

# BACIA DOS PARECIS

## PARECIS BASIN

Luiz Peixoto de Siqueira<sup>(1)</sup>

**RESUMO** — Análise, interpretação e integração de dados e informes geológicos disponíveis sobre a província sedimentar fanerozóica, situada no centro-oeste do Brasil, entre as bacias do Paraná e Solimões, revelam uma grande bacia com subsidência prolongada de grande amplitude e preenchimento sedimentar da ordem de 6 000 m, do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. Foram reconhecidos na seqüência tida como paleozóica folhelhos carbonosos radioativos, prováveis geradores de hidrocarbonetos, arenitos com boas características de rochas-reservatório, e folhelhos, siltitos argilosos, lamitos e horizontes gipsíferos representando o elenco de rochas selantes. Importante atividade tectônica, em parte contemporânea à sedimentação paleozóica, e reativações tectônicas a partir do Neocarbonífero-Permiano propiciaram condições de desenvolvimento de trapas estruturais, estratigráficas e combinadas. Apresentando similaridades com as bacias do Solimões e Amazonas, ambas portadoras de óleo e gás, aqui denominada Bacia dos Parecis, embora sem registros diretos de óleo e gás, apresenta-se como atrativa para pesquisa de hidrocarbonetos.

**ABSTRACT** — *The analysis, interpretation, and integration of available geological data and information on central western Brazil's Phanerozoic sedimentary province, located between the Paraná and Solimões Basins, indicates the existence of a large basin marked by an extended subsidence of great amplitude and sedimentary filling some 6,000 m thick from the Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic. Within the sequence labeled Paleozoic, it has been possible to identify radioactive carbonaceous shales (likely hydrocarbon source rocks); sandstones with good reservoir-rock characteristics; and shales, clayey siltstones, pebbly mudstones, and gypsiferous horizons, all acting as sealing rocks. Important tectonic activity partly contemporaneous with Paleozoic sedimentation as well as tectonic reactivation as from the Neo-carboniferous Permian fostered the development of structural, stratigraphic, and combination traps. As defined herein, the Parecis Basin reveals similarities to the oil and gas-bearing Solimões and Amazonas Basins and although no direct evidence of gas or oil has been found, the Parecis may be considered an attractive alternative for hydrocarbon research.*

(Originais recebidos em 29.08.88.)

### 1 — INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis, anteriormente designada como Parecis/Alto Xingu (SCHOBENHAUS FILHO & CAMPOS, 1984), situa-se no centro-oeste brasileiro, entre as bacias do Solimões e Paraná, definindo com estas o conjunto de bacias paleozóicas brasileiras adjacentes à depressão subandina (fig. 1).

Até 1974, a geologia da bacia era muito pouco conhecida, sendo referida apenas em trabalhos de reconhecimento, dentre os quais merecem destaque os de OLIVEIRA (1915) e LOBATO *et alii* (1966). No início da década de 70, a Companhia de Pesquisa de Recursos

Minerais (CPRM) executou na região para o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), dentre outros, os projetos Centro-Oeste do Mato Grosso, Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Apiacás-Caiabis, Manissauá-Missu e Sudeste de Rondônia, que, juntos, cobrem totalmente a área da bacia. O primeiro destes em escala 1:500 000 e os demais na escala 1:250 000 tiveram seus resultados respectivamente apresentados por PADILHA *et alii* (1974), FIGUEIREDO *et alii* (1974), RIBEIRO FILHO *et alii* (1975), COSTA *et alii* (1975), LIMA *et alii* (1975), ARAUJO *et alii* (1975) e PINTO FILHO *et alii* (1977). Tais projetos consistiram em mapeamento geológico sistemático, às

1 - DEPEX/SEBINT  
Av. República do Chile, 65,  
Centro, CEP 20132, Rio de  
Janeiro, RJ, Brasil.

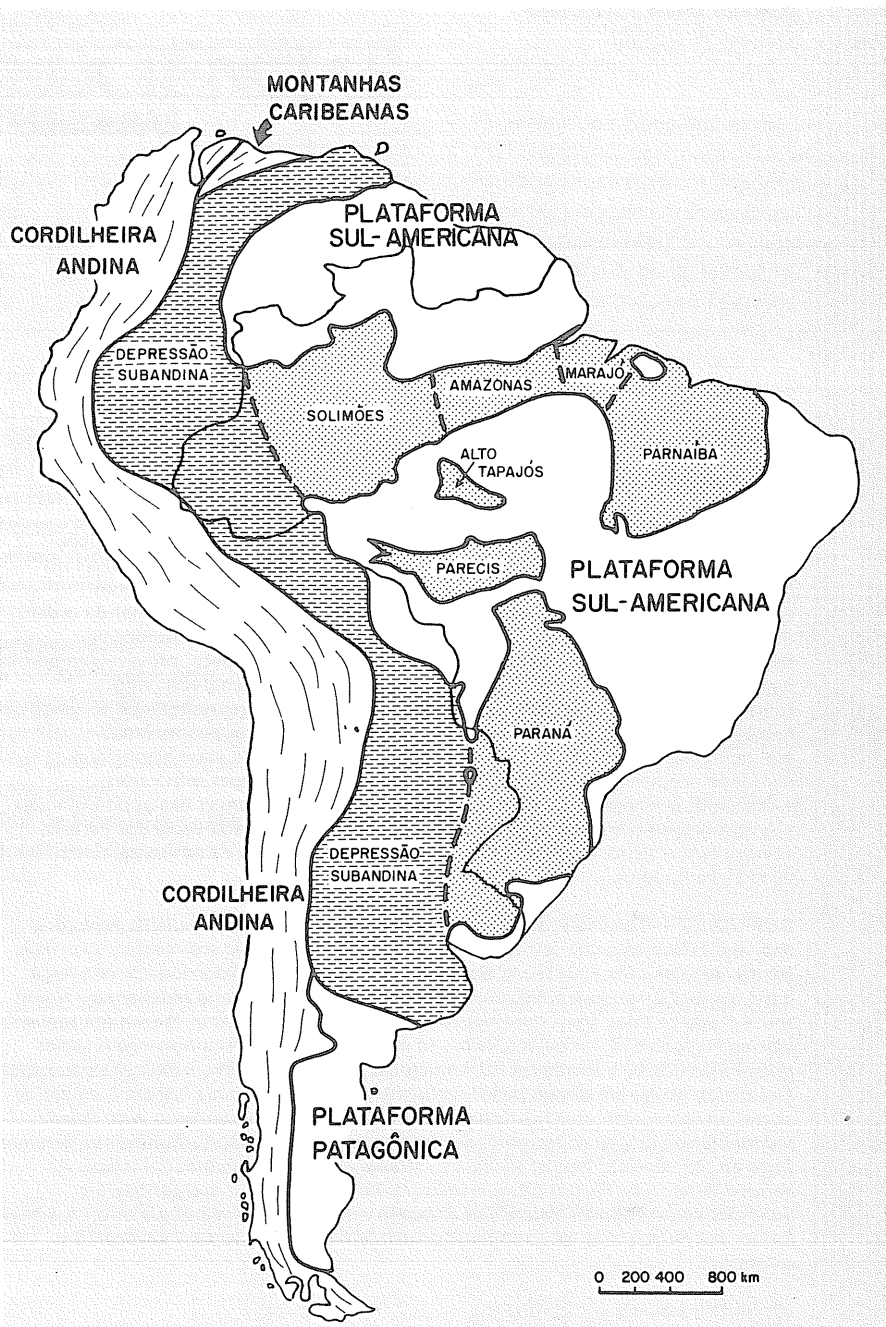


Fig. 1 - Bacias paleozóicas brasileiras e suas relações com a região andina.  
 Fig. 1 - Brazilian Paleozoic basins and their relation to the Andean region.

vezes acompanhado de reconhecimento geoquímico (fig. 2).

Expressivas contribuições para o conhecimento da estratigrafia e estrutura da seqüência paleozóica foram obtidas com a execução dos projetos Pesquisa de Calcário em Presidente Hermes (mapeamento geológico 1:25 000 e perfuração de 35 poços rasos com testemunhagem contínua) e Prospecção de Carvão Energético no Sudeste de Rondônia (mapeamento geológico 1:100 000, perfuração de poço com 941 m e testemunha-

gem contínua, 44 km de seções de eletroresistividade e sísmica de refração rasa, em superposição), com resultados respectivamente apresentados por FREITAS *et alii* (1978) e SOEIRO *et alii* (1982).

Estes trabalhos têm indicado sedimentação predominantemente continental compondo seqüência pouco espessa, sem despertar interesse para a pesquisa de hidrocarbonetos. Todavia, a integração dos diversos dados disponíveis, na referida província sedimentar, executada pelo

Setor de Bacias Interiores do Departamento de Exploração da PETROBRÁS a partir de agosto de 1987, revelou a Bacia dos Parecis como detentora de pré-requisitos que a situam como atrativa para pesquisas de petróleo, sendo atualmente alvo de investimentos da PETROBRÁS em trabalhos exploratórios para avaliação de suas potencialidades petrolíferas.

Do ponto de vista da valorização da bacia, em termos de perspectivas petrolíferas, destacam-se as contribuições representadas pelos trabalhos de BREVILLE *et alii* (1977, mapa gravimétrico da América do Sul, 1:10 000 000), CRUZ (1980, palinologia) e GEOFOTO (1982a, b, aeromagnetometria e gamaespectrometria 1:250 000).

## 2 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Alongada na direção geral W-E, a Bacia dos Parecis apresenta uma área aproximada de 500 000 km<sup>2</sup>. Estende-se desde o sudeste do estado de Rondônia, atravessando o estado do Mato Grosso até perto de seu limite com o estado de Goiás.

Contém cerca de 6 000 m de sedimentos do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico e inclui rochas vulcânicas (derrames e diques) do Cretáceo. Seus sedimentos são predominantemente siliciclásticos. Algumas camadas de calcário são encontradas possivelmente no Siluriano e encerrando o Carbonífero, este último portador de freqüentes níveis de gipsita e algumas lentes de carvão. Adicional manifestação magmática quimberlítica do Cretáceo ocorre em suas margens, predominantemente no embasamento, todavia são encontrados alguns quimberlitos atravessando a seqüência sedimentar.

Os sedimentos paleozóicos, no sudeste de Rondônia, acham-se estruturados em dois grabens muito bem definidos de direção geral W-E, convergentes, que se unem a leste, definindo a aqui denominada Fossa Tectônica de Rondônia. No restante da bacia, estão distribuídos em ampla depressão alongada do tipo sinclise, ligeiramente assimétrica, ocupando a faixa central leste-oeste do estado do

Mato Grosso, em cuja metade ocidental se localiza um grande baixo gravimétrico (fig. 3), indicativo da presença aí das maiores espessuras da coluna sedimentar. Esta feição gravimétrica alongada na direção WNW, com desvio do campo regional da ordem de  $-40$  mgal, alinha-se perfeitamente com o Gráben de Pimenta Bueno, o gráben setentrional da Fossa Tectônica de Rondônia, podendo representar sua continuação para sudeste numa extensão adicional da ordem de 500 km por baixo da seqüência neopaleozóica-mesozóica.

As margens sul e sudoeste da bacia são bem definidas e balizadas, respectivamente, pelo Arco do Alto Xingu (ALMEIDA, 1983) e pelo aqui denominado Arco do Rio Guaporé. Este último se alinha e se interliga com os arcos de Iquitos e Assunção (fig. 3).

Um arco interno, realçado por contornos gravimétricos, é ora referido como Arco da Serra Formosa, por se localizar nas imediações da serra homônima entre os altos cursos dos rios Juruena e Xingu, correspondentemente nas regiões da Chapada dos Parecis e Espanador do Xingu. O Arco da Serra Formosa separa dois depocentros superimpostos à bacia, de oeste para leste respectivamente no intervalo Triássico a Cretáceo e no Terciário (fig. 4).

O rápido acúmulo de dados da década de 70 na bacia resultou em interpretações diferentes para a sua evolução geológica e propiciou subdivisões estratigráficas com denominações ora formais, ora informais de unidades com idades e posições estratigráficas conflitantes, principalmente no segmento paleozóico da coluna sedimentar.

Correlações estratigráficas com unidades da Bacia do Paraná têm sido tentadas em alguns setores da Bacia dos Parecis por BARBOSA *et alii* (1966), COSTA *et alii* (1975) e PINTO FILHO *et alii* (1977), atribuindo a algumas unidades desta denominações idênticas às das suas homólogas daquela bacia.

A nova tentativa de correlação com as unidades cronolitoestratigráficas das bacias dos Solimões, Amazonas, Paraná, Parnaíba e bacias da região subandina (fig. 5) está baseada nos trabalhos de COSTA *et alii* (1975), PINTO FILHO *et alii* (1977), FREITAS *et alii* (1978), LEAL *et alii* (1978), CRUZ (1980), SOEIRO *et alii* (1982), CAPUTO (1984) e ZALÁN *et alii* (1986). Na ausência de trabalhos adicionais, persistem as controvérsias referentes às idades das formações mais inferiores da Bacia

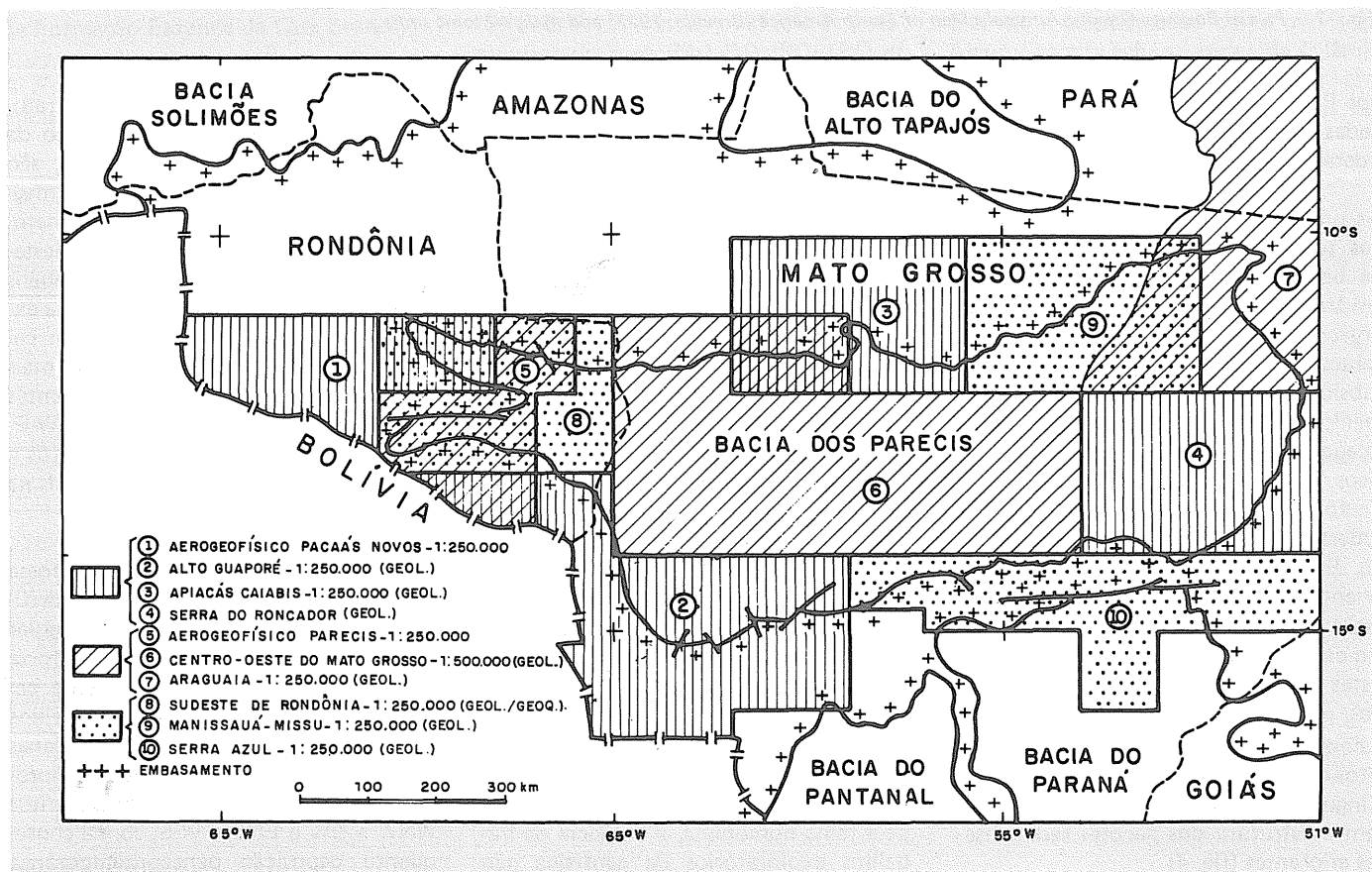


Fig. 2 - Levantamentos sistemáticos (geologia/geoquímica e geofísica).  
Fig. 2 - Systematic surveys (geological/geochemical and geophysical).

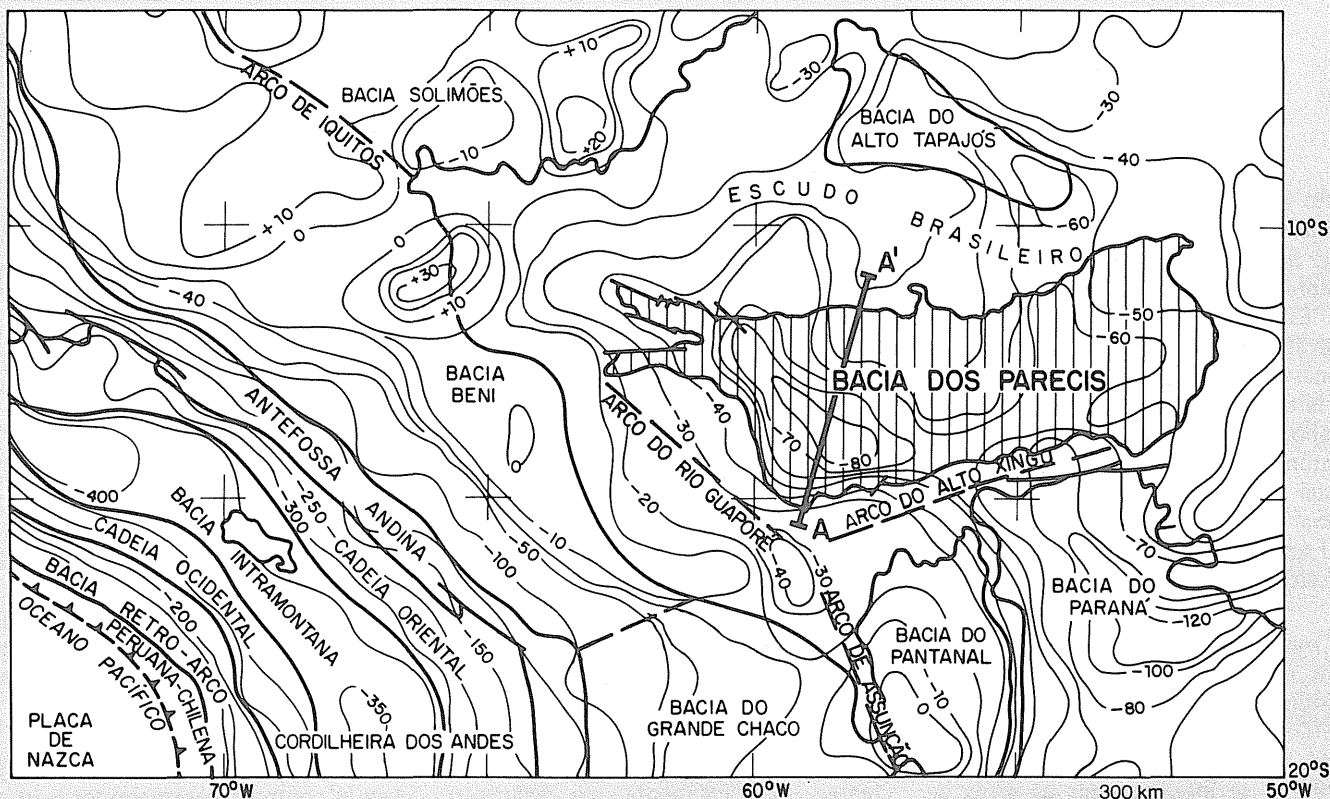


Fig. 3 - Mapa gravimétrico Bouguer parcial da América do Sul (BREVILLE, 1977) e unidades tectônicas principais.  
Fig. 3 - Partial Bouguer Gravity Anomaly Map of South America (Breville, 1977) and main tectonic units.

dos Parecis e suas relações com as unidades das demais bacias paleozóicas consideradas.

As unidades estratigráficas ora concebidas se arranjam diferentemente através da bacia, definindo colunas específicas em três porções distintas com diferentes organizações estruturais. Cada porção se caracteriza por sua própria evolução de subsidência assinalando interrupções, reedições e máximos de subsidência verificados em períodos geológicos específicos. A porção ocidental ou Fossa Tectônica de Rondônia localiza-se no sudeste de Rondônia. As porções central ou Baixo Gravimétrico dos Parecis e oriental ou Depressão do Alto Xingu estão situadas respectivamente no centro-oeste e centro-leste de Mato Grosso. Estes três compartimentos estão limitados, entre si, por dois divisores de águas e contém interiormente, pela ordem, os altos cursos dos rios Ji-Paraná, Juruena e Xingu, cujos padrões de drenagem refletem a estrutura dos pacotes sedimentares aflorantes (fig. 4).

### 3 - FOSSA TECTÔNICA DE RONDÔNIA

A Fossa Tectônica de Rondônia compõe-se de dois grábens de direção geral WNW, convergentes para leste, entre si, separados por um alto de embasamento cristalino denominado Alto Estrutural de Rio Branco do Guaporé (SOEIRO *et alii*, 1982). No gráben setentrional, com cerca de 225 x 40 km, limitado a norte e sul respectivamente pelas falhas Presidente Hermes e Itapã, e conhecido como Gráben de Pimenta Bueno (PINTO FILHO *et alii*, 1977), seções de sísmica de refração rasa e eletrorresistividade (SOEIRO *et alii*, 1982) permitem estimar em 1 300 m a espessura da coluna sedimentar e propiciam visualizar altos e baixos estruturais alternados, definindo uma estrutura interna de blocos falhados.

No gráben meridional, ora denominado Gráben do Colorado, limitado ao norte pela falha homônima, a ausência de trabalhos exploratórios de geofísica não tem permitido avaliar sua estrutura interna nem a espessura da coluna sedimentar.

As principais direções de falhas e fraturas do embasamento, fora e dentro da área de sedimentação fanerozóica, são bem representadas por lineamentos magnéticos visíveis nos mapas aeromagnetométricos (GEOFOTO, 1982a, b). Destacam-se as falhas dos bordos dos grábens referidos, que para leste perdem sua expressão em superfície por estarem capeadas pelas unidades litológicas mais recentes. São mais nítidos e persistentes os lineamentos NW, NNW, NE e W-E, nas mesmas direções dos falhamentos e fraturas registradas em diversos locais na Bacia dos Parecis.

A drenagem superimposta nesta fossa tectônica evolui de um padrão dendrítico local para um padrão sub-retangular preponderante (fig. 4), em face do forte controle exercido predominantemente pelas falhas limítrofes dos altos e baixos estruturais. Apresenta registros apenas paleozóicos de afundamentos comprovadamente governados por falhamentos WNW a NW e ENE a W-E, com a consequente deposição penecontemporânea de paraconglomerados ao seu longo, nos bordos dos blocos subsidentes, e arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem, em

direção ao centro da fossa, observando-se a interveniência de algum calcário.

A coluna sedimentar está representada, da base para o topo, pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca, como aqui definidas, que correspondem às unidades PCI, PCII e PCIII de PINTO FILHO *et alii* (1977). As rochas magmáticas são representadas pela Formação Anari (basaltos) e por algumas intrusões quimberlíticas do Cretáceo.

A perfuração de 35 poços rasos para a pesquisa de calcário em Presidente Hermes atravessou a parte basal da Formação Cacoal. O poço PB-1-RO, executado na prospeção de carvão a 70 km SE de Pimenta Bueno com profundidade de 941 m, sem ter atingido o embasamento, atravessou inteiramente a Formação Pimenta Bueno, além de penetrar em seus 80 m finais a Formação Cacoal e em seus 100 m iniciais a parte inferior da Formação Fazenda da Casa Branca.

A Formação Cacoal, aqui proposta, se inicia por conglomerados polimícticos

com matriz arcoseana, contendo clastos de até 1 m de diâmetro, de formas bastante angulosas e natureza variada (rochas básicas, ultrabásicas, vulcânicas ácidas, gnaisses, cataclastos, metassiltitos). Os conglomerados são sucedidos por calcário dolomítico róseo, contendo intercalações de siltitos carbonáticos, brechas intraformacionais e margas ferruginosas, como pode ser visto em afloramentos e nos testemunhos dos 35 furos rasos da referida pesquisa de calcário (FREITAS *et alii*, 1978). Mais acima, a Formação Cacoal passa a se representar por folhelhos micáceos marrons a vermelho-amarronzados e cinza-esverdeados a cinza-escuros, laminados, comumente físseis, duros, com intercalações de arenitos feldspáticos marrons a cremes, finos a médios, com estruturas de escorregamento. Encerra-se com camadas de calcários dolomíticos cinza a esbranquiçados, contendo nódulos de sílica e alguma gipsita, conforme apontam os dados de superfície (PINTO FILHO *et alii*, 1977) e os testemunhos do furo PB-1-RO (SOEIRO *et alii*, 1982) (fig. 4). A espessura mínima estimada para esta unidade é de 230 m.

A Formação Pimenta Bueno compõe-se de lamitos, diamictitos, arcóseos conglomeráticos, arenitos e lentes de carvão, visíveis em superfície (PINTO FILHO *et alii*, 1977), somados a gipsita e carbonatos de sua parte superior detectados em subsuperfície (SOEIRO *et alii*, 1982). Os diamictitos, na base da unidade, não apresentam estratificação e têm matriz areno-argilosa, vermelha a violácea, onde se distribuem clastos de natureza e tamanhos variáveis de até 1,5 m de diâmetro. Muitos clastos são facetados, polidos e estriados, alguns são envolvidos por verniz calcífero e os menores exibem forma de ferro de engomar. São constituídos de quartzito, vulcânicas ácidas, gnaisses, metabasito, metassiltitos, metarenitos, folhelhos, calcários oolíticos e granitóides. Camadas de argilitos vermelhos a cinza-claros, laminados, com estruturas de escorregamento, contêm seixos pingados. Argilitos marrons e siltitos esverdeados alternados e em lâminas de cerca de 2 m têm sido interpretados como varvitos. Alguma calcita acha-se associada às lâminas dos ritmitos. A parte superior, em subsuperfície, contém vários níveis de

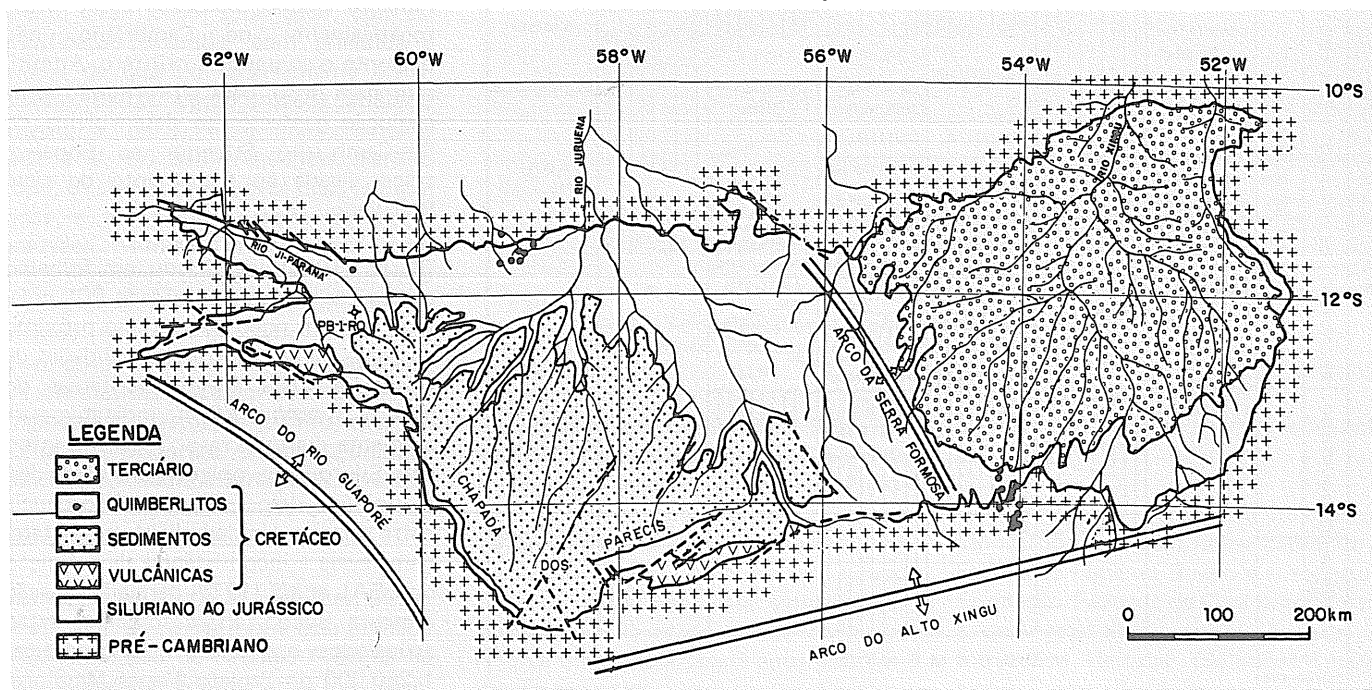


Fig. 4 - Bacia dos Parecis — mapa geológico simplificado.  
Fig. 4 - Parecis Basin: simplified geological map.

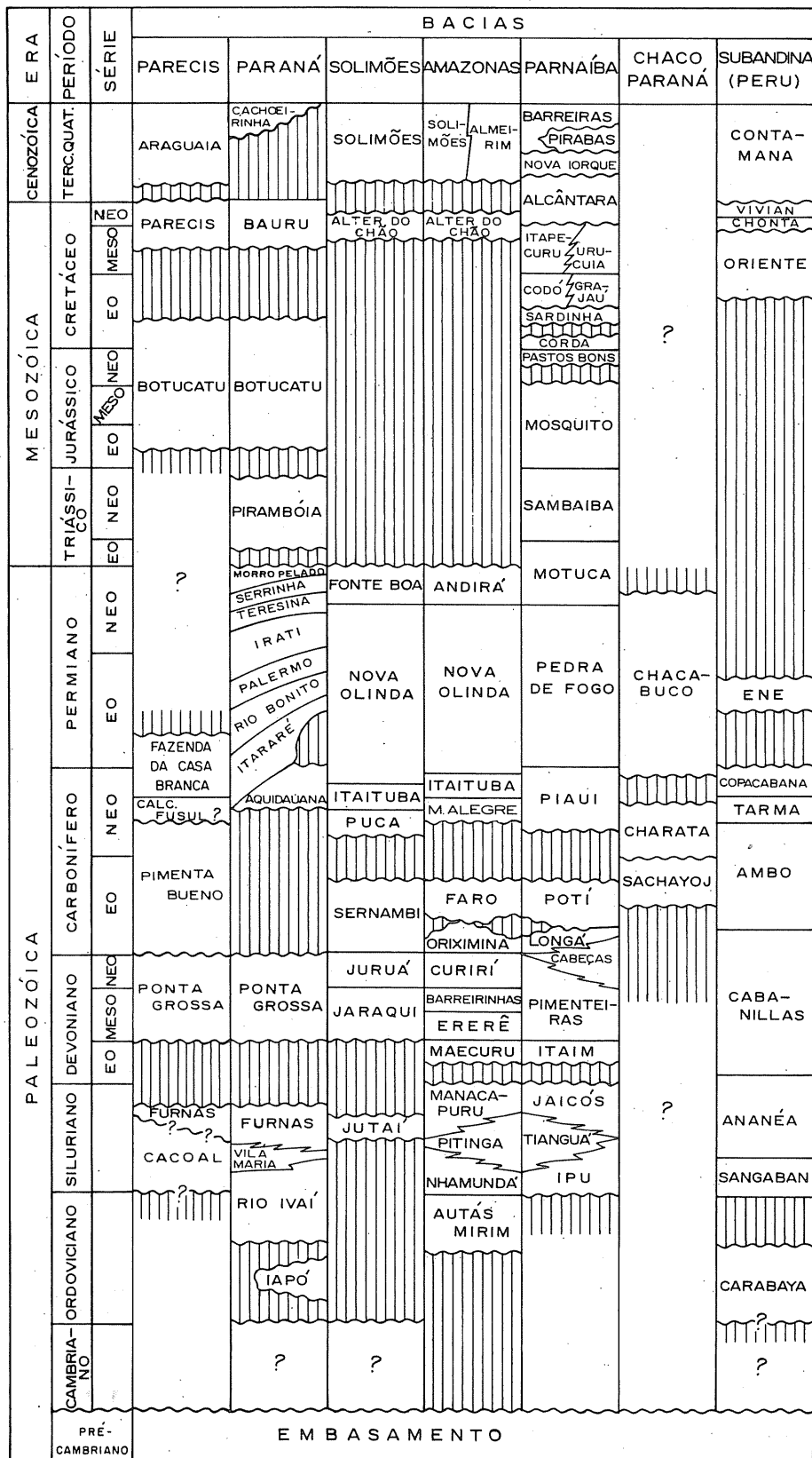


Fig. 5 - Carta de correlação estratigráfica.  
Fig. 5 - Stratigraphic correlation chart.

gipsita de até 20 cm de espessura intercalados em folhelhos e siltitos vermelhos, e se encerra com calcários dolomíticos.

Esta unidade é nitidamente discordante com a Formação Fazenda da Casa Branca, que lhe é sobrejacente, sendo de 761 m sua espessura calculada no furo PB-1-RO.

NAHASS *et alii* (1974) reconheceram pela primeira vez a presença de sedimentos glaciênicos na seqüência que viria a ser individualizada posteriormente como Unidade PCII, por PINTO FILHO *et alii* (1977).

PINTO FILHO *et alii* (1977) enquadraram no Permo-Carbonífero as unidades PCI e PCII, com base na identificação por Palma (citado por PINTO FILHO *et alii*, 1977) de polens filiados aos grupos vegetais *Pterophyta* e *Lycopodophyta*.

LEAL *et alii* (1978) colocam em dúvida a origem glacial desta unidade, reunindo-a com a Unidade PCI para, assim, definirem o que denominaram Formação Pimenta Bueno, colocada então interrogativamente no Cambriano, não obstante o conteúdo fossilífero. Admitiram além disso, para tal formação, uma evolução geotectônica desenvolvida do Pré-Cambriano Superior ao Eopaleozóico, ligada ao fechamento do ciclo Brasileiro.

CRUZ (1980) identificou em folhelho escuro carbonoso da Unidade PCI, coletado em um poço de pesquisa próximo ao rio Ji-Paraná, entre as localidades de Cacoal e Vista Alegre, acritarcas do gênero *Synsphaeridium*, indicativos de ambiente marinho raso. Sugeriu o intervalo Siluro-Eodevoniano para idade desta unidade. Isto reforça a discordância entre esta e a Unidade PCII, o que também revela a inconsistência da definição de LEAL *et alii* (1978) para a Formação Pimenta Bueno. Estes folhelhos estão assinalados nas cartas metalogenéticas 1:250 000 do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (FERREIRA & SILVA, 1982a, b, c; SILVA & ARAUJO, 1984) e se fazem

corresponder inteiramente a anomalias radiométricas extensivas, entre 350 e 600 cps, registradas nos mapas aerocintilométricos 1:250 000 (GEOFOTO, 1982a, b), conforme mostram as figuras 6 e 7. Folhelhos radioativos, também portadores de acritarcas atribuídos ao Siluriano e/ou Devoniano, ocorrem em diversas partes do mundo e são comprovadamente excelentes rochas geradoras de hidrocarbonetos. Exemplos nas bacias do Amazonas (LANGE, 1966) e Paraná (ZALÁN *et alii*, 1986) sugerem ligação destas com a Bacia dos Parecis.

Diante do exposto, restringiu-se a partir de então a denominação Formação Pimenta Bueno para substituir a denominação PCII, adotando-se a denominação Formação Cacoal em lugar de PCI. Estas unidades são colocadas provisória e respectivamente no Carbonífero Inferior e Siluriano.

A Formação Fazenda da Casa Branca constitui-se de arenitos ortoquartzíticos, arenitos feldspáticos, grauvacas, siltitos, argilitos, diamictitos e conglomerados. Sua parte inferior contém camadas de arenito rosa, branco, amarelo, pobremente classificado, subangular, com estratificação cruzada, com grânulos e seixos de quartzo esparsamente distribuídos. Estratificação cruzada tabular e estruturas de corte e preenchimento (*cut and fill*) são frequentes. Para o topo, os arenitos tornam-se mais feldspáticos e em alguns lugares passam a grauvaca vermelho-amarronzada com grãos angulares, pobremente classificada e conglomerática. Siltitos e lamitos vermelhos também ocorrem junto com diamictitos vermelhos a violáceos. Os diamictitos possuem matriz argilosa englobando clastos de granito, quartzito, gnaiss e quartzo. O topo da unidade consiste em lamitos variegados e vermelhos com manchas verdes e pequenos seixos de quartzo e *chert*.

Sem levar em conta as grauvacas, LEAL *et alii* (1978) atribuíram a esta unidade a denominação de Arenito Fazenda da Casa Branca e a consideraram discordante sobre a Unidade PCII.

PINTO FILHO *et alii* (1977) atribuíram-

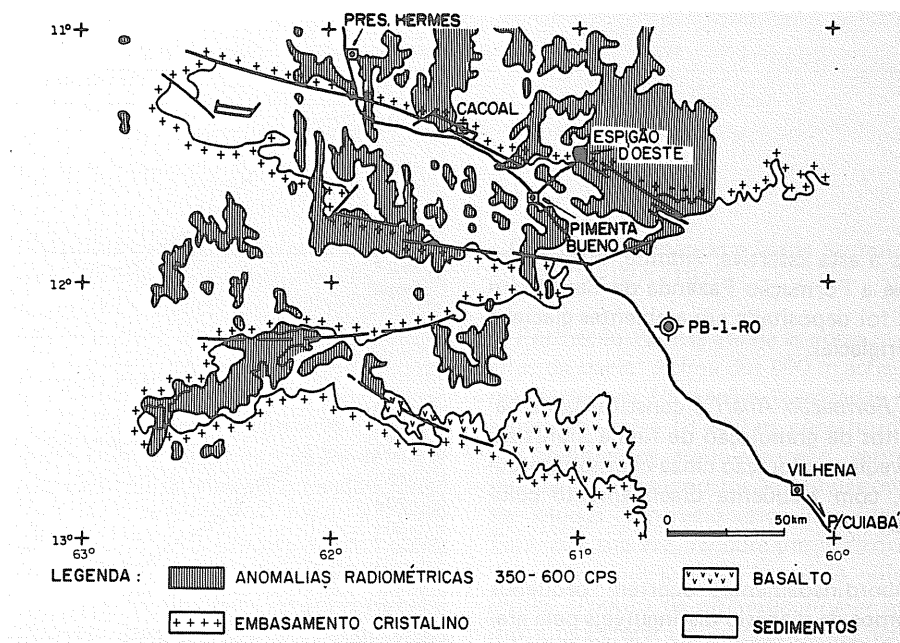


Fig. 6 - Mapa aerocintilométrico (fossa tectônica de Rondônia).  
 Fig. 6 - Aerogammaspectrometric map (Rondônia tectonic trough).

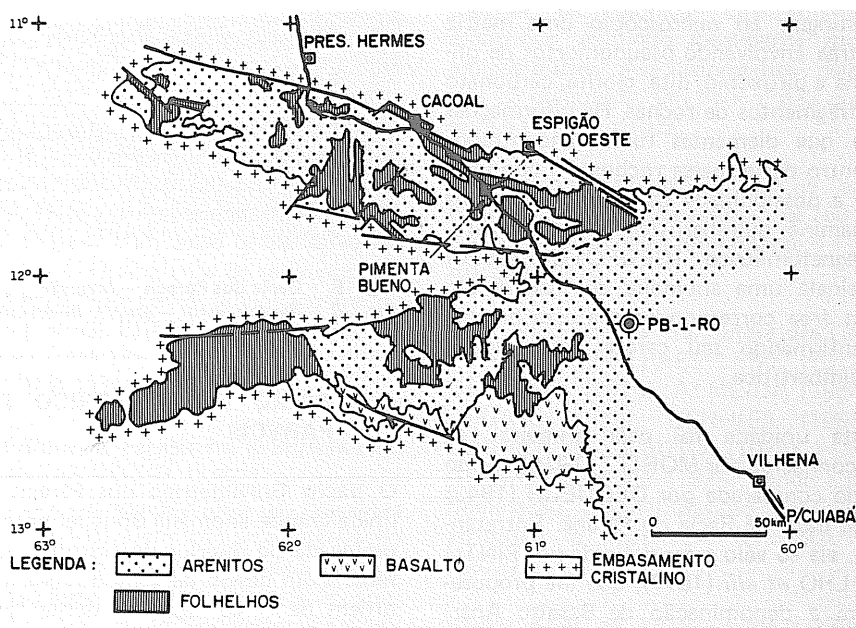


Fig. 7 - Mapa geológico simplificado (fossa tectônica de Rondônia).  
 Fig. 7 - Simplified geological map (Rondônia tectonic trough).

Ihe datação do Carbonífero Superior-Permiano, com base na identificação de fragmentos vegetais do gênero *Psaronius*. Correlacionaram-na com a Formação Aquidauana da parte noroeste da Bacia do Paraná (síncrona ao Grupo Itararé), tendo em vista similaridades litológicas. A idade assim atribuída reforça uma discordância entre esta formação e a unidade subjacente. Consideram, por outro lado, para os arenitos desta formação uma origem fluvial, enquanto LEAL *et alii* (1978) chamam a

atenção para algumas contribuições eólicas.

CAPUTO (1984) refere-se a uma formação carbonática sem nome capeando a Formação Pimenta Bueno e sotoposta à Formação Fazenda da Casa Branca, para a qual estabeleceu correlação com as formações Itaituba (Solimões/Amazonas) e Tarma (Peru), por se tratar de um calcário com *Fusulinidae*. Tal unidade, contudo, não foi reconhecida em sondagens ou trabalhos de campo subsequen-

tes a esta assertiva. Admite, além disso, que a Formação Fazenda da Casa Branca foi depositada em ambientes glacial e periglacial.

A Formação Anari é constituída de basaltos de granulação de fina a afanítica, alveolar, coloração cinza-chumbo e escura, com freqüente diaclasamento colunar.

Subordinadamente, ocorrem pequenos corpos de diabásio distinguíveis pela granulação mais grosseira, ausência de vidro vulcânico e textura geralmente ofítica. Na extremidade oeste da ocorrência dos derrames, encontra-se uma brecha básica-ultrabásica cujas amostras permitiram distinguir ao microscópio uma matriz vítrea envolvendo pseudomorfos de olivina e piroxênio, ilita, clorita, carbonato e fragmentos de rochas. Há informações de que diamantes foram encontrados dentro desta massa rochosa, o que indica a possibilidade de ser a mesma uma chaminé quimberlítica. O mapa aeromagnetométrico (GEOFOTO, 1982b) assinala uma anomalia do tipo dipolo em área correspondente a esta brecha, confirmando seu caráter de chaminé quimberlítica.

Esta unidade foi pela primeira vez reconhecida por MORITZ (1916), tendo sido comparada por DEQUECH (1943) aos *traps* da Bacia do Paraná. Entretanto, ela só veio a ser definida por PINTO FILHO *et alii* (1977), que lhe propuseram a denominação de Basalto Anari tendo em vista suas melhores exposições no rio Anari afluente do Pimenta Bueno.

Sua idade é um tanto controversa, apresentando valores K/Ar de  $208 \pm 14$  Ma (Eojurássico) (PINTO FILHO *et alii*, 1977),  $178 \pm 3$  Ma (Jurássico),  $151 \pm 2$  Ma,  $147 \pm 6$  Ma (Neojurássico) (SANTOS & OLIVEIRA, 1980) e  $111 \pm 8$  Ma (Cretáceo) (SANTOS *et alii*, 1979). Contudo, por analogia com derrames existentes em outras regiões, PINTO FILHO *et alii* (1977) consideram a idade cretácea como a mais apropriada para a Formação Anari.

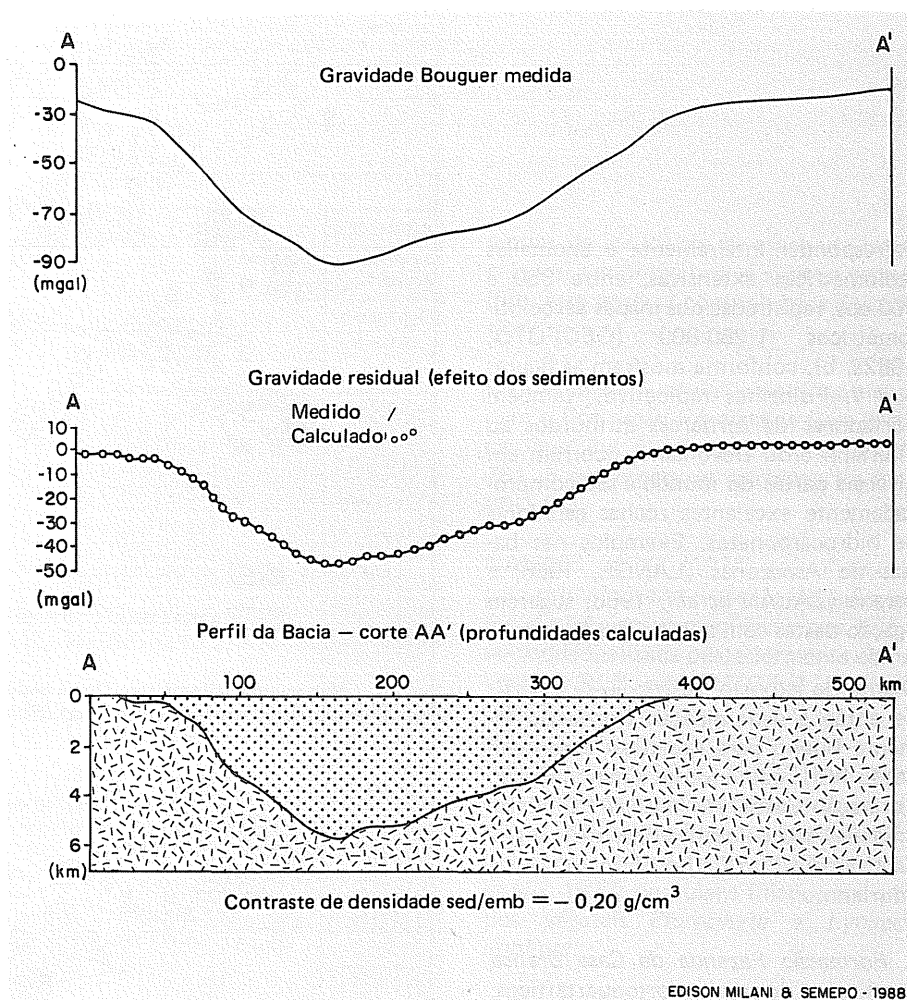


Fig. 8 - Bacia dos Parecis - inversão gravimétrica - (corte AA', fig. 3).  
Fig. 8 - Parecis Basin - gravity inversion (section AA', fig. 3).

#### 4 - BAIXO GRAVIMÉTRICO DOS PARECIS

O Baixo Gravimétrico dos Parecis é a única grande anomalia Bouguer negativa destacada no interior do cráton Amazônico. Com desvio de campo regional da ordem de  $-40$  mgal, apresenta forma elíptica alongada na direção WNW-ESE e está situada na região da Chapada dos Parecis, no oeste do Mato Grosso (fig. 3). A área de sua ocorrência abriga drenagem superimposta do tipo dendrítico arborescente, encerrada em um grande semicírculo aberto para norte (fig. 4). Apresenta registros de subsidência prolongada e de grande amplitude até o Cretáceo. Os sedimentos paleozóicos se distribuem ao longo de suas margens, contornando os litótipos representativos do Jurássico e do Cretáceo. A espessura máxima de seus sedimentos está estimada em 6 000 m, com base em modelagem gravimétrica (fig. 8) efetuada transversalmente à anomalia Bouguer referida, segundo a seção AA', assinalada na

figura 3.

O alinhamento desta anomalia com o Gráben de Pimenta Bueno, a confirmação pelo furo PB-1-RO de que a seqüência paleozóica da Fossa Tectônica de Rondônia continua para leste, a indicação da continuação por baixo da Chapada dos Parecis dos lineamentos magnéticos que correspondem aos falhamentos da referida fossa sugerem, para esta porção da Bacia dos Parecis, uma coluna sedimentar distribuída do Siluriano até o Cretáceo. Por outro lado, fica também sugerido que a sedimentação aí se desenvolveu inicialmente em um *rift* intracratônico ou IF (*Interior Fracture*, KINGSTON *et alii*, 1983), passando subsequentemente ao tipo sinéclise ou IS (*Interior Sag*, KINGSTON *et alii*, 1983), ainda no Paleozóico.

Os sedimentos aflorantes são representados, da base para o topo, pelas formações Fazenda da Casa Branca, Botucatu e Parecis. As rochas magmáticas são re-



presentadas pela Formação Tapirapuã (basaltos) e por intrusões quimberlíticas do Cretáceo.

A *Formação Fazenda da Casa Branca* foi primeiramente estudada em Mato Grosso por PADILHA *et alii* (1974), que lhe atribuíram a denominação de Eopzi (Eopaleozóico Indiviso), tendo sido posteriormente considerada como Permo-Carbonífera e informalmente nomeada Unidade CPI por OLIVATTI & RIBEIRO FILHO (1976). Tratando-se de uma extensão sem interrupção da Unidade PCIII de PINTO FILHO *et alii* (1977), passou a receber a denominação de Arenito Fazenda da Casa Branca de LEAL *et alii* (1978), atualmente Formação Fazenda da Casa Branca (CAPUTO, 1984).

A *Formação Botucatu* consiste em arenitos vermelhos a amarelos, feldspáticos, de grãos finos a médios, subarredondados a arredondados, bem classificados, alguns foscos, apresentando estratificação cruzada de larga escala. Camadas de arenitos argilosos são frequentes e ventifactos têm sido registrados. A idade desta formação foi inferida como Jurássico Superior—Cretáceo Inferior, com base na idade de sua homóloga na Bacia do Paraná. Sua espessura é estimada em 90 m, e contribuições fluviais nesta formação eólica são representadas pelas camadas de arenitos argilosos de granulação média e estratificação cruzada.

FIGUEIREDO *et alii* (1974) reconheceram esta unidade em Mato Grosso, contudo a mantiveram, como PADILHA *et alii* (1974), englobada na Formação Parecis, constituindo sua parte basal.

PINTO FILHO *et alii* (1977) mapearam no extremo oeste de Mato Grosso uma unidade de arenitos eólicos idênticos àqueles da Formação Botucatu da Bacia do Paraná, atribuindo-lhes por isso a mesma denominação.

A *Formação Parecis* consiste em arenitos avermelhados ou amarelados que ocorrem no planalto homônimo e regiões circunvizinhas. O litótipo predominante é arenito de cor esbranquiçada,

róseo-avermelhada, arroxeada ou amarelada. De granulação fina a média, às vezes grosseira, classificação boa, grãos arredondados e com superfície fosca, é feldspático, e apresenta em geral cimento constituído de óxidos de ferro, sílica, ou se encontra caulinizado. Contém níveis conglomeráticos e lentes de argilitos e siltitos de cores arroxeadas. Eventualmente, nos estratos basais a formação apresenta conglomerado de matriz abundante, bem estratificado, com intercalações de níveis de arenitos brancos ou rosados, friáveis, com grãos arredondados de boa esfericidade, fracamente feldspáticos. O conglomerado é petromítico na base, passando a ort quartzítico para o topo. Nas zonas afetadas por falhas, a formação está bastante silicificada. Sua espessura é de cerca de 90 m.

A Formação Parecis apresenta-se em nítida discordância erosiva sobre a Formação Botucatu, Formação Fazenda da Casa Branca e embasamento. Às vezes, seu contato com estas unidades se faz por falha. O ambiente de sedimentação é considerado como flúvio-lacustre ou fluvial (FIGUEIREDO *et alii*, 1974), ou fluvial (PINTO FILHO *et alii*, 1977; PETRI & FÚLFARO, 1981).

A Formação Parecis foi primeiramente citada por VOGEL (1893), referindo-se a coberturas arenosas além das nascentes do rio Batovi. Definição e caracterização mais consistentes desta unidade devem-se, contudo, a OLIVEIRA (1915), concluindo ser a mesma posterior aos basaltos da Serra de Tapirapuã e atribuindo-lhe idade cretácea superior como mais provável, com base nos restos de madeira silicificada por ele encontrados na Serra Norte, desde então correlacionando-a à Formação Bauru da Bacia do Paraná.

PADILHA *et alii* (1974) e FIGUEIREDO *et alii* (1974), como já visto, englobaram na Formação Parecis os arenitos eólicos que vieram a ser posteriormente dela separados como Formação Botucatu por PINTO FILHO *et alii* (1977).

CAMPOS & CASTRO (1978) encontraram outros exemplares de madeira sili-

cificada, confirmando a idade atribuída por OLIVEIRA (1915).

A Formação Parecis atinge as cotas mais altas da bacia. Acima dos 500 m acha-se recoberta por formações laterizadas de espessuras entre 10 e 50 m, constituídas por sedimentos argilo-arenosos, vermelho-claros, e sobrepostos a um horizonte de blocos concrecionários lateríticos. Este, por sua vez, recobre um horizonte de argilas mosqueadas, podendo representar produto de alteração *in situ* dos litótipos Parecis e correspondendo desse modo a uma unidade edafoestratigráfica desenvolvida no Terciário-Quaternário.

A *Formação Tapirapuã* constitui-se de basaltos de coloração cinza-chumbo, afaníticos, exibindo localmente zonas amigdaloidais. Associam-se-lhes diabásios de granulação um pouco mais grosseira e textura ofítica.

Cobre a extensa região da Serra de Tapirapuã, apresenta espessuras de 50 a 300 m e sotopõe-se diretamente à Formação Parecis.

Tem sido citada na literatura por EVANS (1894), PAES LEME (1912), OLIVEIRA (1915), ALMEIDA (1964), VIEIRA (1965), HENNIES (1966), CORREA & COUTO (1972) e FIGUEIREDO *et alii* (1974), sendo a denominação original Basalto Tapirapuã atribuída a CORREA & COUTO (1972).

Idades K/Ar de  $112 \pm 3$  Ma e  $126 \pm 4$  Ma (MINIOLI *et alii*, 1971) permitem situar esta unidade no Cretáceo e correlacioná-la com a Formação Anari e a Formação Serra Geral (Bacia do Paraná).

Em subsuperfície, pode-se prever nesta porção central da Bacia dos Parecis não somente as formações paleozóicas aflorantes no sudeste de Rondônia, como também as formações Furnas e Ponta Grossa, que afloram em sua porção oriental, na região do Espanador do Xingu. Também são esperados aumentos de espessuras das mesmas em direção ao centro do baixo gravimétrico aí registrado.

## 5 — DEPRESSÃO DO ALTO XINGU

Constituindo a porção oriental da Bacia dos Parecis, a Depressão do Alto Xingu está separada do Baixo Gravimétrico dos Parecis a oeste pelo Arco da Serra Formosa. Abriga uma drenagem superimposta dentrítica pinada, encerrada em um grande semicírculo aberto para o norte (fig. 4). Apresenta um registro de subsidência desenvolvido durante o Paleozóico, provavelmente desde o Siluriano até o Permiano, e outro desenvolvido apenas durante o Terciário. Os sedimentos paleozóicos distribuem-se acompanhando o semicírculo referido, enquanto os depósitos terciários ocupam a área interna, extravasando para o norte sobre o embasamento.

Ao que tudo indica, o Terciário iniciou sua deposição em depressão do tipo sinéclise contendo rochas paleozóicas com mergulhos centrípetos, determinando que a drenagem de então fosse também centrípeta. Mediante um pulso de ascensão do Arco do Alto Xingu, um basculamento terciário determinou novo comportamento para a drenagem, forçando a migração da deposição terciária para o norte. A drenagem superimposta atual acompanhou, desse modo, padrão similar ao da última drenagem do período terciário na área.

Com base em contornos gravimétricos, atingindo valores de até - 60 mgal, pode-se estimar uma espessura de até 3 000 m de sedimentos nesta sub-bacia, ficando indicada a possibilidade da existência, em subsuperfície, de *horsts* e grábens sob os sedimentos paleozóicos aflorantes, comportando sedimentos de idade correspondente à daqueles mais inferiores que afloram na Fossa Tectônica de Rondônia. A ocorrência de falhas limitando blocos afundados contendo representantes siluro-devonianos nas adjacências desta sub-bacia (COSTA *et alii*, 1975) reforça esta idéia.

A coluna sedimentar está representada em superfície, da base para o topo, pelas formações Furnas, Ponta Grossa, Fazenda da Casa Branca (Paleozóico) e Araguaia (Terciário).

A Formação Furnas ocorre na borda escarpada da Serra do Roncador, iniciando-se por arenitos conglomeráticos, esbranquiçados, feldspáticos, mal selecionados, com seixos angulosos e subarredondados, em geral pouco esféricos com até 5 cm de diâmetro. Passa gradativamente a arenitos róseos, de granulação média, mal a medianamente selecionados, com grãos angulosos a muito angulosos e esparsos seixos de quartzo de até 2 cm, angulosos a subarredondados. Apresenta estratificação plano-paralela, mergulhos de 4° convergentes para NW e espessura bastante variável. No sul, repousa diretamente sobre embasamento. Apresenta falhas e fraturas nas direções ENE e NE.

Foi reconhecida e mapeada na região do Espanador do Xingu por COSTA *et alii* (1975), que lhe atribuíram esta denominação e idade siluriana, tendo em vista sua passagem gradual para a unidade devoniana que lhe é sobreposta.

A Formação Ponta Grossa constitui-se de folhelhos, siltitos e arenitos finos de cores avermelhadas, amareladas e pardas, provavelmente secundárias. Inicia-se por uma camada de arenitos vermelhos, finamente estratificados, de granulação média a fina e muito fina, argilosos, siltíticos, micáceos, às vezes hematíticos, com grãos de quartzo muito angulosos a subangulosos exibindo superfícies picotadas, ora brilhantes, ora foscas. Passa gradativamente a folhelhos micáceos, físseis, siltitos subordinados, e níveis ferruginosos. Em seu topo aparece um pacote de arenitos finos e siltitos micáceos, hematíticos, com estratificação cruzada tabular e em cunha. Sua espessura é bastante variável e seus mergulhos de 3° a 5° são convergentes para N. Falhas de gravidade nas direções NS e NNW-SSE condicionam pequenos grábens, permitindo confinamentos locais desta formação em meio ao embasamento pré-cambriano. Superiormente está em contato de discordância erosiva com as formações Fazenda da Casa Branca e Araguaia. Sua denominação deve-se à identidade litológica e paleontológica com a Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná.

A Formação Ponta Grossa, nesta porção da Bacia dos Parecis, foi primeiramente reconhecida por BARBOSA *et alii* (1966), que na época não distinguiram a Formação Furnas em sua base.

COSTA *et alii* (1975) mapearam-na e estabeleceram suas relações de contato com as unidades superiores e inferiores. Nela, geólogos da SOPEMI encontraram vários exemplares de trilobitas e braquiópodos datados como pertencentes ao Eodevoniano.

A Formação Fazenda da Casa Branca foi reconhecida e individualizada nesta sub-bacia por COSTA *et alii* (1975), que lhe atribuíram a denominação informal de CPI, colocando-a no Carbonífero-Permiano com base em determinações de seu conteúdoossilífero e correlacionando-a com a Unidade EoPzi de PADILHA *et alii* (1974) e com a Formação Aquidauana da Bacia do Paraná.

A Formação Araguaia constitui-se de sedimentos pouco consolidados representados por siltes, areias siltosas mal estratificadas, argilas e conglomerado basal com seixos mal rolados e heterogêneos, capeando indiscriminadamente as formações paleozóicas. Foi primeiramente reconhecida na bacia de alimentação do Rio Xingu por BARBOSA *et alii* (1966).

## 6 — CONSIDERAÇÕES FINAIS

Analogamente a todas as bacias paleozóicas brasileiras, porém apresentando similaridades mais estreitas com a Bacia do Solimões, a Bacia dos Parecis iniciou-se possivelmente no Siluriano, ou um pouco antes, no Ordoviciano, com uma sedimentação quase exclusivamente marinha, assim permanecendo através do Devoniano, passando em seguida a uma sedimentação de caráter misto no Carbonífero e assumindo caráter continental a partir do Permiano. Mudanças climáticas e do nível do mar estão bem refletidas em seus sedimentos.

As rochas expostas provavelmente representam sedimentos depositados perto das margens originais da bacia, exibindo, por isso, fácies que não existem em sua parte central. Embora sejam bastante

limitados os dados obtidos em algumas perfurações executadas em sua extremidade ocidental, é possível visualizar no Paleozóico dois ciclos deposicionais transgressivo-regressivos separados por grande discordância regional.

O primeiro deles está representado por depósitos do Siluriano das formações Cacoal e Furnas. O outro ciclo vai do Devoniano ao Permo-Carbonífero e se faz representar pelas formações Ponta Grossa, Pimenta Bueno (como aqui redefinida) e Fazenda da Casa Branca.

A conclusão de que um mar se instalou possivelmente durante o Siluriano, reforçada pela identificação dos acritarcas atribuídos ao Siluro-Devoniano (CRUZ, 1980), justifica-se claramente pelo reconhecimento, em subsuperfície, de uma seqüência *shallowing upward* denotando caráter transgressivo-regressivo. Fácies de planície de maré é diagnosticada em direção à base desta seqüência por: a) presença de bancos de calcário dolomítico de alto teor em Mg, de água rasa, sugerindo deposição em zonas de intramaré alta a supramaré; b) alternância de argilas e calcários com raros níveis de gipsita, indicando deposição em zona de intermaré; c) alternância de delgados leitos de arenito fino esbranquiçado e folhelhos ou siltitos argilosos de cor cinza-escura a preta e mais raramente marrom-avermelhada, com pirita disseminada, estratificação *flaser*, aleitamento gradacional e microestratificação cruzada, representando ritmitos depositados em zonas de intramaré a submaré.

Interdigitações desta seqüência com paraconglomerados desenvolvidos ao longo da Falha Presidente Hermes, representantes de contribuição fluvial na forma de leques aluviais, indicam que o mar proto-Pacífico penetrou o interior cratônico, ocupando área subsidente reentrante alongada na direção geral aproximada W-E, governada por rifteamento já na iniciação da bacia. Uma retirada do mar ao fim do Siluriano está representada pela Formação Furnas, de caráter continental.

Nova transgressão marinha paleozóica,

iniciando o segundo ciclo deposicional, está bem assinalada pelos depósitos siliciclásticos da Formação Ponta Grossa, de ambiente marinho raso, a julgar por suas feições sedimentares e conteúdo fossilífero.

A Formação Pimenta Bueno, como ora redefinida, contém da base para o topo: a) contribuições fluviais deltaicas litorâneas a lacustrinas, representadas por seqüência com arenitos de estratificação cruzada tabular e extrema variação granulométrica, apresentando freqüentes níveis conglomeráticos em acaamadamento gradacional e interestratificações com folhelhos marrom-avermelhados, altamente micáceos; b) diamictitos, varvitos, siltitos e argilitos com seixos pingados comprovando forte influência de glaciação, em que os níveis argilosos com seixos pingados podem indicar fusão de *icebergs* flutuantes em mar frio; c) seqüência lagunar argilo-siltosa com delgadas intercalações de arenitos muito finos, predominantemente vermelha com níveis freqüentes de gipsita e capeada por calcário dolomítico, revelando restrição do mar e retorno progressivo e intermitente a condições áridas.

A retirada definitiva do mar ocorreu no Permiano, quando se desenvolveram os sedimentos continentais subaquáticos da Formação Fazenda da Casa Branca, encerrando a sedimentação paleozóica.

Após período erosivo efetuado em condições de extrema aridez e que resultou na deposição das camadas eólicas da Formação Botucatu, iniciou-se já no Cretáceo uma fase de vulcanismo que ocasionou derrames basálticos. Ainda no Cretáceo, processou-se a sedimentação flúvio-lacustre da Formação Parecis em depocentro diretamente superposto ao grande depocentro do Paleozóico assinalado pela gravimetria, indicando esta região como de subsidência prolongada. No final do Mesozóico, início do Terciário, a sedimentação deslocou-se para a região do Xingu, onde se processou a sedimentação da Formação Araguaia.

Ao fim do Terciário, a região foi submetida a uma intensa erosão que arrasou

em parte o relevo, propiciando condições topográficas para que, sob o efeito de climas tropicais, a superfície dos platôs fosse laterizada até grandes profundidades (30-50 m). No início do Pleistoceno, houve recrudescimento de novo período erosivo que esculpiu a depressão interplanáltica onde se alojam atualmente os rios Ji-Paraná, Juruena e Xingu.

A Bacia dos Parecis, como as do Paraná e Solimões, por sua posição geográfica, esteve influenciada em sua evolução pelos fenômenos geológicos que ocorreram nas margens pretérita e atual do continente sul-americano. A ascensão das cordilheiras andinas orientais e a estruturação da região subandina têm reflexos traduzidos nestas bacias brasileiras na forma de ascensões de arcos, reativações de falhas antigas e desenvolvimento de novas falhas, afetando principalmente a seqüência paleozóica. Isto influenciou fortemente a sedimentação, dando lugar a discordâncias regionais e freqüentes mudanças de fácies e de espessuras e propiciando a restrição e expulsão do mar ao fim do Paleozóico. Como resposta aos movimentos orogênicos mesozóicos/cenozóicos relacionados à ascensão dos Andes Ocidentais, acentuava-se a expressão do Arco do Rio Guaporé a oeste da Bacia dos Parecis, isolando-a da depressão subandina com que esteve ligada no Paleozóico. Conseqüentemente, a área de deposição desta bacia restringiu-se à região da Chapada dos Parecis no Jurássico-Cretáceo, deslocando-se no Terciário para a região do Espanador do Xingu. Reflexos de pulsos tectônicos da orogenia Andina (Jurássico-Cretáceo) também criaram condições para o desenvolvimento do magmatismo na bacia. A orogenia terciária interrompeu definitivamente a sedimentação na Bacia dos Parecis.

A restrição da Bacia dos Parecis em área, após o Paleozóico e novamente após o Cretáceo, sugere subsidência regional influido nos estágios finais de seu desenvolvimento. Todavia, o caráter de algumas formações paleozóicas, denotando coberturas regionais, indica influências eustáticas nos estágios iniciais de sua evolução.

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica evoluída de início na forma de *rift* provavelmente no Siluriano e passando a assumir características de sinéclise ao fim do Carbonífero-Permiano. Apresenta condicionamento estrutural promotor de bruscas mudanças de fácies e de espessuras de seus sedimentos, favorecendo assim a formação de trapas estratigráficas, estruturais e combinadas.

Admite-se que as rochas paleozóicas da Formação Cacoal contendo folhelhos carbonosos radioativos possíveis geradores de hidrocarbonetos e aflorantes na Fossa Tectônica de Rondônia devam se espessar em direção ao baixo estrutural existente sob a Chapada dos Parecis, a leste, conforme sugere a forte anomalia gravimétrica aí existente. Areias grossas litorâneas da Formação Pimenta Bueno podem ser indicadas como as melhores rochas-reservatório. Folhelhos, siltitos argilosos, lamitos seixosos e seqüências evaporíticas funcionam bem como rochas selantes.

A região da Chapada dos Parecis, onde se localiza a maior espessura de sedimentos, com sua nítida subsidência persistente e de grande amplitude, se constitui na zona de maior interesse para prospecções de petróleo, e talvez, de evaporitos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. de. 1964. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. *Bol. Div. Geol. Min.*, Rio de Janeiro, 215: 134.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 13 (3): 139-58.
- ARAÚJO, V. A. de. *et alii*. 1975. *Projeto Manissauá-Missu*: reconhecimento geológico. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- BACOCOLI, G. & ARANHA, L. G. F. 1984. *Evolução estrutural fanerozóica do Brasil Meridional*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. SUPLEX. Relatório interno.
- BARBOSA, O. *et alii*. 1966. *Geologia estratigráfica estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, Monogr. Div. Geol. Min., 19.
- BREVILLE, G. L. *et alii*. 1977. *Bouguer gravity anomaly map of South America*. 1: 1 10 000 000 3ª Ed., Saint Louis, Missouri, Defense Mappings Agency Aerospace Center St. Louis Air Force Station.
- CAMPOS, D. de A. & CASTRO, H. E. F. de. 1978. *Localidades fossilíferas da folha SD. 20 (Guaporé)*. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL. (Relatório interno, 2036).
- CAPUTO, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Santa Barbara, University of California. Tese de doutorado.
- CORREA, J. A. & COUTO, E. A. do. 1972. *Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- COSTA, A. S. de G. *et alii*. 1975. *Projeto Serra do Roncador: reconhecimento geológico*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- CRUZ, N. M. C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 5, p. 3041-8.
- DEQUECH, V. 1943. *Relatório da Comissão para o estudo das jazidas auríferas de Urucumacum*. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. (Relatório inédito, 765).
- EVANS, I. W. 1894. The geology of Mato Grosso (particularly the regions drained by the upper Paraguay). *Geol. Soc. London, Quart-Journ*, London, 50 (2): 85-104.
- FERREIRA, M. J. C. & SILVA, V. do. 1982. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SC. 20-Z-C (Presidente Médici). Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- FERREIRA, M. J. C. 1982. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SC. 20-V-D (Pimenta Bueno). Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- FERREIRA, M. J. C. 1982. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SD. 20-X-B (Vilhena). Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- FIGUEIREDO, A. J. de A. *et alii*. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- FREITAS, A. F. de. *et alii*. 1978. *Projeto Presidente Hermes*. Porto Velho, Comp. Pesq. Rec. Min. Relatório de pesquisa.
- GEOFOTO. 1982a. *Projeto Aero-Geofísico Pacaás Novos*. Rio de Janeiro.
- GEOFOTO. 1982b. *Projeto Aero-Geofísico Serra dos Parecis*. Rio de Janeiro.
- HENNIES, W. T. 1966. *Geologia do Centro Norte Matogrossense*. São Paulo, Universidade de São Paulo, Escola Politécnica. Tese de Doutorado.
- KINGSTON, D. R. *et alii*. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67: 2175-93.
- LANGE, F. W. 1966. *Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas*. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Atas... Belém.
- LEAL, J. W. L. *et alii*. 1978. Geologia. In: BRASIL. Dep. Nac. Prod. Min. *Projeto RADAM. Folha SC-20*. Porto Velho. Rio de Janeiro. (Lev. Rec. Nat. 16).
- LIMA, P. F. C. *et alii*. 1975. *Projeto Apicás-Caiabis - Reconhecimento Geológico*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. v. 1. Relatório final integrado.
- LOBATO, F. P. N. S. *et alii*. 1966. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. *Bol. Div. Fom. Prod. Min.*, 125.
- MINIOLI, B. *et alii*. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 43 (2): 433-7.
- NAHASS, S. *et alii*. 1974. *Programa de reuniões para a Integração Geológica Regional*. II Reunião DNPM/CPRM. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM.
- MORITZ, F. 1916. *Relatório de expedição dos Grupos Comemoração de Floriano ao Rio Guaporé*. Comissão de Linhas Telegráficas Estratégicas do Mato Grosso ao Amazonas. Rio de Janeiro,
- OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W.

1976. *Revisão de geologia do Centro Norte de Mato Grosso: projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM, Relatório final.
- OLIVEIRA, E. P. de. 1915. *Geologia: reconhecimento geológico do Noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt*. Comissão Rondon de Linhas Telegráficas. Rio de Janeiro, nº 50, Anexo I.
- PADILHA, A. V. et alii. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- PAES LEME, A. B. 1912. *Mineralogia e Geologia*. Comissão de Linhas Telegráficas Estratégicas do Mato Grosso ao Amazonas. Rio de Janeiro. Anexo 5.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. 1981. Geologia da Chapada dos Parecis, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 11 (4): 274-82.
- PINTO FILHO, F. P. et alii. 1977. *Projeto Sudeste de Rondônia*. Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- RIBEIRO FILHO, W. et alii. 1975. *Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- SANTOS, J. O. S. & LOGUÉRCIO, S. O. C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis – Alto Xingu). In: GEOLOGIA do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diógenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Asmus. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral.
- SANTOS, J. O. S. dos & OLIVEIRA, J. R. 1980. Principais associações máficas não metamorfizadas da Plataforma Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 31, Camboriú. *Anais . . . Florianópolis*, SBG, v. 4, p. 2253-62.
- SANTOS, R. O. B. dos. et alii. 1979. Geologia. In: BRASIL. Dep. Nac. Prod. Min. *Projeto RADAM. Folha SD-20. Guaporé. Rio de Janeiro. (Lev. Rec. Nat. 19)*.
- SCHOBHENHAUS FILHO, C. & CAMPOS, D. de A. 1984. Evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: GEOLOGIA do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diógenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Asmus. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral.
- SILVA U. do N. & ARAUJO, R. V. 1984. *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha SD. 20-X-A. Pedras Negras*. Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- SOEIRO, R. S. et alii. 1982. *Projeto prospecção de carvão energético em Rondônia*. Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório final.
- VIEIRA, A. J. 1965. A geologia do centro-oeste do Mato Grosso. Ponta Grossa, PETROBRÁS. Relatório técnico, 303.
- VOGEL, P. 1893. *Reisen in Mato Grosso 1887-1888 (Zweite Schingu Expedition) mit Anhang Devonische Versteinerungen von Lagoinha in Mato Grosso (Brasilien)*. von Mr. Ludwn v. Ammon: Gesels f. Erdk z. Berlin. Zeitschrift B. XXVIII, p. 243-339.
- ZALÁN, P. V. et alii. 1986. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEPEX. CENPES. (Relatório interno, 103S-5765).

## EXPANDED ABSTRACT

The Parecis Basin is situated in central western Brazil, between the Solimões and Paraná Basins. All of these lie adjacent to the Subandean Depression, from which the Parecis Basin is separated by a Precambrian basement high. The Parecis is an east-west-trending elongated intracratonic basin (1,250 x 400 km) of polyphasic evolution, influenced by the polyphasic development of the Andean region, mainly during the Paleozoic. Up to 6,000 m thick, its sedimentary filling is composed mainly of Paleozoic and, secondarily, of Mesozoic and Cenozoic rocks. In addition, the Parecis Basin contains Cretaceous basalt floods with associated dykes and few kimberlite pipes. The sediments are dominantly siliciclastic but there are also some limestones and evaporites. They are predominantly marine to lacustrine in the Paleozoic, and eolian, fluvial, and lacustrine in the Mesozoic and Cenozoic.

Knowledge of this basin is quite heterogeneous, poorer to the east where only 1:250,000 reconnaissance mapping is available. Additional seismic refraction, electroresistivity, and drilling data are restricted to its western portion and have played an important role in understanding the basin's tectonic evolution. Some key outcrops and drill cores reveal the basin's stratigraphic/structural framework. Good exposures of syntectonic conglomerates near the WNW and WE-trending faults that limit the Pimenta Bueno and Colorado grabens in the western portion provide clear evidence of their tectonic activity. Gravity data obtained from the Bouguer Gravity Map of South America (1:10,000,000) indicate a subsidence maximum located in the central part of the Parecis Basin, where a great gravity low suggests a basement depth of around 6,000 m. This gravity anomaly extends into the two aforementioned grabens and probably represents the extension of these towards the east, beneath the Permian to Cretaceous column.

The exposed Paleozoic sedimentary rocks probably represent sediments deposited near the basin's original margins. Additional drilling data have shown that a poorly understood, and partly unknown, thick Paleozoic column can be subdivided into two major transgressive-regressive cycles. The first cycle is represented, from bottom to top, by the Silurian deposits of the Cacoal and Furnas Formations. The

Cacoal Formation (a new formal unit proposed in this work) is a predominantly sandy unit with interbedded conglomerates and sandstones at the base, becoming marine-influenced towards its top. Radioactive fossiliferous (*Synsphaeridium* sp) shales and some limestones indicating the peak of a marine transgression can be found in its upper parts. The Furnas Formation is a sandy pile of stacked anastomosing paleochannels, probably formed as outwash in a periglacial fringe (regressive phase). The second cycle is strongly influenced by glaciation and contains, from bottom to top, Devonian deposits of Ponta Grossa Formation and Permian-Carboniferous sediments of the Pimenta Bueno and Fazenda da Casa Branca Formations. The Ponta Grossa Formation is a siliciclastic fossiliferous (trilobites and brachiopods) unit, with sandstones at the base and shales with associated siltstones in the upper part. The Pimenta Bueno Formation as herein redefined contains alternating sandstones, siltstones, and reddish-brown shales of lacustrine to littoral origin in its lower part. Some pebbly mudstones present in the shaly section were probably deposited by glaciers, whereas shales containing dropstones were deposited in a cold sea during a major transgression. The upper part of the Pimenta Bueno Formation is composed of a reddish silty-clay lacustrine sequence, with intercalations of fine-grained sandstones and thin layers of gypsum covered by dolomitic limestones. Such a facies reveals sea restriction and a progressive and intermittent return to arid conditions. The Fazenda da Casa Branca Formation terminates Paleozoic sedimentation and is represented by sandstones, siltstones, shales, graywackes, and conglomerates probably formed during a regressive phase. This unit contains vegetal fossil remains (*Psaronius* sp) dated as Late Carboniferous to Permian.

An erosional cycle took place in extremely arid conditions and determined the deposition of the eolian Botucatu Formation, dated as Jurassic. A volcanic phase occurred in the Cretaceous, represented by basalt flows and dykes of the correlatable Anari and Tapirapuã Formations. Also during the Cretaceous, the Parecis Formation was deposited in fluvial-lacustrine environments, its depocenter coinciding with the above

mentioned gravity low located in the Parecis Plateau region. Late Cretaceous kimberlites surround the basin. During the Tertiary, sedimentation was shifted towards the east, where the Araguaia Formation was deposited over Paleozoic sediments and the Precambrian basement.

These formations crop out within three different portions, with different structural and drainage patterns, each displaying different subsidence histories related to specific geological periods: 1) the western portion, namely the Rondônia Trough, exhibits the Cacoal, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, and Anari Formations; 2) the central portion, namely the Parecis Gravity Low, exhibits the Fazenda da Casa Branca, Botucatu, Anari/Tapirapuã, and Parecis Formations; and 3) the eastern portion, namely the Alto Xingu Depression, exhibits the Furnas, Ponta Grossa, and Araguaia formations.

Over the years, the Parecis Basin has been interpreted as a shallow basin composed exclusively of continental deposits, formed as a broad down-sag further reworked by mild tectonism. Later research has shown that this is not true. Recent results obtained from wells, seismic refraction, electroresistivity, aeromagnetic, and gravity studies indicate that this basin is a polyphasic marine-influenced, intracratonic basin. Significant tectonic activity during initial depositional stages allows it to be classified as an Interior Fracture Basin from Silurian to Carboniferous. Thereafter, the Parecis Basin developed as an Interior Sag Basin. Thus, this basin presents geological conditions favorable to facies and thickness changes and to the development of structural, stratigraphic, and combined hydrocarbon traps.

It is assumed that Paleozoic sediments of the Cacoal Formation could represent hydrocarbon source rocks. Other Paleozoic formations contain reservoir and sealing rocks that crop out in the Rondônia Trough, probably thickening towards the Parecis Plateau region, as suggested by the gravity low present there. The Parecis Plateau region may be considered the most promising portion of the Parecis Basin for hydrocarbons and perhaps for evaporites.

