local, extensas de dezenas a mais de uma centena de quilômetros, fato que reflete a uniformidade de fácies sedimentar e a constância de espessura das camadas em direções longitudinais. As dobras, freqüentemente assimétricas, têm mergulho forte do plano axial, para SE, denotando esforços compressores que atuaram de SE para NW, lançando o enchimento do miogeossinclíneo contra o hedreocraton. Tais esforços também causaram falhas longitudinais em ambas as províncias, com teto avançando para NW, mas o pouco conhecimento que temos da Província Serrana não nos permite bem avaliar o papel de tais

falhas, que nela nos pareceu modesto, porém no sul do Estado, na bacia do rio Miranda, parece de magna importância, comparável talvez ao de certas regiões de Tennessee e Virginia.

Na Província Serrana percebem-se efeitos de uma única fase orogênica, mas na Valley and Ridge as revoluções tectônica e acadiana deixaram impressas conseqüências, de resto pouco acentuadas nos Appalaches meridionais.

A Baixada Cuiabana apresenta várias analogias estruturais com a Província Blue Ridge, além de diversidades importantes. Em ambas, as faixas orogênicas expõem rochas mais antigas que as das províncias ocidentais, sendo constantemente metamórficas e indicando fácies de sedimentação em ambiente tectonicamente muito mais instável que as das respectivas províncias a ocidente. No contato com estas, existem importantes falhas de empurrão, tanto em Mato Grosso como nos Appalaches, que lançaram rochas mais antigas sobre as mais novas, das províncias ocidentais, embora na Baixada Cuiabana isso nos pareça ter-se dado em menor escala que na Blue Ridge. Duas diferenças fundamentais, contudo, existem entre as províncias comparadas: o metamorfismo das rochas da Baixada Cuiabana é sempre epizonal, nunca acompanhado da migmatização havida na Blue Ridge, embora a Série Cuiabá tenha sido penetrada de granitos; outra diferença é que esta série não apresenta intercalações de material vulcânico, que na Blue Ridge caracteriza a seqüência sedimentar como depósito de um eugeossinclíneo. Naturalmente, existe também o contraste fisiográfico, pois Blue Ridge é uma faixa montanhosa, em contraste com a Baixada Cuiabana. Claras as razões deste contraste: na província mato-grossense o metamorfismo não foi suficientemente intenso para imprimir às rochas resistência que as permitisse manterem relevo montanhoso, como aconteceu na província dos Appalaches.

Em Mato Grosso nada se expõe que se compare à zona mais oriental do geossinclíneo dos Appalaches: a faixa plutônica e catametamórfica da Província do Piedmont. Como acima referimos, é de presumir-se que tal faixa exista, mas esteja oculta sob os sedimentos paleozóicos da borda da bacia do Paraná, caso em que se poderia expôr no sudoeste goiano.

## CAPÍTULO V

### GEOMORFOLOGIA

Das descrições acima feitas, da geologia e tectônica da região, transparece, a todo momento, a importância do papel desempenhado pela estrutura na elaboração de seu relevo, fato sobretudo flagrante na Província Serrana, mas também verificado nas baixadas Cuiabana e do Alto Paraguai, onde é sempre a estrutura que dita a situação das formas topográficas mais destacadas e o traçado dos cursos d'água. De tal modo, as províncias tectônicas descritas são outras tantas províncias geomórficas, cujo relevo, em seus traços os mais gerais, procuraremos definir e analisar quanto à sua origem e evolução.

Reconhecemos na região as seguintes unidades geomórficas:

- 1 — Planície Cristalina do Jauru.
- 2 — Baixada do Alto Paraguai.
- 3 — Serra de Tapirapuã.
- 4 — Província Serrana.
- 5 — Baixada Cuiabana.
- 6 — Planalto dos Parecis.

O Pantanal, vasta província geomórfica, e o Planalto dos Parecis, não serão aqui estudados.

**Planície Cristalina do Jauru** — A unidade geomórfica ocidental é drenada pelos rios Jauru, Cabaçal e Aguapeí. Bem poucas informações podemos apresentar quanto à sua fisiografia, pois que em maior parte se refere a uma região inteiramente primitiva e desconhecida, que só em pequeno trecho visitamos, no vale do rio Jauru, na rodovia para Mato Grosso. Trata-se ali, de uma ampla planície constituída de micaxistos, anfíbolitos e granitos mais ou menos laminados, que para oeste cede lugar a relevo mais acidentado, com destaque de rochas quartzíticas, nas quais se situa o divisor de águas das bacias Amazônica, através do rio Guaporé, e Platina.

Chamou-nos atenção o subnívelamento do relevo e a baixa altitude das regiões cristalinas mais próximas ao rio Jauru.



lembrando a peneplanície Cuiabana, inclusive na recente retomada de erosão que deu origem a encravamento dos vales e aparecimento de corredeiras no rio Jauru, próximo a Registro, onde são suportadas por anfíbolitos.

**Baixada do Alto Paraguai** — A Baixada do Alto Paraguai compreende a região de altitudes reduzidas, possivelmente nunca superiores a 400 m, que do Pantanal se estende às faldas das serras de Tapirapuã e Parecis, entre as planícies do Jauru e a Província Serrana.

Estruturalmente, descrevemo-la como um grande sinclínium em que, junto à Província Serrana, as camadas das formações superiores do grupo Alto Paraguai se apresentam onduladas, com mergulhos acentuados para NW; daí diminuem para o centro da estrutura, para se anularem na transição para a aba ocidental, onde se mostram suave e regularmente inclinados para SE. Tais mergulhos, manifestando-se em pacote de sedimentos muito heterogêneos quanto à resistência que oferecem à erosão, determinam o aparecimento de relêvo assimétrico, cuevas de reduzida elevação, que da região de Diamantino (Fot. 11), das bordas do planalto dos Parecis, se estendem para SW, perdendo altura para desaparecerem nas planícies do rio Paraguai. Tal caráter estrutural bem se manifesta no traçado subsequente dos menores coletores, embora o rio Sant'Ana, superimposto às estruturas antigas a partir da cobertura basáltica, mostre grande independência em relação a elas. Já nos traçados dos rios Paraguai e dos Bugres é flagrante a influência dos mergulhos para NW, das camadas da Formação Sepotuba.

A região central do sinclínium, onde as camadas se apresentam mais ou menos horizontais, tem relêvo muito baixo e regular, em grande parte coberto de densa floresta. Já no flanco ocidental da grande estrutura os mergulhos suaves para SE fazem ressurgir à superfície as camadas resistentes da Formação Raizama e do Grupo Araras, para formarem relêvo monoclinial de modesta elevação, constituído de arenitos e dolomitos, da serra do Olho d'Água e outras elevações dos confins ocidentais da província geomórfica.

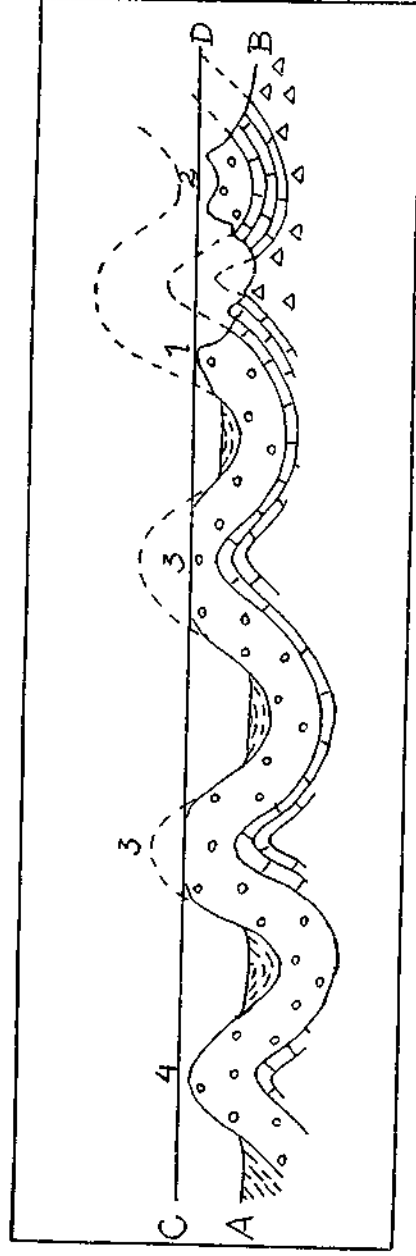
Os arenitos Raizama, que ali se apresentam com espessuras muito modestas confrontadas com as da Província Serrana, e aparentemente também com menor resistência mecânica, nada constituem de relêvo comparável às magníficas serras daquela província.

**Serra de Tapirapuã** — A quarta unidade geomórfica a distinguir na região é a serra Tapirapuã. Trata-se de um planalto basáltico ligeiramente inclinado para N ou NW, profundamente entalhado no interior pela alta bacia do rio Sepotuba ou Tenente Lira. As maiores elevações do planalto, a sul, alcançam altitudes vizinhas de 500 m, destacando-se 200 a 300 m acima do nível médio das baixadas próximas, de que se separa o planalto por fronte escarpado, muito lobado, sobretudo destacado a SE, onde voltado para o rio Paraguai. De suas faldas estende-se a várias léguas de distância, recobrindo as planícies, a "Mata da Poaia", na orla meridional da floresta amazônica (Spencer Moore, *ap.* GONZAGA DE CAMPOS, 1926, pág. 38). As áreas elevadas do planalto apresentam-se como chapadas, com solos lateríticos e vegetação campestre, com matas nas depressões. A norte, o planalto basáltico termina às faldas de um degrau arenítico mais ou menos suavizado, com uma centena de metros de desnível, conduzindo ao planalto dos Parecis. O recuo para norte, deste degrau, vem descobrindo os derrames basálticos, cuja resistência à erosão os faz manterem-se salientes, para constituírem o planalto de Tapirapuã. Através de tal processo vem-se expandindo para norte a bacia do Paraguai, com prejuízo da Amazônica, fato geral das bordas do planalto dos Parecis.

**Província Serrana** — A entidade geomórfica correspondente à faixa tectônica que definimos com a Província Serrana, é constituída de um sistema de serras paralelas configuradas por dobramentos e falhamentos de camadas areníticas e dolomíticas, separadas por longos vales alojados em sinclinais. Embora de caráter tectônico, tal relêvo não teve origem diretamente das deformações, porém foi exumado com a destruição, pela erosão, dos sedimentos detríticos arenosos que recobriam as camadas deformadas.

Os tipos de relêvo observados na Província Serrana são uma decorrência imediata de haverem os dobramentos e falhamentos afetado espessura elevada de arenitos silicificados recobertos por folhelhos muito pouco resistentes aos processos erosivos.

É tão grande a espessura da Formação Raizama, cerca de 1 600 m na seção da serra do Tombador, que numerosas são as serras constituídas pelos próprios anticlinais, em que o núcleo dolomítico não se acha exposto (vide Figs. 5 e 7). Ainda à grande espessura e uniformidade da Formação Raizama deve-se a relativa simplicidade dos tipos de montanhas e a ex-



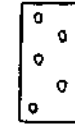
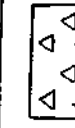
 *Sepotuba*
 *Raizama*
 *Araras*
 *Jangada*

FIG. 10 — Tipos de serras da Província Serana



FIG. 11 — A cuesta de Diamantino e a serra de Tapirapuá

A estrutura monoclinial da Formação Diamantino, na Baixada do Alto Paraguai, dá origem a pequenas cuestas sustentadas pelos arcórios, como a que se vê na fotografia, atravessada por um córrego obsequente, logo a SW da cidade de Diamantino. Além da cuesta, vê-se a escarpa terminal da serra de Tapirapuá, sustentada em sua testa por derrames basálticos, na região mais distante, de Nortelândia; nos proximidades terminam em cumia sob o arenito dos Parais.

tensão de dezenas de quilômetros, no sentido dos dobramentos, que cada uma pode apresentar. Naturalmente, onde a sequência de dolomitos Araras é mais espessa, o que ocorre no setor sul da província, tais rochas passam a desempenhar papel importante na sustentação do relevo alto, sobretudo quando se mostram mais silicificadas.



Fot. 12 — Terminação periclinal de anticlinais areníticos

Dentro do grande sinclinal em folhelhos Sepotuba (vide Fot. 25), entre as serras do Tombador, avistada no longe, à direita, e Vira-Saia, ergue-se localmente o anticlinal da serra da Pedra Branca, que se bifurca para norte, terminando os dois ramos periclinamente.

O caráter cerrado das dobras e sua amplitude são outros fatores estruturais que, dispondo lado a lado, e repetidas vezes, faixas de variada resistência à erosão, muito contribuíram para a notável topografia da província.

Ainda outro fator tectônico de grande implicação geomórfica é o seguinte: de modo geral as dobras são topograficamente mais elevadas a sudoeste que a nordeste da província, assim como o são mais no setor oriental que no ocidental. Em consequência, cristas monoclinais resultantes de inversão de relevo nos anticlinais não falhados são mais importantes a sudeste que a noroeste da província, assim como em seu setor meridional. Pela mesma razão, relevo calcário apresenta-se continuamente à borda oriental da província, enquanto que na ocidental ele só se mostra nas zonas de mais importantes falhamentos.

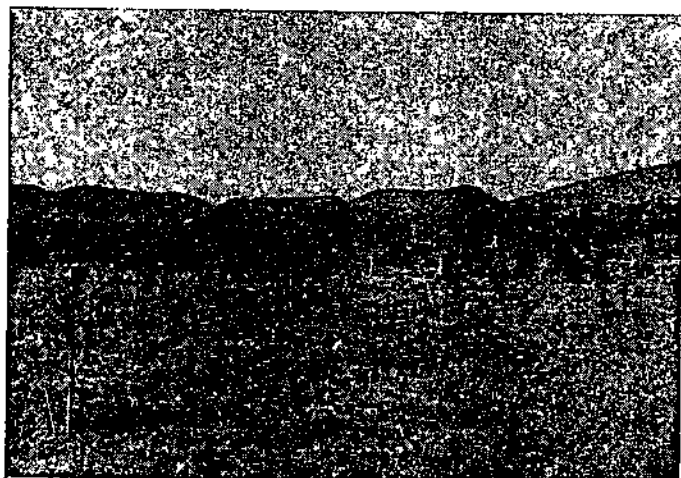
Distinguem-se, na província, serras devidas indiretamente a dobramentos e outras em que falhamentos têm papel preponderante. Os tipos que se podem apresentar, das primeiras, acham-se esquematizados na Fig. 10, onde se vê o sistema de dobras expostas à superfície atual do solo A-B, truncadas pela superfície de erosão basal do arenito dos Parecis C-D. Percebe-se como muitas serras são cristas monoclinais de perfis assimétricos (1), desenvolvidas nos flancos de anticlinais em que a erosão descobriu o núcleo calcário ou o próprio Grupo Jangada. A serra do Tombador (Fig. 6; Fot. 18), com extensão superior a uma centena de quilômetros, é o mais notável representante de tais cristas, de que as seções da Fig. 7 ilustram outros exemplos. Inversões do relevo capazes de causarem aparecimento de morros areníticos em sinclinais suspensos sobre pedestais calcários (2) são raros, mas pelo menos um existe a NE de Cáceres, lembrando vasta canoa suspensa, em local que não sabemos precisar qual seja, tendo sido visto de avião.

A oeste da província, em seu setor norte, existem as mais perfeitas serras em anticlinais de cristas truncadas pela superfície basal do arenito dos Parecis (3). Tais serras, como Tira-Sentido, Vira-Saia, Alto Paraguai (Fig. 5 e Fot. 19), a da margem direita dos rios Cachoeirinha e Salobro (Fig. 7, seção 6) e muitas outras (Fot. 20), têm como flancos, *dip slopes* inclinados para os vales laterais, enquanto seus cimos são subnívelados pela superfície de erosão pré-Parecis. É frequente suas vertentes apresentarem facetas triangulares, lembrando imensas escamas encurvadas no dorso da dobra, ou simplesmente costelas, formadas sempre pelas alternâncias de arenitos e folhelhos existentes na zona de transição dos folhelhos Sepotuba para os arenitos Raizama (vide Figs. 51 e 52 in L. DE CASTRO SOARES, 1953). A Formação Raizama, como vimos, pode conter em sua parte inferior, intercalações de certa importância, de folhelhos e siltitos pouco resistentes, que causam desdobramento das cristas monoclinais onde tal zona se acha exposta. A serra do Tombador, entre Rosário Oeste e Caixa Furada, apresenta desdobramento devido a essa origem. Intercalações análogas no alto da formação produzem idêntico efeito, como verificamos na serra de ambos os flancos do anticlinal de Raizama (Fot. 5, seção 4) e sinclinal do rio Santo Antônio (Fot. 24).



For. 13 — Perfil do anticlinal da serra de Alto Paraguai

A serra junto à cidade de Alto Paraguai, cujo perfil transversal se vê na fotografia, é um anticlinal assimétrico com 20 km de extensão, truncando a 400 m de altitude pela superfície de erosão pré-Parecis. Suas vertentes são perfeitos *dip slopes*, sendo as camadas Raizama horizontais no alto. Separa-se de outro vasto anticlinal, o da serra de Tira-Sentido, avistada à esquerda, pelo sinclinal em folhelhos Sepotuba, do córrego Tamanduá (vide For. 14 e seção 3 da Fig. 5). O eixo do anticlinal arenítico de Alto Paraguai desce abaixo da planície em folhelhos, para erguer-se novamente acima dela, no local de onde tomamos a fotografia.



For. 14 — Terminação periclinal do sinclinal do córrego Lajinha

O córrego Lajinha, na rodovia para Cáceres, drena os campos, em folhelho Sepotuba que constitui o soalho de um amplo sinclinal cujos flancos em arenito Raizama sustentam os morros vistos na fotografia. tomada em direção à terminação periclinal sul da estrutura, conformando como que a proa de um grande barco.



For. 15 — Eixo do sinclinal do córrego Lajinha

No leito do córrego Lajinha, bem no eixo do sinclinal da fotografia anterior, os folhelhos Sepotuba mostram-se horizontais e muito fraturados por diaclases em posição plano-axial, subvertical, normais, portanto, aos esforços compressores que causaram a dobra.



For. 16 — Escarpa de linha de falha diante de Pindaíba

Essa serra, com cerca de 400 m de altura, é uma extensa escarpa de linha de falha, em que os arenitos Raizama e os calcários Araras, estes aflorando às faldas da escarpa, foram empurrados sobre os folhelhos Sepotuba, que constituem os campos no primeiro plano, à borda ocidental do setor sul da Província Serrana (vide seção 6 da Fig. 7).

Naturalmente o aspecto e extensão das serras em anticlinais acham-se intimamente relacionados com a posição do eixo de dobramento das mais altas camadas sustentadoras do relevo, relativamente à superfície de erosão pré-Parecis. Tal eixo, como já dissemos, pode ser horizontal, sub-retilíneo ou levemente encurvado em planta, e extenso de dezenas de quilômetros, do que resultam serras, como Tira-Sentido, de correspondente extensão e uniformidade de aspectos. Quando esse eixo apresenta-se elevado em relação à referida superfície mas de modo a nela se exporem os arenitos grosseiros, mais resistentes, da zona intermediária da Formação Raizama, o alto das serras pode ser um amplo dorso (vide Fig. 50 *in* L. DE CASTRO SOARES, 1953), como em (4), no diagrama da Fig. 10, ou ainda encimá-la uma chapada, com até pouco mais de 2 km de largura, que nitidamente evidencia a existência da superfície pré-Parecis, podendo mesmo conter restos dos conglomerados basais da cobertura cratácea, que vimos nas serras do Alto Paraguai, Tira-Sentido e outras (Fot. 21). Restos extensos de tais superfícies aplainadas, ainda não de todo desenterradas da cobertura arenosa cretácea, são atravessados pela BR-29 entre Estivado e o entroncamento da estrada para Alto Paraguai. Numa delas, o planalto de Sete Lagoas, nasce o rio Paraguai (Fot. 21 e 22).

Quando o eixo do anticlinal no alto da Formação Raizama desce abaixo da superfície pré-Parecis, a serra mostra nítida sela, como a já descrita no capítulo referente à Geologia Estrutural, observada na serra do Vira-Saia, que dá passagem aos ribeirões Tronqueira e Rola (Fot. 23). Quando tal eixo desce a nível inferior ao do soalho dos vales em sinclinais, a serra termina em suave curvatura, de que vimos numerosos exemplos na província (Fot. 12), dos quais o mais acessível é o da serra do anticlinal de Raizama, cuja terminação periclinal a rodovia para Barra do Bugres contorna entre Curupira e Raizama. Se em tais condições o eixo voltar a se erguer, outra serra surge no mesmo alinhamento da primeira, mas dela separada quilômetros, por planície em folhelhos Sepotuba, fato que observamos na extensão para norte, do anticlinal que sustenta a serra de Alto Paraguai (Fot. 13).

As cristas monoclinais e as serras anticlinais areníticas da província erguem-se geralmente de 150 a 300 m sobre o nível médio dos vales longitudinais, porém no setor sul da província existem desníveis maiores. As altitudes dos cimos das serras areníticas elevam-se desde cerca de 400 m, onde desco-



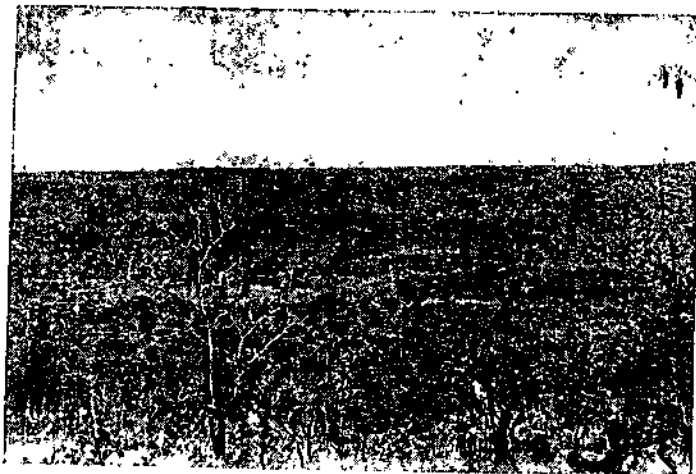
Fot. 17 — Falha transversal

Entre a fazenda Coqueiro e o rio Jaucoara parece existir uma falha transversal aos dobramentos, elevando o arenito Raizama das duas serras, bem acima do folhelho Sepotuba, exposto nos campos do primeiro plano.

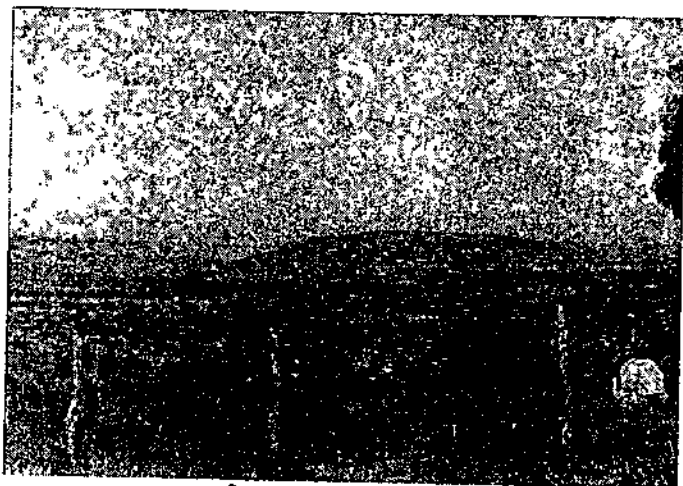


Fot. 18 — Anticlinal de Nobres

A fotografia foi tomada do alto da grande cachoeira do rio Tombador, na serra deste nome, que é o flanco ocidental do anticlinal de Nobres. O flanco oposto, também sustentado por arenito Raizama, é a serra de Taíci, que se vê ao longe (compara com Fig. 6). O núcleo do anticlinal, a região baixa vista na fotografia, expõe os Grupos Araras e Jangada.



For. 19 — Sinclinal do córrego Tamandua e anticlinal de Alto Paraguai  
A fotografia, tomada a meia altura da vertente da serra do anticlinal de Tira-Sentido, mostra a calha, em folhelho Sepotuba, do sinclinal do córrego Tamandua, e além dela, o flanco oriental, em camadas muito inclinadas de arenito Raizama, do anticlinal de Alto Paraguai. O topo da serra é truncado, a 400 m de altitude, pela superfície de erosão pré-Parecis. Compare-se com a Fot. 13 e a seção 3 da Fig. 5.



For. 20 — Anticlinal da serra da Pedra Branca

A fotografia, tomada de Estivado para sul, mostra na direção de seu cixo, o anticlinal da serra da Pedra Branca, terminando periclinalmente na planície do "Campo dos Veados", onde nasce o rio Tombador. A estrutura é truncada em seu alto, pela superfície de erosão pré-Parecis. À esquerda vê-se o flanco ocidental da serra do Tombador, o sinclinal do córrego do Almoço separando as duas estruturas.



For. 21 — Sinclinal do rio Pari

A fotografia, tomada a meia encosta da vertente ocidental da serra do Virá-Sala, mostra a calha, em folhelho Sepotuba, do longo sinclinal do rio Pari, e além dele, o flanco do anticlinal arenítico, truncado pela superfície pré-Parecis, sobre o qual nasce o rio Paraguai. Observe-se, no primeiro plano, como coincide o mergulho das camadas Raizama com o perfil da vertente da serra.



For. 22 — Nascentes do rio Paraguai

Sobre a serra vista na fotografia anterior, no planalto de Sete Lagoas, nasce o rio Paraguai, formado por duas veredas, a mais oriental das quais é vista nesta fotografia. A outra é alimentada por duas pequenas lagoas, uma das quais é mostrada no Frontespício.



bertas pelo arenito do planalto dos Parecis, a quase 800 m no setor sul da província, no extenso anticlinal à margem direita do rio Cachoeirinha (Fot. 6).

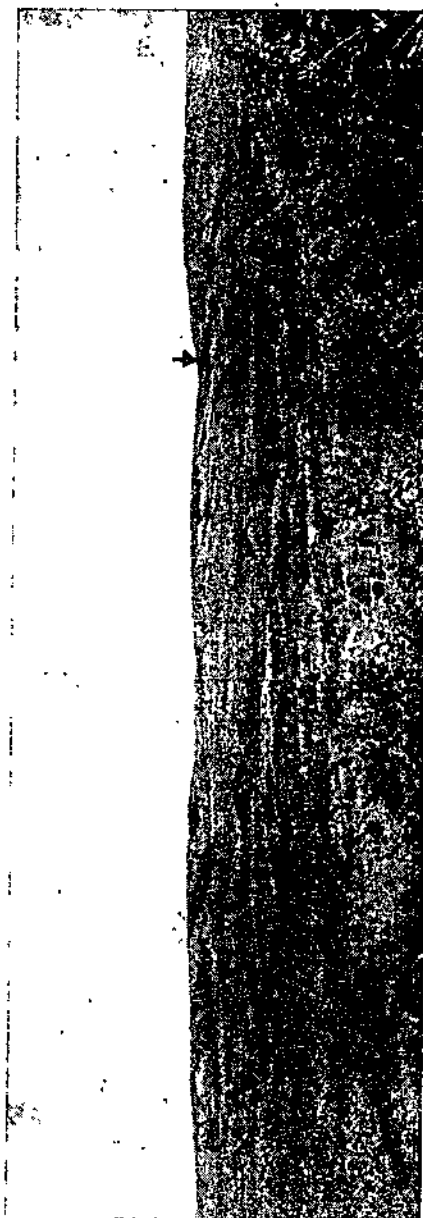
Relevos de falha foram observados à borda oriental da província, entre a rodovia BR-29 e as escarpas da serra do Tombador (v. seção 3 da Fig. 5), porém o mais notável é o representado pela seção 6 da Fig. 7, nas nascentes do rio Salobro. Ali se vê um grande sinclinal elevado, em cuja calha se abriga o vale do rio. O flanco ocidental da estrutura termina em alta e extensa escarpa de linha de falha em arenito Raizama, apresentando às suas faldas os calcários Araras, em camadas muito empinadas. Tal escarpa, voltada para oeste, tem cerca de 400 m de altura (Fot. 16), tendo sido o mais escabroso relêvo que atravessamos em nossas viagens pela Província Serrana.

Os longos vales longitudinais da província ocupam as calhas sinclinais, esculpidos em folhelhos Sepotuba. Apresentam-se como extensos corredores entre as serras areníticas, largos de 2 a 4 km e longos de dezenas de quilômetros (Fots. 24 e 25). Nos vales que se abrem diretamente para a planície paraguaia, como o do rio Pari, as altitudes geralmente não alcançam 300 m, mas quando os vales são mantidos elevados por soleiras em arenitos Raizama, como os dos rios Tombador, Piraputangas, Nobres e Salobro, as altitudes excedem tal valor. Em ambos os casos, a suavidade do relêvo dos vales, bem manifestada através do exame das fotografias 14, 23, 24 e 25, é devida à presença de *strath terraces* desenvolvidos na Formação Sepotuba, esculpidos em colinas com terraceamento resultante de retomada recente de erosão. Cobrem-se de vegetação campestre ou cerrados, com matas ciliares ao longo do rio principal.

Vales abertos no interior de anticlinais areníticos, como há exemplo no médio rio Jaucoara, ou em falhas, como o do rio Flexinhas, apresentam relêvo acidentado, geralmente coberto de mata ou cerradão, muito diferindo dos vales em sinclinais de folhelhos.

Desconhecemos exemplos de drenagem cárstica, que devem existir no maciço dolomítico da serra das Araras e na morraria a nordeste de Cáceres.

Quando superfícies de erosão evoluídas, da Baixada do Alto Paraguai, estenderam-se sem descontinuidades importantes, a vales da serra, estes findam em amplas planícies,



Fot. 23 — Anticlinal da serra de Virá-Sua e sinclinal do rio Pari

A fotografia, tomada na subida da serra que se avista ao longe, na Fot. 21, mostra no primeiro plano o sinclinal em que se aloja o rio Pari. Além dele, à direita, vê-se o anticlinal da serra do Virá-Sua, que nesta localidade tem o eixo de dobramento das camadas Raizama superiores, abalzado quase ao nível da planície em folhelhos Sepotuba. Com isso se interrompe a serra, para ressurgir uma légua a NNE, ao reerguer-se tal eixo, em local não visível na fotografia. O rio Tronqueira, afluente do Pari, atravessa a depressão onde assinalado pela seta, portanto não na zona mais baixa da estrutura, que é utilizada por outro curso, o do córrego Rola. Após dessa estrutura, à esquerda da fotografia, vê-se a terminação peritidal sul do ramo oriental do anticlinal da serra da Pedra Branca. Observa-se a vegetação de campos e cerrados, característica da maior parte da Província Serrana.

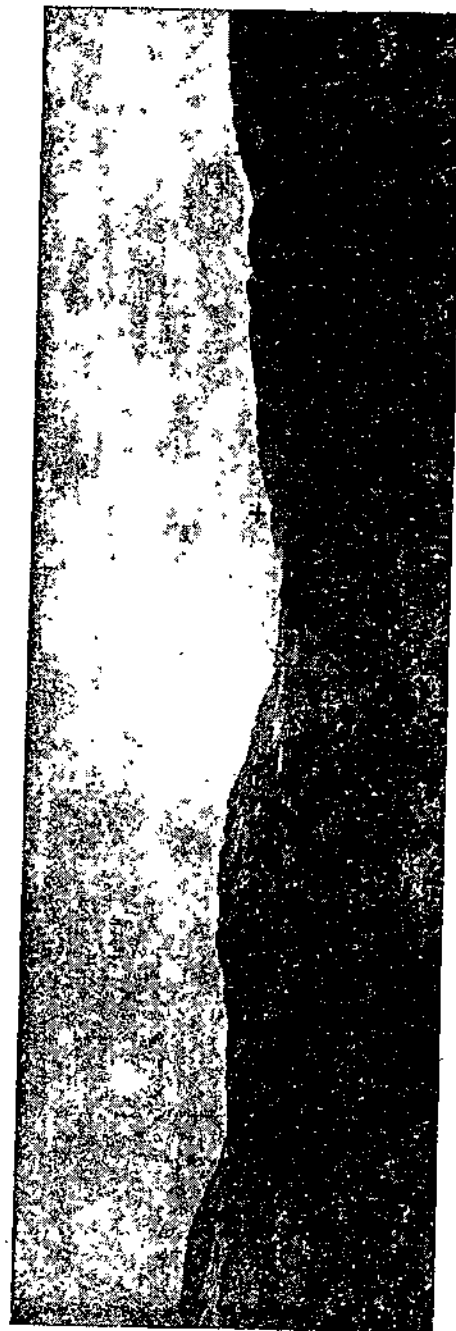


em que vêm terminar, periclinalmente, os anticlinais areníticos sustentadores das serras que a montante, limitam tais vales. Assim se abrem o do Pari, ao terminar a serra de Tira-Sentido; o de seu afluente, o rio Santo Antônio, ao contornar a terminação do anticlinal de Raizama, bem como o do Cachoeirinha, ao abandonar o rio o longo sinclinal de seu alto curso e voltar-se para oeste.

Muitos rios deixam a Província Serrana após cruzarem transversalmente as resistentes estruturas areníticas de suas dobras; precipitam-se, então, em altas cachoeiras (Fot. 18) ou angustas gargantas, como o fazem o Jaucoara, o Salobro e outros menores.

Embora seja geral a adaptação da drenagem às estruturas menos resistentes da província, resultado da própria evolução da rede, que por erosão regressiva vem se expandindo ao longo das faixas de folhelhos, alguns rios têm traçado estranho, pois percorrendo fácil caminho, ao longo das calhas sinclinais em folhelhos Sepotuba, súbitamente as abandonam para investirem contra a serra arenítica marginal e atravessá-la em angusto boqueirão. Em alguns casos é possível explicar o fenômeno como resultado de captura; tal seria o do rio Tombador, bem como o das águas do planalto de Sete Lagoas, que originalmente deviam fluir para a Amazônia mas foram desviadas para a bacia Paraguaia, de maior vigor erosivo, hoje constituindo as nascentes do rio Paraguai.

O rio Jaucoara, no setor sul da província, é expressiva anomalia no processo de expansão da rede hidrográfica regional, e certamente o que melhor retém, em seu estranho traçado, heranças de sua remota origem. Seu alto curso, ao longo de meia centena de quilômetros, acha-se perfeitamente adaptado a sinclinal em folhelhos Sepotuba (Fig. 7, seção 6). Inesperadamente o rio abandona esta cômoda via para, em traçado diagonal às estruturas, cruzar transversalmente quatro elevadas serras areníticas, flancos dos dois grandes anticlinais de Curupira e Raizama (vide Fig. 3). Fã-lo através de quatro apertadas gargantas, alinhadas segundo o meridiano. Muito notável é o fato de haver o rio desprezado caminho fácil de saída da morraria, o sinclinal do rio Santo Antônio (vide Fot. 24), após percorrê-lo numa dezena de quilômetros, para investir contra a poderosa estrutura do anticlinal de Raizama, cujo eixo segue em quase uma légua. Só uma explicação parece plausível, para tão estranho traçado: a de que o rio seja herdeiro de um curso pretérito, que bus-



Fot. 24 — Sinclinal do rio Santo Antônio

A fotografia mostra o sinclinal do rio Santo Antônio, visto na direção SW de seu eixo. O soalho do vale em folhelho Sepotuba, que longo corredor com 40 km de extensão, é nivelado por um *strath terrace*. As suas bordas ergue-se, à esquerda, o flanco ocidental do anticlinal de Raizama, e à direita, o oriental do anticlinal de Raizama. Como na parte superior da formação Raizama, aí existe importante intercalação de camadas brancas, as duas serras apresentam flancos desdobrados em cristas vanguardas bem destacadas, com *dip slopes* como vertentes. O rio Jaucoara, após atravessar a serra do Curupira, penetra nesse corredor, onde desenvolve mais de uma dezena de quilômetros de seu curso. Súbitamente, no local indicado pela cruz, investe contra a serra da direita, chamada do Jaucoara, para atravessar ambos os flancos do anticlinal de Raizama e sair para a planície paraguai. Assim fazendo, abandona cômoda via, pois o sinclinal, no sítio onde foi tomada a fotografia, já passa a se abrir amplamente para a planície do baixo rio Pari, pois que termina o anticlinal de Raizama.

cava, a norte, a bacia amazônica, em época quando os arenitos dos Parecis ocultavam completamente as estruturas dobradas da província. A partir de tal cobertura o primitivo rio, provavelmente conseqüente, teria superimposto seu vale às estruturas dobradas da província, em particular, aos dois anticlinais areníticos, após o que foi capturado para a bacia do rio Paraguai.

São evidentes as analogias do relevo, e de sua evolução, da Província Serrana e da Valley and Ridge apalachiana. Ambas as províncias apresentam seqüências litológicas não essencialmente diversas, deformadas por dobramentos de mesmo tipo e posteriormente arrasadas por ciclo geomórfico que muito evoluiu (superfície de erosão pré-Parecis e Schooley, respectivamente). A superimposição da drenagem às estruturas dobradas em ambas as regiões realizou-se a partir de cobertura detrítica discordante, que ocultava as estruturas expostas na superfície de erosão, embora nos Appalaches a presença de tal manto não se ache bem comprovada, por dêle faltarem testemunhos. Os boqueirões acima referidos, resultantes uns de capturas, outros de superimposição, equivalem aos *gaps* dos Appalaches. A principal diferença entre as duas regiões, a julgar pela interpretação que acima demos, do traçado do rio Jaucoara, é que nos Appalaches a drenagem superimposta dirigia-se normalmente aos eixos dos dobramentos, ao passo que o fazia obliquamente, na Província Serrana. Devido a tal fato são menos freqüentes e evidentes nesta última, os boqueirões epigenéticos, sendo a principal drenagem a subsequente.

A topografia da Província Serrana, pela natureza das estruturas em que se molda, por sua morfologia, origem e evolução deve ser citada como um dos melhores exemplos brasileiros de relevo do tipo apalachiano, em que pese conclusão contrária de ilustre geomorfólogo patricio, o prof. Aziz Ab'SABER, (1954, pág. 68), que nessa faixa de montanhas julgou ver um relevo jurassiano, embora não típico.

**Baixada Cuiabana** — A designação da província não implica em ser baixa toda sua área, pois que nela existem cristas monoclinais e morros isolados, em locais de rochas mais resistentes, que bem se destacam do geral aplainamento da região. Note-se ainda que, conforme venha a ser situado seu limite estrutural, é possível que nela devam ser incluídos alguns



Fig. 25 — Sinclinal do ribeirão Piraputangas

Os campos que aí se vêem estendem-se pela calha de um dos grandes sinclinais da Província Serrana, possivelmente longo de mais de 70 km, limitado a leste pela serra do Tombador, à esquerda da foto, e a oeste, pela aba do anticlinal da serra de Virasão. A serra de Virasão, que se vê à direita, é formada por arenitos de idade pré-Parecis, com 400 a 450 m de altitude, são niveladas pela superfície de erosão pré-Parecis. As águas desse sinclinal escoam, em parte, para o rio Pari, através do rio Lavrinha e do ribeirão Tronqueira. Em parte, foram desviadas para a bacia cuiabana, que buscam pelos vales dos rios Tombador e Nobres. Ao arista relacionam-se terraços de cascalho de quartzito, de sobre um dos quais foi tomada a fotografia.

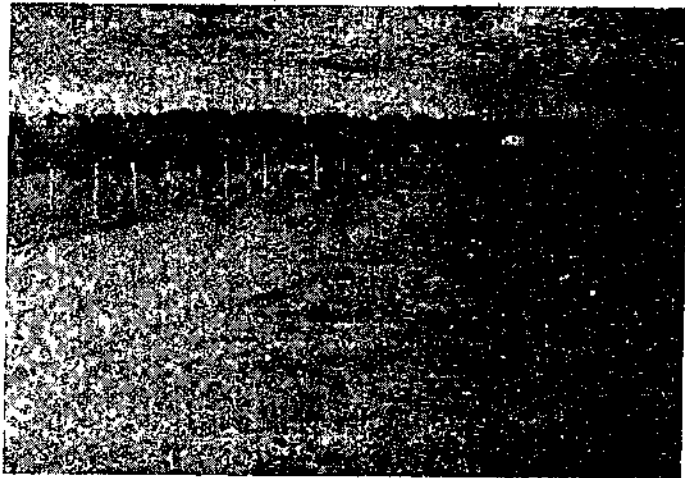
relevo bem destacados, da borda da serra das Araras. Todavia, o caráter topográfico mais flagrante da província é o subnívelamento do relevo e sua reduzida amplitude local, geralmente não superior a meia centena de metros. Se considerarmos que toda essa região baixa e aplainada é constituída de rochas metamórficas heterogêneas e intensamente deformadas, somos levados a concluir que a província deve sua principal feição geomórfica ao desenvolvimento de uma superfície de erosão que muito evoluiu. Embora não se dispondo de mapas topográficos representando adequadamente o relevo (a Fôlha de Cuiabá, da Carta do Brasil ao milionésimo, é manifestamente inadequada para tal fim), a observação no terreno indica alguns fatos que confirmam ser essa superfície uma peneplanície local, desenvolvida na bacia do rio Cuiabá, pelo que o presente autor a denominou *peneplanície Cuiabana* (F. ALMEIDA, 1949, págs. 426-428). Verifica-se que as áreas de mais acentuado aplainamento da peneplanície Cuiabana limitam-se às de rochas mais brandas, i. é, filitos da Série Cuiabá e metatilitos do Grupo Jangada; onde quartzitos surgem à superfície, o relevo é saliente, seja constituindo típicos *monadnocks* como o Morrinho, próximo a Santo Antônio do Leverger, ou cristas monoclinaes mais ou menos contínuas, com dezenas de quilômetros de extensão. Relevos residuais calcários apresentam-se na região de Guia.

A altitude do rio Cuiabá na cidade homônima é de cerca de 140 m. O relevo subnívelado correspondente à peneplanície Cuiabana ali se ergue a uns 200 m de altitude, mas observa-se que tal superfície não só se eleva muito lentamente, rio acima, como também o faz ao dêle se afastar, para atingir cerca de 250 m em Campo Alegre, na rodovia para Cáceres (Fot. 26) e mesmo quase 300 m, em local reforçado por abundantes veios de quartzo, do chapadão onde nascem os rios Sangradouro Grande, Pari e o córrego Frei Manoel.

A topografia típica, atual, da Baixada Cuiabana, é a de superfícies suavemente arredondadas, com amplos interflúvios em forma de dorsos que geralmente não se elevam a mais de 40 ou 50 m acima do soalho dos vales, fazendo-o através de perfis muito suavizados. Os rios principais têm perfis longitudinaes não bem regularizados, pois que frequentemente apresentam corredeiras, sobretudo em seu trecho inferior, existentes no próprio Cuiabá, entre Guia e Acorizal, onde afloram metagrauvacas e metaconglomerados. Ocupam vales es-

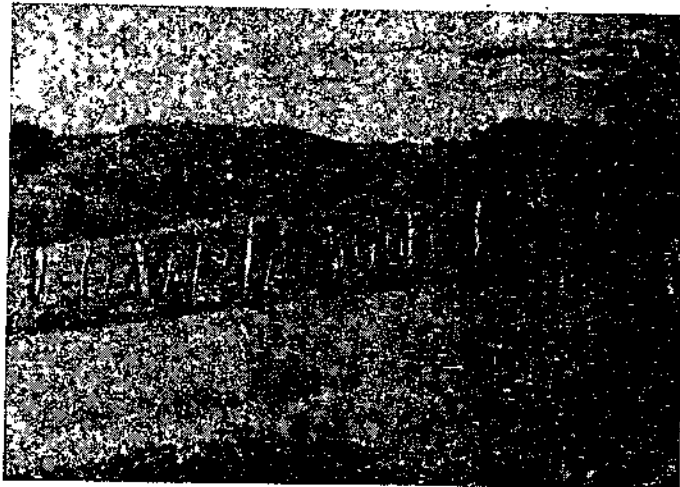
treitos, podendo nêles ser bem encaixados, como tivemos oportunidade de observar em trechos dos rios Coxipó-Açu, Engenho, Acorizal, Espinheiro, Jangada, Chiqueiro Grande e outros. Em diversos vales apresentam-se terraços com cascalhos rolados de quartzo, em alturas que variam de 6 a 10 m acima do soalho atual, visíveis no próprio rio Cuiabá.

Temos procurado observar as relações existentes entre a peneplanície Cuiabana e os frontes serranos que a rodeiam: mostra-se geralmente uma ampla zona de transição, de relevo montuoso, como bem se verifica às faldas da Chapada e da serra do Tombador à margem esquerda do ribeirão Chiqueiro Grande. Nunca se vêem, em tais contatos, relações que sugiram ser uma pediplanície, essa superfície de erosão. Além disso, longe está de apresentar o grande aplainamento que resultaria de processos de planação lateral, sendo, ainda, despidida de qualquer cobertura aluvial, embora deva tê-la possuído, em áreas deprimidas junto aos rios principais, hoje destruídas. Teve, de tal modo, o caráter de uma peneplanície local, um *strath*, em que os interflúvios se deprimiram pelos processos normais de evolução das vertentes em rochas facilmente alteráveis, produzindo-se regolitos de estrutura pelítica, sujeitos a fácil ablação através do escoamento das águas pluviais. Como resultado dêsses processos, que ainda hoje se vêm realizando, blocos de quartzo concentraram-se na superfície do solo, nas imediações da imensa quantidade de veios de quartzo leitoso que atravessam a Série Cuiabá. A espessura de tais acumulações pode exceder 1 m, evidentemente muito contribuindo para sustentar altos do relevo, fato que bem se verifica na própria cidade de Cuiabá. Tais depósitos têm realmente caráter sedentário, não devendo ser confundidos com materiais de terraços, não apresentando seixos rolados e estando em evidente relação com os veios de que se originam. Também os componentes granulares das cangas existentes nas zonas altas dos interflúvios da peneplanície Cuiabana, não possuem características de movimentação fluvial. A laterização ferruginosa atuou sobre o regolito argiloso dos filitos, tendo frequentemente cimentado os blocos de quartzo dos citados depósitos residuais. Devemos ainda dizer que quase todos os rios da Baixada Cuiabana acham-se estreitamente adaptados às direções estruturais, refletindo resultarem seus traçados, de prolongado processo erosivo. A orientação nordeste da maioria dos cursos d'água, e de muitos trechos do próprio Cuiabá, resulta de tal adaptação subsequente. As poucas exceções que



Fot. 26 — Peneplanície Cuiabana

Na localidade Campo Alegre, umas 10 léguas distante de Cuiabá, na rodovia para Cáceres, observamos este notável testemunho da peneplanície Cuiabana, a 240 m de altitude, talhado em filitos da Série Cuiabá



Fot. 27 — Refruvescimento da peneplanície Cuiabana

No mesmo local da fotografia anterior colhemos este aspecto, que ilustra o entalhe da peneplanície Cuiabana pelo ciclo de erosão atual, mantendo ainda os morros o nivelamento correspondente à antiga superfície de erosão.

conhecemos, de independência da drenagem relativamente à estrutura, relacionam-se com processos de superimposição, a partir da cobertura devoniana, às bordas da Chapada.

É fato positivo a relativa antiguidade da peneplanície Cuiabana, pois que se acha entalhada pela drenagem moderna, particularmente no vale do rio Cuiabá e no baixo curso dos de seus afluentes (Fot. 27). A planação lateral moderna já desenvolveu amplas várzeas no vale do rio Cuiabá, sobretudo a jusante da cidade homônima, bem como no de alguns de seus afluentes mais baixos, como o Aricá-Açu e o Aricá-Mirim, mas só em pequena escala tem atuado nos vales afluentes do Cuiabá situados a montante da cidade homônima.

É claro que a peneplanície Cuiabana vem lentamente perdendo altura por efeito de lavagem pelas águas pluviais, do solo frouxo e argiloso dos filitos. Até que ponto tal efeito modificou a altitude relativa e a configuração do relevo original não se pode saber, mas presumimos que não tenha afetado a configuração geral e o subnívelamento dos cimos, que ainda hoje tornam possível reconhecê-la como típico *strath terrace* desenvolvido em época pouco recuada sobre as rochas brandas da bacia do rio Cuiabá, em função de um nível de base interior que não seria outro que o próprio Pantanal. As características desta vasta planície e a espessura das camadas sobre que se estende, mostram ser ela, ainda hoje, área subsidente, e a tal processo, havido em tempos passados, talvez se deva atribuir a retomada de erosão causadora do entalhe da peneplanície, antes que ao soerguimento da região ou oscilações do nível do mar.

A peneplanície Cuiabana não é a única, em seu gênero, a nivelar as rochas antigas, mais brandas, na bacia paraguaia; outras conhecemos, na região às bordas do maciço de Urucum, às faldas ocidentais da serra da Bodoquena e a não menos notável superfície aplainada de rochas pré-cambrianas da bacia do rio Tebiquari, na região oriental da República do Paraguai. Tais superfícies não são necessariamente de mesma idade e origem, constituindo seu estudo um dos mais fascinantes temas da geomorfologia da depressão paraguaia.

Divisão de Geologia e Mineralogia, São Paulo, abril, 1963.

## OBRAS CITADAS

- AB'SABER, AZIZ Nacib — 1954 — *O Planalto dos Parecis na região de Diamantino (Mato Grosso)*. Assoc. dos Geog. Bras., Bol. Paulista de Geografia n.º 17, págs. 63-79. São Paulo.
- ALMEIDA, Fernando F. M. de — 1945 — *Geologia do sudoeste mato-grossense*. Div. de Geol. e Miner., Bol. n.º 116, 118 págs., Rio de Janeiro.
- 1948 — *Contribuição à geologia dos estados de Goiás e Mato Grosso*. Div. de Geol. e Miner., Notas Prelim. e Estudos, n.º 46, 15 págs., Rio de Janeiro.
- 1949 — *Reconhecimento geomórfico nos planaltos divisores das bacias Amazônica e do Prata entre os meridianos 51º e 56º WG*. Cons. Nac. de Geog., Rev. Bras. de Geog., Ano X, n.º 3, págs. 397-440. Rio de Janeiro.
- 1954 — *Geologia do centro-leste mato-grossense*. Div. de Geol. e Miner., Bol. n.º 150, 97 págs., Rio de Janeiro.
- 1958 — *Borda do planalto basáltico a norte de Campo Grande, Mato Grosso*. Div. de Geol. e Miner., Rel. Anual do Diretor, 1957, págs. 86-87., Rio de Janeiro.
- BARBOSA, Octavio — 1957 — *Nota sobre a idade da série Corumbá*. Anais da Acad. Bras. de Ciênc., vol. 29, n.º 2, págs. 249-250. Rio de Janeiro.
- BEURLEN, Karl — 1956 — *Estado de Mato Grosso, geologia*. Div. de Geol. e Mineral., Rel. Anual do Diretor, 1955, págs. 93-97. Rio de Janeiro.
- BEURLEN, Karl e Friedrich W. Sommer — 1957 — *Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá*. Div. de Geol. e Miner., Bol. n.º 168, 35 págs. Rio de Janeiro.
- CASTELNAU, Francis de — 1850, 1851, 1852 — *Expédition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud, etc. Histoire du voyage*; tom. II (1850), 485 págs.; tom. III (1851), 483 págs.; *Itinéraires et Coupe Géologique*, parte IV (1852). P. Bertrand, Libraire — Éditeur. Paris.
- EVANS, J. W. — 1894 — *Geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguai*. Geol. Soc. London, Quart. Journal, vol. L, part. II, págs. 85-104. London.
- FENNEMAN, N. M. — 1938 — *Physiography of Eastern United States*. 714 págs. McGraw — Hill Book Co., Inc. New York.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. — 1926 — *Mapa florestal do Brasil*. Serv. Inform. do Min. Agric., 40 págs. 2.ª ed. Rio de Janeiro.

- HESS, H. H. — 1940 — *Appalachian peridotite belt: its significance in sequence of events in mountain building*. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 51, pág. 1996. New York.
- HOWELL, B. — 1940 — *Late Proterozoic and Early Cambrian climates*. Rept. 17th Internat. Geol. Cong., vol. 6, págs. 7-10. Moscou.
- KAY, M. — 1947 — *Geosynclinal nomenclature and the craton*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 59, págs. 1289-1293. Tulsa.
- KING, P. B. — 1950 — *Tectonic framework of southeastern United States*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 34, págs. 635-671. Tulsa.
- KNOPF, A. — 1948 — *The Geosynclinal Theory*. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 59, págs. 649-670. New York.
- LANGE, F. W. — 1955 — *Nota preliminar sobre a fauna do Arenito El Carmen, Bolívia*. Soc. de Geol., Bol., vol. 4, n.º 1, págs. 3-25. S. Paulo.
- LISBOA, Miguel Arrojado R. — 1909 — *Oeste de São Paulo, sul de Mato Grosso*. Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, Com. E. Schnoor. 172 págs. Rio de Janeiro.
- MACIEL, Pedro — 1959 — *Título cambriano (?) no Estado de Mato Grosso*. Soc. Bras. de Geologia, Bol., vol. 8, n.º 1, págs. 31-39. São Paulo.
- MORAES REGO, L. F. de — 1933 — *Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins*. Museu Emílio Goeldi (Museu Paraense), Bol., vol. IX, págs. 273-288. Belém.
- OLIVEIRA, Avelino I. de e Othon H. Leonardos — 1943 — *Geologia do Brasil*. 2.ª edição Serv. Inform. Agrícola, Min. Agricultura. Ser. Didat. n.º 2, 813 págs., mapa. Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, Euzébio P. de — 1915 — *Geologia. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso*. Exp. Cient. Roosevelt-Rondon. Com. Linhas Teleg. Est. Mato Grosso ao Amazonas, Anexo 1, 82 págs. Rio de Janeiro.
- ORBIGNY, Alcide d' — 1842 — *Voyage dans l'Amérique Méridionale. Le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, etc., exécuté pendant les années 1826 a 1833*, tom. II, 3e. part. Paris.
- PAES LEME, Alberto B. — 1912 — *Mineralogia e Geologia*. Com. Linhas Teleg. Est. Mato Grosso ao Amazonas, Anexo 5, 23 págs. Rio de Janeiro.
- SCORZA, Evaristo P. — 1960 — *Geologia de Diamantino, Estado de Mato Grosso*. Div. de Geol. e Miner., Notas Prel. e Estudos, n.º 113, 11 págs. Rio de Janeiro.
- 1961 — *Geologia de Diamantino*. Div. de Geol. e Miner., Rel. Anual do Diretor, 1960, págs. 189-193. Rio de Janeiro.

- SOARES, Lúcio de Castro — 1953 — *Limites meridionais e orientais da área de ocorrência da floresta amazônica em território brasileiro*. Cons. Nac. de Geografia, Rev. Bras. de Geografia, ano XV, n.º 1, págs. 3-122. Rio de Janeiro.
- SOMMER, Friedrich W. — 1957 — *Estromatólitos no calcário Corumbá, Mato Grosso*. Anais da Acad. Bras. de Ciênc., vol. 29, n.º 2, págs. X-XI. Rio de Janeiro.
- SUESS, F. E. — 1936 — *Orogenesis: europäische und nordamerikanische Gebirgszusammenhänge*. Int. Geol. Congress, vol. 2, págs. 815-828. Washington.
- TURNER, F. J. e J. Verhoogen — 1951 — *Igneous and Metamorphic Petrology*. 602 págs. McGraw-Hill Book Comp. Inc. New York.

### Obras de caráter geral

- Enciclopédia dos Municípios Brasileiros*. Conselho Nacional de Geografia, vol. 2 (1957), 573 págs; vol. 35 (1958), 325 págs. Rio de Janeiro.
- Geografia do Brasil. Grande região Centro-Oeste*. Conselho Nacional de Geografia, Bibl. Geog. Brasileiro, vol. II, ser. A, 452 págs. Rio de Janeiro, 1960.