Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Aspectos Tectônicos da Deposição de Folhelhos Pretos: Comparação Entre A Formação Irati e o “Chattanooga Shale”

Jorge Villwock

Pesquisas em Geociências, 1 (1): 25-36, jan./abr., 1972.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21876>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - jan/abr., 1972.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

ASPECTOS TECTÔNICOS DA DEPOSIÇÃO DE FOLHELHOS PRETOS: COMPARAÇÃO ENTRE A FORMAÇÃO IRATI E O "CHATTANOOGA SHALE"

JORGE A. VILLWOCK *

SINOPSE

É feita uma apreciação sobre as idéias atuais acerca da caracterização litológica, ambientes de sedimentação e influência tectônica na deposição dos folhelhos pretos.

A uma descrição sumária das características principais da Formação Irati (Permiano inferior da Bacia do Paraná) e do «Chattanooga Shale» (Devoniano superior da região centro leste dos Estados Unidos da América do Norte), segue-se o estabelecimento do condicionamento paleotectônico da deposição de ambos.

Apesar das diferenças paleogeográficas existentes entre as áreas de deposição das duas formações, as condições paleotectônicas regionais mostram grande semelhança.

Os folhelhos pretos que as caracterizam foram depositados em amplas regiões que se comportavam como plataformas estáveis submersas, circundadas por terras baixas igualmente estáveis, as quais forneciam material detrítico muito fino que sedimentava junto com matéria orgânica vegetal e animal.

Material terrígeno proveniente de áreas positivas contribuía para a sedimentação fina sobre plataformas, após terem seus constituintes grosseiros sido depositados em faixas intermediárias de elevada subsidência.

Perturbações tectônicas das áreas-fonte e variações climáticas durante a época de deposição da Formação Irati foram responsáveis pelas várias fácies litológicas que acompanham os

folhelhos pretos, muito mais freqüentes aqui que no «Chattanooga Shale», mais homogêneo e contínuo.

SUMMARY

A review of lithologic characteristics, environments, and tectonic influence on the deposition of black shales is made.

A short description of the Irati Formation (Lower Permian of the Paraná Basin, South America), and the Chattanooga Shale (Upper Devonian of the central-eastern part of North America) is presented and the paleotectonic conditions of their deposition are discussed.

The paleotectonic conditions of both units are similar, in spite of the differences in the paleogeography of the Irati Formation and the Chattanooga Shale.

For both units, the black shales that characterize them, were deposited on wide areas of stable platforms, with adjacent stable lowlands that furnished the very fine terrigenous material deposited along with organic matter. Positive areas supplied coarse and fine material. The coarse material was trapped in highly subsident marginal basins and the fine one was drifted onto the platform.

Tectonical disturbances of the source area and climatic changes during deposition of the Irati Formation were responsible for the various sedimentary facies which are associated

* Instituto de Geociências — UFRGS.

Pesquisas	Porto Alegre	1	p. 25-36	maio 1972

with the black. These facies are more frequent here than in the Chattanooga Shale.

INTRODUÇÃO

A Formação Irati constitui a base do Grupo Passa Dois (Permiano inferior), integrante da seqüência gondwânica da Bacia do Paraná.

Composta predominantemente por folhelhos pretos, betuminosos, onde se intercalam lentes e nódulos de calcários dolomíticos, esta formação apresenta aspectos muito interessantes sob os pontos de vista científico e econômico, que desde há muito vêm despertando a atenção dos interessados em geologia e outras ciências a ela ligadas.

Como resultado desta situação, inúmeros trabalhos foram realizados envolvendo seu estudo estratigráfico, sedimentológico e paleontológico. Entretanto, os aspectos tectônicos de sua deposição têm sido relegados a um plano inferior. O grande número de autores que a tem estudado limitam-se a breves considerações sobre o assunto.

Neste trabalho pretende-se, após a apresentação das idéias atuais sobre o ambiente deposicional dos folhelhos pretos, descrever o panorama tectônico regional na época da deposição da Formação Irati e compará-lo com o do Chattanooga Shale, formação de características semelhantes, do Devoniano Superior, que ocupa grande área na região centro-leste dos Estados Unidos da América do Norte. O objetivo principal é lançar novas idéias, obtidas de um novo ponto de vista, no sentido de compreender o ambiente de deposição da Formação Irati, assunto dos mais controvertidos no que se refere ao conhecimento da geologia da seqüência sedimentar da Bacia do Paraná.

FOLHELHOS PRETOS

Folhelhos pretos (black shales) são rochas sedimentares de granulação fina, finamente laminadas, muito ricas em matéria orgânica, a qual lhes confere uma cor cinza escura ou preta.

O pigmento de muitos folhelhos pretos é constituído por matéria carbonosa, que ocorre sob a forma de carbono fixo ou de hidrocarbonetos betuminosos, derivada de restos orgânicos (vegetais e animais), depositados com o material detrítico. Em alguns casos a cor é dada por sulfeto de ferro finamente dividido.

A origem dos folhelhos pretos é muito discutida e uma revisão sobre o assunto pode ser

encontrada em TWENHOFEL (1950)²⁶ e CO-NANT & SWANSON (1961)⁸.

TWENHOFEL conclui que não existe uma única teoria para explicar todos os tipos de ocorrência que estas rochas apresentam. Entretanto, salienta que a formação dos folhelhos pretos ocorre em ambientes tóxicos com pouco ou nenhum oxigênio, onde existem condições de preservação da matéria orgânica depositada com o sedimento. A não oxidação da matéria orgânica tem lugar em bacias onde não há circulação das águas ou, ainda, onde o soterramento é suficientemente rápido para isolar o material orgânico da zona de decomposição.

Outra discussão sobre a caracterização dos folhelhos pretos e de seu ambiente deposicional é apresentada por TRASK (1951)²⁵. Segundo este autor, os folhelhos pretos caracterizam-se por:

- 1 — Estrutura laminada, comumente fissil ou finamente estratificada.
- 2 — Partículas constituintes de tamanho muito fino.
- 3 — Elevado teor em matéria orgânica.
- 4 — Cor preta ou escura.
- 5 — Espessura e características uniformes ao longo de grandes áreas.
- 6 — Fauna ausente, escassa ou de natureza anã.
- 7 — Baixo teor em carbonato de cálcio, teor relativamente elevado em sulfeto de ferro e quantidades variáveis de fosfatos e carbonatos de ferro.

Levando em consideração tais características, o ambiente de deposição deve preencher os seguintes requisitos:

- 1 — Deposição em uma bacia, marinha ou salobra, na qual existam condições estagnantes e redutoras.
- 2 — Longa e contínua estratificação gravitacional do corpo d'água.
- 3 — Longo período de calma orogênica.
- 4 — Comunicação estreita entre a bacia e o mar.
- 5 — Presença de uma soleira rasa no canal de comunicação, ou bacia localizada em clima quente.
- 6 — Bacia de profundidade média, embora a profundidade não seja crítica.
- 7 — Suprimento adequado de água superficial, a fim de proporcionar vida abundante.
- 8 — Clima quente, úmido ou semi-úmido.

- 9 — Suprimento de constituintes terrígenos relativamente elevado.
- 10 — Elevado conteúdo inicial de água nos sedimentos, permitindo uma compactação da ordem de 90%.
- 11 — Relêvo baixo das terras adjacentes ao mar.

Tendo em vista as condições acima expostas, é óbvio que os folhelhos pretos podem ser depositados em uma série relativamente grande de ambientes de sedimentação. Uma análise detalhada de tais ambientes é fornecida por DUMBAR & RODGERS (1957)¹⁰, que os enquadram em seis tipos principais, a saber:

- 1 — Folhelhos pretos não-marinhos.
Depositados em planícies aluviais, em pântanos ou lagos de águas rasas, quase sempre acompanhando depósitos de carvão.
- 2 — Folhelhos pretos de bacias isoladas.
Depositados em bacias de águas estagnadas e estratificadas, isoladas por soleiras, como é o caso de muitos «fjords» da costa escandinava e o do Mar Negro, onde atualmente se depositam folhelhos pretos. Fossas tectônicas profundas na plataforma continental, como as que hoje ocorrem na costa da Califórnia, se enquadram nesta categoria.
- 3 — Lamas pretas e folhelhos pretos de baías abertas.
Depositados em poços profundos na desembocadura de rios ou em áreas mais rasas situadas entre as praias arenosas e os canais de escoamento em baías. Depósitos deste tipo, como os que ocorrem na Baía de Chesapeake, na costa leste dos Estados Unidos da América do Norte, em ambientes não estagnantes, devem-se ao grande suprimento de matéria orgânica e ao rápido soterramento que impede sua oxidação.
- 4 — Espessos pacotes de folhelhos pretos em geossinclinais.
Depositados em ambiente geossinclinal, gradacionando lateralmente para calcários depositados nas partes mais externas, para depósitos detríticos grosseiros das partes mais internas. Representam a fração fina, rica em matéria orgânica, que é transportada

a maior distância das áreas-fonte do sedimento. Depósitos ordovicianos da Cadeia Apalachiana são ótimos exemplos.

- 5 — Finas pacotes de folhelhos pretos com grande distribuição horizontal em plataformas.

Depositados em plataformas relativamente estáveis com pequena espessura e grande distribuição horizontal. O exemplo clássico deste tipo é o Chattanooga Shale, formação cujas características serão apresentadas posteriormente.

- 6 — Folhelhos pretos associados a recifes orgânicos.

Pequenos depósitos de bacias restritas, em meio a recifes coralígenos, como os que ocorrem na Grande Barreira de Recifes da Austrália.

A FORMAÇÃO IRATI

A Formação Irati, do Permiano inferior (HUENE, 1941)¹⁴, constitui a base do Grupo Passa Dois, detalhadamente descrito por SALAMUNI & BIGARELLA (1967)²³. É constituída por uma seqüência de folhelhos pretos, às vezes pirobetuminosos, com siltitos intercalados, à qual se associam nódulos e camadas lenticulares de calcário dolomítico, além de concreções e finas camadas de sílex. Níveis com bentonita foram descritos no Rio Grande do Sul por DELANEY & FORMOSO (1959)⁹.

Cobrindo a maior parte da área ocupada pela Bacia do Paraná, desde Mato Grosso e Goiás ao norte, até o Uruguai ao sul e Paraguai a oeste, aflorando segundo uma linha descontínua na periferia da bacia, a Formação Irati mostra um espessura média de 25 metros, atingindo 50 metros nas partes mais centrais. No Uruguai, onde recebe o nome de Mangrullo (CAORSI & GOÑI, 1958)⁶, verificam-se espessuras de 70 metros.

Restos de répteis, carapaças de crustáceos, escamas, dentes e fragmentos de esqueletos de peixes, insetos, fragmentos de caules silicificados, esporos e impressões de folhas, representam seu conteúdo fossilífero. Raros são os fósseis bentônicos conhecidos.

AMARAL (1967)³ salienta a uniformidade dos caracteres litológicos, paleontológicos e estruturais que esta formação apresenta ao longo de toda a sua área de ocorrência. Não obstante, algumas variações são observadas no que toca a

proporção de siltitos, folhelhos pretos e calcários.

MENDES et alii (1966)²⁰ propõem designações informais para as camadas de siltitos sotopostos e intercalados aos folhelhos pretos que ocorrem em São Paulo e Paraná. Baseando-se nestas variações de fácies, o autor ressalta que, apesar de a Formação Irati ser considerada como o melhor nível estratigráfico de referência da Bacia do Paraná, existem ainda dúvidas acerca de sua continuidade.

Apesar da escassez de dados sobre o panorama geotectônico da América do Sul na época em que esta formação foi depositada, um esboço paleogeográfico pode ser elaborado.

ALMEIDA (1967)¹ afirma que as grandes sinéclises da Plataforma Brasileira delinearam-se no Devoniano superior. Particularmente a Bacia do Paraná, que teve nesta época o início de sua sedimentação devido a uma transgressão dos mares sub-andinos, foi palco de deposição de sedimentos detriticos, ora marinhos, ora continentais, que se estendeu até o Carbonífero. A diminuição das condições que favoreceram a entrada do mar retratam o aumento continuado da estabilidade da plataforma. O mesmo autor afirma que o longo intervalo que separou o fim do Pensilvaniano do final do Jurássico foi assinalado, na Plataforma Brasileira, por acentuadas características geocráticas, em que as condições tectônicas muito calmas não ensejaram a entrada do mar. No Permiano inferior a sedimentação ainda se verificou nas Bacias do Paraná e Parnaíba, mas com caráter detritico fino e em parte salino nesta última.

SANFORD & LANGE (1960)²⁴, com um ponto de vista um tanto divergente, referem que a Revolução Herciniana, entre o Pensilvaniano superior e o Permiano inferior, comprimiu a geosinclinal cordilherana e a pré-cordilheira marginal foi novamente dobrada e levantada, permanecendo emergente. Um levantamento simultâneo da plataforma central pré-cambriana definiu a margem oeste da Bacia do Paraná.

Durante o Permiano inferior nova subsidência se fez sentir ao longo do eixo longitudinal da Bacia, propiciando uma nova transgressão do remanescente mar Pensilvaniano que provindo do sul cobriu quase que inteiramente a área atualmente ocupada pela Bacia do Paraná.

Um levantamento generalizado das Cadeias Pampeanas Meridionais, ao longo do Permiano superior, interrompeu a ligação do mar andino com a Bacia do Paraná. Subseqüentemente, o levantamento da área de Buenos Aires interrom-

peu a conexão meridional com o oceano aberto, resultando o isolamento da Bacia. O mar interior teve suas águas cada vez menos salinas, acabando por transformar-se em um lago de águas doces que, com sua área gradativamente reduzida, deu lugar a uma sedimentação nitidamente continental.

AUBOIN & BORRELO (1966)⁴, caracterizando a área cratônica sul-americana, fonte de sedimentos para a cadeia andina citam que, na região considerada (paralelo que passa pela porção média da Argentina), o referido craton é dividido por uma Cadeia Herciniana de direção sudeste-noroeste, cujos testemunhos mais importantes se encontram na parte sul da Província de Buenos Aires, constituindo a Sierra de La Ventana. Neste local, uma coluna de 7.000 metros, de sedimentos, cuja idade vai desde o Siluriano até o Permiano inferior, é afetada por intensos dobramentos de idade herciniana tardia. A seqüência permiana inferior é composta por 800 metros de quartzitos e tilitos (Formação Sauce Grande), sobre os quais assentam 300 metros de folhelhos calcários (Formação Piedra Azul), onde HARRINGTON (1956)¹² caracteriza folhelhos pretos de deposição marinha. Um pacote com 3.000 metros de arenitos e folhelhos de origem continental com restos de *Glossopteris* e *Gangamopteris* (Formação Las Termas), completa o conjunto.

LOCZY (1966)¹⁶, baseando-se em conclusões estratigráficas e paleogeográficas, considera a Formação Palermo, sobre a qual se assenta a Formação Irati, como pertencente à transgressão do lago intracontinental do Passa Dois durante o Permiano inferior.

Após discutir interpretações ambientais baseadas na fauna do Grupo Passa Dois, motivo de grandes controvérsias, o autor afirma que na época da deposição das Formações Irati e Serra Alta, na primitiva bacia interna formada por uma subsidência epirogênica geral, não havia comunicação com o oceano.

Mais adiante, o autor afirma que o lago Passa Dois aparentemente inundou todo o setor oriental da Bacia. A seqüência Passa Dois, em Goiás e Mato Grosso, tem uma espessura reduzida e um maior desenvolvimento da fácies continental clástica. No entanto, certas condições tectônicas e paleogeográficas parecem provar que a norte e noroeste o lago permiano estava fechado pois não se conhecem sedimentos desta idade nas extensas áreas intermediárias em direção ao mar sub-andino (Bacia do Alto Paraguai). O escudo Pré-Cambriano, de direção norte-sul, situado en-

tre Cuiabá e Assunção, separou totalmente a Bacia do Paraná do mar sub-andino.

Diz ainda que o difícil e excitante problema a resolver sobre a origem da fauna rica em pelecípodos de água doce e salôbra (Formação Estrada Nova), e a questão de que o lago permiano se comunicava com o oceano, são enigmas ainda sem solução. Segundo certos aspectos paleogeográficos e estratigráficos, pode-se supor que durante o Permiano a Bacia do Paraná se comunicava com o mar aberto, por sudoeste, através de complicado sistema fluvial. A fácies predominantemente arenosa dos sedimentos Estrada Nova do sudoeste do Paraguai parece provar esta suposição. Levando-se em consideração certas condições litológicas e a extrema dispersão da flora gondwânica, pode-se supor que o lago permiano da Bacia do Paraná, de água doce, comunicava-se com o oceano através das colinas meridionais de Buenos Aires.

AMARAL (1967)³, baseado na monotonia da litologia, na constância da espessura e na grande distribuição horizontal da Formação Irati, conclui que na época de sua deposição a Bacia do Paraná e terras circundantes aplainadas pela erosão glacial, passavam por uma fase de grande quietude tectônica. Esta fase já iniciada no final do Grupo Tubarão (ROCHA CAMPOS; 1967)²², conforme atestam as características sedimentológicas dos Membros Tatui e Taquaral da Formação Itapetininga, descrita por ALMEIDA & BARBOSA (1953)², evidenciam a penetração do mar, fato comprovado pela presença de espículas poliaxônicas silicosas de esponjas, ao lado de provável glauconita.

MAACK (1952)¹⁷ alega a existência de água salôbra ou salgada durante o Permiano inferior, constituindo um mar epicontinental isolado por barras, com entrada periódica de água oceânica, ou a um grande mar continental, o que se torna evidente pela grande e uniforme extensão desta Formação.

Diante dos fatos acima citados, e apesar das inúmeras controvérsias existentes, quatro elementos maiores constituíam o panorama tectônico regional na época da deposição da Formação Irati, conforme pode ser visualizado na fig. nº 1.

Uma bacia intra-cratônica isolada, em fase de grande estabilidade, limitada por uma plataforma baixa e estável (noroeste, norte, nordeste, leste e sudeste), uma área levemente positiva (oeste), e uma depressão alongada em fase de contínua subsidência, recebendo grande espessura de sedimentos, que mais tarde transformar-se-ia

em uma cadeia intra-continental (sul e sudoeste).

A Bacia do Paraná no Permiano inferior, após ter passado por uma fase de intensa subsidência, comportava-se como imensa plataforma levemente subsidente, coberta por uma espessura d'água relativamente pequena, palco de uma sedimentação extremamente lenta.

Três áreas de estilo tectônico diferente constituíam as fontes de sedimento.

A oeste uma área cratônica (Arco Cuiabá-Assunção), levemente positiva, contribuía com sedimentos arenosos e arenosílticos onde são encontrados restos de *Mesosaurus*, citados por HARRINGTON (1950)¹¹, e que o autor inclui no Grupo Tubarão. A inexistência de folhelhos pretos que levou o referido autor a crer na não deposição da Formação Irati, estabelecendo uma discordância na base do Grupo Passa Dois, pode ser devida apenas à variação do tipo de sedimento fornecido pela área fonte, tectonicamente mais ativa. AMARAL (1967)³ atribui esta diferença de fácies à ação de correntes que, vindas do sul, eram mais intensas nesta área do oeste. Uma vez atingindo o limite setentrional da bacia estas correntes sofriam inflexão no sentido horário tomando rumo sudoeste. Paralelamente, a diminuição de sua competência de transporte ocasionava a deposição dos sedimentos mais finos. A ação destas correntes parece ter sido responsável pela distribuição equitativa do material detrítico fino e orgânico por toda a Bacia.

A grande plataforma estável que circundava as porções setentrionais e orientais da Bacia, por seu estado de adiantada peneplanção, resultante das ações glaciais e posteriormente fluviais durante o Carbonífero, não podia contribuir senão com pequena quantidade de material detrítico muito fino.

O clima quente e pouco chuvoso durante a fase inicial do Irati passando posteriormente a frio e chuvoso com alternância de épocas quentes e secas, conforme estabelece AMARAL .... (1967)³, deve ter sido responsável pela deposição dos calcários basais que aparecem em maior abundância na metade norte da bacia, antecedendo a uma sedimentação detrítica fina que já acontecia na metade sul. O mesmo autor propõe que em tal ambiente climático as zonas marginais eram propícias ao desenvolvimento de vida animal e vegetal em grande intensidade, convertendo-se em fonte de detritos orgânicos que se espalharam pela ação de correntes e mesmo ventos, pelo resto da Bacia.

Ao sul, espremida entre áreas cratônicas,

Plataforma Brasileira ao norte e Plataforma Patagônica ao sul, a então embrionária Cadeia Intra-continental Herciniana recebe grande volume de sedimentos terrígenos. Parte deste material deve ter sido levado pelas correntes que se dirigiam para o norte. A maior espessura do Irati no Uruguai e a abundância das intercalações de siltitos na parte meridional da Bacia parece resultar destes processos. Nesta região, a taxa de sedimentação mais elevada poderia, por outro lado, causar uma diminuição da espessura da lâmina d'água, por elevação do fundo, criando uma barreira que permitisse uma relativa estagnação e conseqüente estratificação das águas no interior da Bacia.

Também relacionada com a evolução da referida Cadeia Herciniana, na zona da Pré-Cordilheira Antina é encontrada a Formação Choiyoy, de idade permiana (AUBOIN & BORRELO; .... 1966)⁴, composta por espessos pacotes de andesitos e riolitos. As camadas bentoníticas, até hoje apenas identificadas no Rio Grande do Sul, podem ter resultado da deposição eólica de cinzas vulcânicas provenientes desta região.

Assunto dos mais controvertidos, o ambiente de deposição da Formação Irati é discutido por vários autores, dentre os quais se destacam BEURLIN (1957)⁵, MENDES (1961, 1963, 1966 e 1967)^{18,19,20,21}, SANFORD & LANGE (1960)²⁴.

AMARAL (1967)³, após discutir opiniões anteriores e acrescentar novos dados, propõe como ambiente de deposição um grande lago de águas estagnadas que se comunicava com o mar na zona sul da bacia.

Tendo em vista as condições tectônicas regionais, parece óbvio a influência marinha na deposição da Formação Irati, pelo menos na porção meridional da Bacia.

Considerando que, via de regra, os folhelhos pretos são pobres em registros fósseis, consequência das péssimas condições para vida no ambiente em que são depositados, a interpretação deste mesmo ambiente a partir de dados paleontológicos não é das mais seguras.

A deposição de folhelhos pretos retrata pois, perfeitamente, as condições ambientais no Permiano inferior da Bacia do Paraná, as quais não se afastaram muito daquelas propostas por TRASK (1951)²⁵, anteriormente apresentadas.

Variações locais do tipo de material detrítico fornecido pela área fonte e do suprimento de matéria orgânica; perturbações na massa d'água aumentando sua oxigenação; e modificações climáticas, todas perfeitamente admissíveis numa região tão vasta como essa em que

se depositou o Irati, foram responsáveis pelas várias fácies que acompanham os folhelhos pretos.

O CHATTANOOGA SHALE

O Chattanooga Shale do Devoniano superior (HASS, 1952)¹³ constitui o depósito inicial de uma transgressão marinha que, partindo da geosinclinal apalachiana se estendeu para oeste sobre uma plataforma aplainada estável, cobrindo a região centro-leste da América do Norte, por uma superfície de aproximadamente 200.000 milhas quadradas com uma espessura média de 6 metros aumentando para 30 metros na margem leste e em alguns locais até 120 metros como é o caso da Bacia de Illinois, mostrando uma notável constância em seus aspectos estratigráficos e sedimentológicos.

Estratigraficamente, segundo CONANT & SWANSON (1961)⁸, o Chattanooga Shale é dividido em dois membros, Doweltown o inferior e Gassaway o superior.

O Membro Doweltown é constituído essencialmente por folhelhos pretos com algumas intercalações de lamitos cinzentos na parte superior e em alguns locais com intercalações de siltitos calcários na porção basal, onde ocorre, interdigitado, em certas partes da Bacia, um membro arenítico de granulção final denominado Hardin Sandstone. Uma fina camada bentonítica, denominada Center Hill, aparece na porção superior.

O Membro Gassaway é constituído por um conjunto maciço de folhelhos pretos betuminosos, com raras intercalações de lamitos em sua porção média. Na região noroeste da bacia ocorre intercalado na porção basal um membro arenítico denominado Bransford Sandstone.

O conteúdo fossilífero é pequeno, representado apenas por conodontes, esporos de plantas terrestres, fragmentos de madeira, escamas e fragmentos de esqueletos de peixes muito esparsos. A única evidência de vida bentônica é dada pela ocorrência local de pequenos braquiópodos.

Na época da deposição do Chattanooga Shale, a maior parte do leste dos Estados Unidos era constituída por três elementos tectônicos maiores. Uma bacia alongada subsidente, sua área cratônica adjacente a leste, e uma plataforma interior a oeste, conforme pode ser visto na fig. n° 2.

Uma descrição detalhada sobre a localização, dimensões e história geológica da referida

área subsidente pode ser encontrada em KAY (1951)¹⁵, que a apresenta como exemplo de uma exogeossinclinal.

A massa de sedimentos ali depositados, com uma espessura de 3.000 metros, é constituída por arenitos grosseiros e camadas vermelhas de origem continental, com algumas intercalações de folhelhos carbonosos de origem marinha. A grande confusão de tipos diversos de rochas sedimentares interdigitados, conhecida apenas em parte, indica uma subsidência contínua, com variações freqüentes da posição das linhas de praia, acarretando contínua mudança no ambiente deposicional.

A superfície, altitude e mobilidade da área cratônica, situada a leste da exogeossinclinal, só pode ser inferida a partir dos sedimentos que preenchem esta última e através de informações esparsas de rochas metamórficas que ocorrem em sua porção setentrional. Consistia em uma região montanhosa alongada, tectonicamente ativa, que ocupava parte da área que hoje constitui a planície costeira atlântica da América do Norte.

Enquanto a exogeossinclinal e a área cratônica estiveram tectonicamente ativas, o terceiro elemento maior constituía uma plataforma estável, conforme atestam a continuidade em espessura e litologia das camadas do Devoniano superior que cobre essa imensa área.

A estabilidade desta plataforma foi quebrada apenas em alguns locais, com intensidades variáveis. A Bacia de Michigan e de Illinois, a área positiva de Ozark cuja mobilidade notável no Paleozóico foi reduzida durante o Devoniano, são os acidentes maiores.

As áreas marginais de norte e sul constituíam grandes regiões planas de costa levemente acima do nível do mar.

Dêste modo, deixando de lado os acidentes acima citados, durante o Devoniano superior a grande plataforma interior pode ser descrita como uma região estável, a não ser no que se refere abaixamento muito lento da área ocupada pelo vasto mar epicontinental em que foi depositado o Chattanooga Shale.

As fontes de sedimentos detríticos podem ser enquadradas em quatro áreas principais. A grande área cratônica a nordeste, as terras baixas das margens sudeste, sul e sudoeste, a área positiva de Ozark, e áreas insulares esparsas.

O material fornecido por estas áreas parece ter sido transportado por uma lenta tração de fundo, por suspensão aquosa e em parte eólica. O transporte por correntes parece ter sido o

processo mais efetivo uma vez que o material fino fornecido pelas terras baixas foi largamente distribuído por grandes distâncias, o mesmo acontecendo com o material trazido da área cratônica. Este, particularmente fino, uma vez que após terem sido os componentes iniciais grosseiros depositados na exogeossinclinal, foi levado a grande distância em suspensão.

O transporte de partículas finas pelo vento deve ter contribuído para a sedimentação. A deposição da bentonita de Center Hill é uma prova dêste fato.

A agitação suave e repetida das águas por ondas e correntes perturbavam continuamente a lama, classificando-a muito bem e espalhando-se pelo fundo. A laminação fina, tipicamente irregular e descontínua parece ter resultado dêste repetido retrabalhamento dos sedimentos por longo período de tempo.

Cálculos efetuados pelos autores estimam uma taxa de acumulação extremamente lenta, da ordem de 30 centímetros em cada 150.000 anos, o que denota o pequeno volume de sedimentos fornecidos pelas áreas fontes.

CONANT (1953)⁷ e CONANT & SWANSON (1961)⁸, após a apresentação e discussão de uma série de idéias emitidas por vários autores, declaram que as idéias envolvendo a deposição em águas profundas são inconsistentes e concluem que o Chattanooga Shale foi depositado em águas rasas, mais ou menos 30 metros, e em alguns casos, na proximidade das praias, sob poucos metros de água.

CONCLUSÕES

A despeito das diferenças paleogeográficas existentes entre as áreas de deposição da Formação Irati e do Chattanooga Shale, a sedimentação dos folhelhos pretos que caracterizam estas duas formações teve lugar em condições paleotectônicas regionais muito semelhantes, as quais os enquadram perfeitamente no quinto tipo de ambientação de deposição apresentado na classificação de DUMBAR & RODGERS (1957)¹⁰, ou seja, finos pacotes de folhelhos pretos com grande distribuição horizontal, depositados em plataformas

Tal quadro paleotectônico caracterizou-se por uma estabilidade muito grande da área de deposição, a qual era, em sua maior parte, circundada por terras baixas também estáveis que asseguravam lento e contínuo fornecimento do material detrítico fino. Este sedimentava junto com matéria orgânica proveniente de organismos

animais e vegetais, que se desenvolviam no ambiente, ou eram trazidos do continente onde a vida vegetal era favorecida pelas condições climáticas.

A presença de áreas subsidentes, situadas ao lado de áreas positivas, influenciou apenas de modo indireto sobre a deposição de folhelhos pretos. Seu papel resumiu-se em receber a grande carga de sedimentos terrígenos grosseiros, permitindo que o material fino em suspensão ultrapassasse seus limites geográficos, indo depositar-se também sobre a plataforma estável.

Sempre que as margens mostrassem mobilidade tectônica, a deposição dos folhelhos pretos cedia lugar à formação de depósitos mais grosseiros.

A deposição de siltitos acontecia quando o aumento da sedimentação detrítica fina diminuía a proporção de material organógeno ou, ainda, quando perturbações ambientais ocasionavam a oxigenação da interface água/sedimento, destruindo a matéria orgânica.

Por outro lado, a deposição de calcários, freqüentes no Irati, só ocorreu nas áreas em que as condições climáticas eram favoráveis e onde a taxa de sedimentação detrítica chegava ao mínimo.

Particularmente, para a Formação Irati, as variações faciológicas abordadas por MENDES et alii (1966)²⁰ resultam da interação destes vários processos, os quais foram mais acentuados que aqueles que atuaram na deposição do Chattanooga Shale, muito mais homogêneo e contínuo-

gard sur la géologie de la cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. *Bulletin de la Société Géologique du France*, Paris, 7(8): 1050-70, 1966.

5. BEURLEN, K. (1957) — Faunas salobras fósseis e o tipo ecológico paleogeográfico das faunas gonduânicas do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 29(2): 229-41, 1957.
6. CAORSI, J. H. & GOÑI, J. C. (1958) — Geología uruguaya. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, Montevideo, 37, 1958.
7. CONANT, L. C. (1953) — Shallow-water origin of the Chattanooga Shale. *Bulletin [of] the Geological Society of America*, New York, 64: 1529-30, 1953.
8. — & SWANSON, V. E. (1961) — Chattanooga shale related rocks of central Tennessee and Nearby areas. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, 357, 1961.
9. DELANEY, P. J. V. & FORMOSO, M. L. L. (1960) — Ocorrência de uma chamada bentonita no município de São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Boletim [da] Escola de Geologia*, Porto Alegre, 2: 1-13, 1960.
10. DUMBAR, C. O. & ROGERS, J. (1957) — *Principles of stratigraphy*. London, John Wiley, 1957.
11. HARRINGTON, H. J. (1950) — Geologia del Uruguay oriental. *Contribuciones Científicas [de la] Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Serie E. Geologia*, Buenos Aires, 1, 1950.
12. — (1956) — Argentina. In: JENKS, W. F., ed. — *Handbook of South American geology. Memoirs [of] the Geological Society of America*, New York, 65, 1956.
13. HASS, W. H. (1952) — Age and correlation of Chattanooga shale and the Maury formation. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, 286, 1952.
14. HUENE, F. von (1941) — A idade Permiana Inferior de todas as camadas contendo Mesossaurios. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 6: 1-64, 1941.
15. KAY, M. (1951) — North American geosynclines. *Memoirs [of] the Geological Society of America*, New York, 48: 143, 1951.
16. LOCZY, L. (1966) — Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gonduânica do Paraná e do seu embasamento. *Bo-*

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

1. ALMEIDA, F. F. M. (1967) — Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim [da] Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 241, 1967.
2. — & BARBOSA, O. (1953) — Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Boletim [da] Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 143: 1-96, 1953.
3. AMARAL, S. E. (1967) — *Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da formação Irati no Estado de São Paulo*. São Paulo, 1967. Tese (Livre Docência em Geologia) — Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.
4. AUBOIN, J. & BORRELLO, A. V. (1966) — Chaines andines et chaines alpines; re-

- letim [da] Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 234, 1966.
17. MAACK, R. (1952) — Die Entwicklung Gondwana Schichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Karro Formation Suedafrikas. In: CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 19°, Alger, 1952 — Symposium sur les Séries du Gondwana. Alger, 1952.
  18. MENDES, J. C. (1961) — Algumas considerações sobre a estratigrafia da bacia do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, 4-5: 3-33, 1961.
  19. — (1963) — Novos aspectos da estratigrafia das camadas gonduânicas da bacia do Paraná. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 38(226): 189-92, 1961.
  20. —; FULFARO, V. J.; AMARAL, S. E.; LANDIM, P. M. B. (1966) — A Formação Irati e fácies associadas. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 15(3): 23-45, 1966.
  21. — (1967) — The Passa Dois Group (The Brazilian portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J. J. et alii, ed. — *Problems in Brazilian Gondwana geology*. Curitiba, CNPq, 1967. p. 119-68.
  22. ROCHA CAMPOS, A. C. (1967) — The Tubarão Group (The Brazilian portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J. J. et alii, ed. — *Problems in Brazilian Gondwana geology*. Curitiba, CNPq, 1967. p. 27-102. [I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology].
  23. SALAMUNI, R. & BIGARELLA, J. J. (1967) Passa Dois Group. In: BIGARELLA, J. J. et alii, ed. — *Brazilian Gondwana geology; excursion n° 3: guide book*. Curitiba, CNPq, 1967. p. 5-17.
  24. SANFORD, M. R. & LANGE, F. W. (1960) — Basin-study approach to oil evaluation of the Paraná miogeosyncline of South Brasil. *Bulletin [of] the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 44(8): 1316-70, 1960.
  25. TRASK, P. D. (1951) — Depositional environment of black shale. *Program of the Annual Meeting-1951, American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 23/26: 1-44, 1951.
  26. TWENHOFEL, W. H. (1950) — *Principles of sedimentation*. New York, McGraw-Hill, 1950. 673p.

Fig. nº 1

Fig. nº 2