CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DA REGIÃO ENTRE PORTO NACIONAL E IPUEIRAS, GO

YOCITERU HASUI*, ANDREA BARTORELLI**, DIÓGENES MORTARI***, ANTÔNIO CARLOS OLIVA RIBEIRO**** e ALARICO ANTÔNIO CRISTINO JÁCOMO****

ABSTRACT The present study carried out in the area between Porto Nacional and Ipueiras (northern Goiás) allowed to recognize several steps of its geologic evolution. 1. The Porto Nacional complex, Morro do Aquiles Formation, and Matança Suite assemble the oldest rocks of the area. They represent strongly modified mafic/ultramafic, varied granitoid, and supracrustal rocks, which were sheared, disrupted, and imbricated by progressive non-coaxial deformation, and metamorphosed and migmatized at high-amphibolite facies conditions. Taking into account the regional information, the deformation and metamorphic processes are linked to an event of collision tectonics of two crustal blocks (Brasília and Araguacema), involving movements towards N-330 and oblique suture with N-30 direction. This event is presumed to be of Late Archean (Jequié) age. 2. Besides these features, the mentioned rocks were also affected by younger transcurrent ductile shear zones, mainly with N-30 trend, which are interpreted as due to mass rotation during the Early Proterozoic (Transamazonian). 3. The granitoid of the Lajeado Suite (1.8 Ga) intruded those rocks and are viewed as anorogenic bodies, like acid intrusions of the eastern Amazonian region. 4. During the Middle Proterozoic-Ordovician interval, an intricate fault system was formed, mostly trending N-30 (Transbrasiliano Lineament). Also, an ensialic basin could develop and the filling rocks were weakly folded and metamorphosed (Natividade Group). 5. The Parnaíba Basin developed during the Ordovician-Jurassic interval in a stable tectonic setting; only the oldest sedimentary formations (Serra Grande and Pimenteiras) are present in the area. 6. Gravity faults and diabase dykes of Jurassic-Cretaceous age formed during the South American Reactivation event. 7. The Cenozoic has been time of tectonic stability and the sediments of this age are correlative to morphogenetic episodes.

INTRODUÇÃO No período de 1984 a 1985, durante o desenvolvimento dos estudos de inventário dos recursos hidroenergéticos do médio Rio Tocantins pela Themag Engenharia Ltda., para a Eletronorte, foram realizadas investigações litoestruturais, incluindo mapeamento geológico em 1:40.000, na região compreendendo Porto Nacional e Ipueiras. Foi coberta uma faixa de aproximadamente 2.000 km², estendendo-se por cerca de 30 km do rio e suas margens. Os dados e os resultados acham-se consubstanciados em relatórios internos das citadas empresas.

Considerando a importância da área no contexto da geologia do norte de Goiás. Julgou-se oportuno divulgar as informações mais importantes, o que constitui objeto deste artigo, com o intuito de contribuir para o conhecimento regional.

TRABALHOS ANTERIORES Referências a rochas da área remontam à década de 40, mas a primeira abordagem sistemática é devida ao Projeto Araguaia (DNPM/Prospec 1954-1962), que a partir da interpretação das primeiras fotos aéreas e de reconhecimento de campo, elaborou um bloco de folhas geológicas em 1:250.000. Dados parciais desse projeto foram divulgados em números sucessivos do Relatório Anual do Diretor da DGM/DNPM e no artigo de Ramos & Barbosa (1967), e a síntese final foi apresentada por Barbosa *et al.* (1966).

Depois disso, algumas investigações geológicas foram realizadas. Os resultados do Projeto Letos foram, em forma final, apresentados por Costa *et al.* (1976). Os alcançados pelo Projeto Radambrasil, referentes à Folha Tocantins, foram apresentados por Cunha *et al.* (1981). Os obtidos por alguns pesquisadores da Universidade Federal do Pará foram apresentados por Costa *et al.* (1982, 1984), Hasui *et al.* (1984) e Costa (1985). Acrescentam-se ainda os dados radiométricos K-Ar e Rb-Sr divulgados por Hasui *et al.* (1975, 1980) e Cunha *et al.* (1981), bem como as interpretações de dados gravimétricos e

aeromagnéticos de Haralyi & Hasui (1981, 1985) e Hasui & Haralyi (s.d.).

Tais trabalhos delinearam a constituição e a evolução geológica da área focalizada.

Quanto à constituição, várias unidades litológicas e litoestratigráficas foram descritas, em que pesem a relativa pobreza de afloramentos de exposições de rochas sãs bem como o caráter de reconhecimento das investigações.

No tocante à evolução geológica, o modelo elaborado vinculou o quadro litoestrutural a processos de regeneração, litogênese e termotectonismo dos ciclos Jequié, Transamazônico e Uruaçuano; considerou ainda que no Ciclo Brasileiro a região fazia parte do alto que separou os domínios, onde se desenvolveram faixas de dobramentos, e se sujeitou a intrusões graníticas, falhamentos gerando o Lineamento Transbrasiliano e deposição de molassas. Mais recentemente, esse modelo começou a ser revisado com base em novos dados (Haralyi & Hasui 1981, 1985; Costa *et al.* 1984, s.d.; Hasui & Haralyi s.d.; Costa 1985). No Fanerozóico, incidiram falhamentos, sedimentação e algum magmatismo.

GEOLOGIA DA ÁREA As investigações realizadas buscaram delinear o arcabouço litoestrutural e sua evolução. Para tanto, foram consideradas as informações existentes e desenvolvidos trabalhos de interpretação de fotos aéreas (escala média de 1:40.000), mosaicos semicontrolados de imagens radargramétricas (1:100.000) e cartas aeromagnéticas de campo total do Projeto Geofísico Brasil-Canadá, bem como observações de campo nos afloramentos existentes e de algumas seções delgadas de amostras coletadas.

Com esses trabalhos foi possível avançar na definição e delimitação das diversas unidades litoestratigráficas e litológicas, bem como das estruturas. A descrição apresentada a seguir alinhava aspectos observados e evita repetições desnecessárias de detalhes adicionais que podem ser encontrados

* Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Caixa Postal 7141, CEP 05508, São Paulo, SP, Brasil e Instituto de Geociências Exatas (UNESP). Caixa Postal 178, CEP 13500, Rio Claro, SP, Brasil

** Themag Engenharia Ltda. Rua Bela Cintra, 986, 7º andar, CEP 01415, São Paulo, SP, Brasil

*** Themag Engenharia Ltda. SCS, quadra 1, bloco H, 4º andar, CEP 70302, Brasília, DF, Brasil

**** Eletronorte (Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A.). SCN, quadra 6, conj. A, blocos A, B e C, Super Center Venâncio 3000, CEP 70710, Brasília, DF, Brasil

Tabela 1 – Coluna litoestratigráfica

COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ADOTADA		
Idade	Unidade	Características litológicas
Quaternário	Aluvião	Areias finas, siltes, argilas, com níveis de cascalho e areia grossa na base.
	Tálus	Blocos grandes de arenito, granito e gnaisses com pouca matriz, nas encostas e sopés de escarpas.
	Colúvios	Areias fofas, pouco argilosas e, mais raramente, siltes e areias finas argilosas.
Ter-ciário Quaternário	Cobertura detritico-laterítica	Lajes espessas em níveis diversos de solos intensamente laterizados e limonitizados, em áreas peneplanizadas.
Jurásico Cretáceo	Diques de diabásio	Diabásios escuros, de granulação fina a média, textura ofítica, às vezes porfirítica, sob forma de diques W-NW, N-NW e E-NE.
Devoniano	Formação Pimenteiras	Arenitos finos argilosos e micáceos, com lentes microconglomeráticas e intercalações de folhelhos argilosos e siltosos, cinza-esbranquiçados e esverdeados e pelitos marrom-avermelhados. Estratificação plano-paralela.
Siluriano Devoniano	Formação Serra Grande	Conglomerados oligomíticos, arenitos grossos, médios e finos, com intercalação de siltitos. Cor esbranquiçada e presença de estratificação cruzada acanalada e tabular, com marcas onduladas.
Proterozóico	Diques ácidos e intermediários	Diques de composição granodiorítica, tonalítica, dacítica e andesítica, de granulação fina e grossa, porfiríticas (metavulcânica).
	Grupo Natividade	Quartzitos micáceos, metaconglomeráticos. Filitos e metassiltitos. Veios de quartzo aurífero. Metamorfismo da fácies xisto verde com preservação de estruturas primárias.
	Sufite Intrusiva Lajeado	Stocks e batólitos de granito e granófiros, grossos e médios, homogêneos, inequigranulares, porfiríticos, com matriz hipidiomórfica.
Arqueano	Sufite Matança	Granitóides gnáissicos porfiróides. Megacristais formando textura “olho-de-sapo” e blastomilonítica.
	Formação Morro do Aquiles	Gnaisses biotíticos, quartzitos micáceos, micaxistos e granada micaxistos, cinza e avermelhados, veios de quartzo leitoso. Metamorfismo da fácies xisto verde alta.
	Complexo Porto Nacional	Granulitos básicos, kinzigitos, leptinitos, gnaisses bandados, metabasitos e anortositos. Metamorfismo de alto grau, da fácies granulito e anfibolito.

nos trabalhos de Cunha *et al.* (1981), Costa *et al.* (1984) e Costa (1985).

Estratigrafia e litologia A tabela 1 apresenta a coluna estratigráfica e a figura 1, o mapa geológico da área em pauta.

COMPLEXO PORTO NACIONAL O Complexo Porto Nacional (Costa *et al.* 1982) reúne as rochas da área que, em trabalhos anteriores, foram enfileirados no Pré-Cambriano Indiferenciado ou Arqueano (Barbosa *et al.* 1966), Complexo Basal Goiano (Hasui & Almeida 1970) e Complexo Goiano (Cunha *et al.* 1981).

Nesse complexo foram aqui separados três conjuntos litológicos, genericamente referidos por anortositos, metabasitos e gnaisses, e indicados na figura 1.

A unidade referida como anortositos é na realidade constituída de gnaisses anortosíticos de granulação grossa, cor cinza-esverdeado, e bem marcada textura ocelar. Esses gnaisses anortosíticos aparecem principalmente na margem esquerda do rio, sustentando a elevação conhecida por Serra Malhada. Também se estendem pela margem direita, estando ali em contato por falhas com os gnaisses do Complexo Porto Nacional, a Formação Morro do Aquiles e o Grupo Natividade; na parte noroeste, o contato se faz com metabasitos e gnaisses do Complexo Porto Nacional por falha normal.

Outra área onde aparecem os gnaisses anortosíticos é o leito do Rio Tocantins. Destaca-se a sequência de afloramentos com quase 4 km de comprimento, ao longo do rio, a cerca de 5 km a montante de Brejinho de Nazaré. Dois outros pequenos afloramentos podem ser vistos 10 km a jusante de Ipueiras. Cerca de 10 km a montante de Porto Nacional, os afloramentos condicionaram os rápidos e as corredeiras da Carreira Comprida.

O conjunto referido como metabasitos ocorre mais expressivamente a sudoeste de Porto Nacional e em lentes a oeste dessa cidade. É constituído de metabasitos e, subordina-

damente, metaultrabasitos, de granulação fina, meso e melanocráticos, foliados.

O conjunto referido como gnaisses é o mais expressivo e aparece em diversos locais, principalmente nas porções leste e nordeste da área. É ele constituído essencialmente de gnaisses kinzigíticos, leptiniticos e bandados.

Todas as rochas do Complexo Porto Nacional apresentam-se mais ou menos migmatizadas, reconhecendo-se mobilizados (neossomas ou leucossomas) concordantes e discordantes, cuja distribuição impõe variados tipos de estruturas. Os mobilizados concordantes mostram-se deformados com intensidades variáveis enquanto os discordantes apenas ocasionalmente se mostram dobrados ou estirados.

Essas rochas foram reconhecidas como de alto grau orto- e paraderivadas (Cunha *et al.* 1981, Costa *et al.* 1984, Costa 1985), que sofreram deformações intensas acompanhadas de recrystalizações. Estas se deram durante a deformação principal em condições compatíveis com a fácies anfibolito (inclusive alta) e com migmatização associada, tendendo a desfazer as paragêneses de alto grau; associações minerais de fácies xisto verde coexistem, ao que parece relacionáveis a arrefecimento (retrometamorfismo) antes do que a novo evento metamórfico superimposto.

FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES Na região de Porto Nacional aparecem supracrustais que Cunha *et al.* (1981) enfileiraram na Formação Santo Antônio. Em trabalhos mais detalhados, Costa *et al.* (1982, 1984) verificaram que esta formação consiste de uma sequência antiga, a que chamaram Formação Morro do Aquiles, e da porção ocidental do Grupo Natividade. Para esta última tentou-se preservar a designação Formação Santo Antonio (Hasui *et al.* 1984), mas esse artifício em nada aprimora a conceituação original do Grupo Natividade (Costa *et al.* 1976) e deve ser abandonado.

A Formação Morro do Aquiles é constituída de micaxisto, quartzo micaxistos, quartzitos micáceos, metarcóseos, grana-

Figura 1 – Mapa geológico e localização da área

da-biotita xistos feldspáticos e metabasitos (*m* no mapa da Fig. 1). Estudos mais acurados são ainda necessários, mas parece configurar-se uma seqüência vulcanossedimentar, com espessura atual aparente da ordem de duas centenas de metros.

Tais rochas ocorrem na margem esquerda do Tocantins, em lentes restritas alongadas na direção NE, encravadas concordantemente nas rochas do Complexo Porto Nacional. Na parte sul da Serra Malhadinha, as rochas referidas formam corpos envolvidos por granitóides da Suíte Lajeado, como xenólitos ou tetos pendentes. Na região de Brejinho de Nazaré, eles aparecem na margem esquerda do Rio Crixás, estando suas relações de contato com outras unidades antigas ocultas sob a cobertura cenozóica. A leste e sudeste de Porto Nacional, elas constituem uma faixa de direção NE com largura de cerca de 30 km; nos morros do Aquiles e da Televisão, a cerca de 10 km a leste daquela localidade, estão as melhores exposições, que representam a área-tipo da formação. Essa faixa é delimitada, a NW, SW e SE por falhas.

São comuns na Formação Morro do Aquiles os veios de quartzo, normalmente de pequena espessura. Eles são em geral concordantes com a foliação e deformados, mas em parte são discordantes, principalmente subtransversais.

A formação em pauta mostra ter sofrido metamorfismo de fácies xisto verde alta durante a deformação principal a que

se sujeitou, aparecendo paragêneses associadas desenvolvidas em temperaturas algo inferiores, como observaram antes Costa *et al.* (1984).

SUÍTE MATANÇA A Suíte Matança (Costa *et al.* 1984) aparece em pequena porção do extremo noroeste da área. É representada aqui por granitóides gnáissicos, porfiróides, de cor cinza-escuro tendendo a ganhar tom cinza ou róseo em função da cor dos megacristais de feldspato. A matriz é fina, constituída de quartzo, microclínio, plagioclásio, anfíbólio e biotita, e mostra foliação bem marcada que só tende a se desfazer onde os megacristais se tornam abundantes. Os megacristais têm até 3 cm de comprimento, aparecem em quantidade e tamanhos variados, e contêm inclusões dos minerais da matriz, principalmente biotita; são eudrais ou têm vértices e arestas abatidos, dispondo-se em concordância com a foliação da matriz, apenas raramente com arranjo linear. Esses granitóides gnáissicos possivelmente podem ser considerados como produtos de deformação e blastese impostos a rocha quartzo-feldspática tonalítica (Costa *et al.* 1984).

SUÍTE LAJEADO A Suíte Lajeado (Barbosa *et al.* 1966, Costa *et al.* 1984), também chamada Ipueiras (Bezerra *et al.* 1981), engloba as rochas granitóides que compõem corpos in-

trusivos na área, cujos efeitos de deformação se resumem a cataclase confinada e diaclases.

Essas rochas são granitos e granodioritos, de granulação média e grossa, isótopos, equigranulares ou porfiríticos, e cores cinza-claro, róseo e avermelhado. Constituem-se de quartzo, microclínio e plagioclásio, essencialmente; hornblenda (mais ou menos alterada para biotita), biotita, epidoto, apatita e mineral opaco são os acessórios.

Os corpos aparecem nas porções central e sul da área, em ambas as margens do Tocantins. Seus contatos com as encaixantes, onde puderam ser observados, são tectônicos ou secantes, estes refletindo o caráter intrusivo. Eles penetram no Complexo Porto Nacional e na Formação Morro do Aquiles. Em relação ao Grupo Natividade, Costa *et al.* (1982, 1984) já haviam notado que os granitóides são anteriores a ele.

Uma ocorrência de metabasito (*m* no mapa da Fig. 1) aparece a norte de Ipueiras, em meio a extensa capa laterítica. É possível que se trate de um encrave no granito ali aflorante, mas a relação não pôde ser estabelecida.

GRUPO NATIVIDADE Este grupo tem sua porção ocidental exposta parcialmente na área. É representado por duas unidades litológicas: uma superior, constituída de filitos e metassiltitos, com lentes de metarenito; e uma inferior, que enfeixa metarenitos finos a conglomeráticos e metarenitos micáceos. Duas ocorrências de metaígneas, derivadas de rochas félsicas e máficas (*m* na Fig. 1), foram encontradas; elas exibem transformações de fácies xisto verde e seu caráter vulcânico ou intrusivo não pôde ser definido. Veios de quartzo aparecem, concordantes e discordantes com a xistosidade ou clivagem das rochas, e são garimpados para ouro.

A unidade inferior sustenta a Serra Manoel Alves e outras elevações menores, que se alinham com direção N-30 através da área, enquanto a superior aparece em área baixa.

O metamorfismo que afetou o pacote foi de fácies xisto verde baixa e ainda são vistas muitas estruturas primárias de tipos diversos, como marcas de onda e estratificações cruzadas, gradual e plano-paralela.

UNIDADES FANEROZÓICAS A Formação Serra Grande, da base do pacote sedimentar da Bacia do Parnaíba, sustenta escarpas abruptas das principais elevações da área, como a Serra Malhadinha e o Morro do Lajeado. Em planta, tais exposições não são em geral representáveis, sendo a formação indicada apenas onde ela foi exumada com a erosão da capa (Formação Pimenteiras). É ela constituída de arenitos conglomeráticos e arcoseanos, e siltitos, de coloração amarelada, esbranquiçada e avermelhada. A idade é siluro-devoniana (Santos & Loguércio 1984), sendo aventada a possibilidade de remontar ao fim do Ordoviciano (Caputo & Lima 1984).

A Formação Pimenteiras aparece nos altos de platôs e chapadas recobrimdo a Formação Serra Grande, com ela guardando relação de contato gradacional. Apenas nos arredores de Porto Nacional a Formação Pimenteiras aparece em zona baixa devido a abatimento por falhas; a altitude da formação na região é da ordem de 600 m, mas ali está em torno de 200 m. Ela é constituída de arenitos finos, siltitos e argilitos de cores cinza-arroxeados, rosado e esverdado. A idade da formação é devoniana.

Alguns diques de diabásio foram observados a cerca de 20 km de Ipueiras na estrada que liga a Porto Nacional e na estrada Porto Nacional-Brejinho de Nazaré, onde ela corta o alto da Serra Malhadinha. Eles são pós-Lajeado e apenas um, da Serra Malhadinha, foi datada por K-Ar em 100 Ma; tais elementos não permitem posicioná-los precisamente, mas admite-se que se relacionem com o magmatismo básico jurocretácico que afetou a Bacia do Parnaíba.

As unidades cenozóicas são representadas por coberturas detrítico-lateríticas, depósitos aluvionares, coluvionares e de tálus. As coberturas detrítico-lateríticas consistem em areias

e seixos, principalmente quartzosos, cimentados por óxidos e hidróxidos férricos. Elas ocupam extensas áreas planas e chegam a ter 10 m de espessura, como próximo ao sopé da Serra João Damião, a 30 km a sul de Porto Nacional. Há locais onde se evidencia mais de uma fase de laterização, observando-se cimentação de fragmentos de laterita de geração mais antiga. Os depósitos aluvionares são rudáceos e pelíticos, aparecendo expressivamente ao longo dos rios Tocantins e Crixás, nos leitos fluviais, áreas de inundação e terraços laterais. Os depósitos coluviais e de tálus aparecem profusamente, mas não foram representados na mapa da figura 1. Os depósitos de tálus estão presentes nos sopés de elevações mais abruptas e altas, constituindo-se de blocos das rochas diversas que sustentam essas elevações. Os colúvios aparecem em áreas de topografia mais suave, sendo constituídos de areias com teores variáveis de argila.

Estruturas No Complexo Porto Nacional, a feição estrutural marcante é a foliação Sc, dada por superfícies de fluxo milonítico, bandamento composicional a ele associado, xistosidade gerada mecanicamente ou por recristalização e superfície de transposição. Não é raro observarem-se lentes ou bandas de espessuras até métricas guardando em seu interior uma foliação de mesmo tipo mas discordante com a envoltória (relação Ss/Sc); feições análogas são vistas até em escala microscópica em materiais mais micáceos (estrutura pisciforme). Na porção norte da área, a direção de Sc é N-30 com mergulhos altos voltados de preferência para o lado leste. Dirigindo-se para sul, as direções desviam para N-90 e os mergulhos decrescem para valores médios (até 30°), voltados mais para o lado norte. As variações de direção e de mergulho relacionam-se com ondulações suaves de acomodação de Sc às lentes de portes variados das diversas rochas.

Deve-se lembrar que Costa *et al.* (1982, 1984) assinalaram, em porções adjacentes à área enfocada, direções chegando a N-90 a leste de Porto Nacional e a persistência da direção N-30 a oeste do limite ocidental. O padrão estrutural geral que se esboça é o de Sc configurando um arco de convexidade voltada para NNW, de tal modo que a área focalizada representa apenas uma porção do mesmo.

Existem dobras intrafoliais isoclinais ou muito fechadas e dobras assimétricas fechadas a suaves, com dimensões centimétricas a métricas e orientações variadas. Tais dobras são ocasionais e se desfazem a curtas distâncias no rumo de seus ápices ou de seus núcleos, não podendo ser atribuídas a fases de dobramentos superpostas, mas tão-somente a acomodações locais.

Também uma lineação de estiramento é observada com frequência, associada a Sc. Sua direção preferencial é NNW, com variações de um lado para NW e, de outro, para até NNE.

Tais feições estruturais são registros do processo da deformação principal, que foi de tipo não-coaxial e progressivo. As condições físicas envolvidas foram de fácies anfibolito alta, refletidas no metamorfismo e migmatização, a cuja atenuação podem ser relacionadas as modificações retrógradas mencionadas antes.

Essa deformação envolveu expressivos deslocamentos das massas rochosas, impondo-lhes forte achatamento (plano perpendicular a Z dado por Sc) e grande estiramento (eixo X dado pela lineação de estiramento).

A Suíte Matança é bem marcada pela foliação da matriz, que é análoga à Sc acima referida. Essa estrutura apresenta-se com direção N-30 e altos mergulhos, estes voltados principalmente para o lado leste.

A Formação Morro do Aquiles, na margem esquerda do Tocantins, apresenta-se embutida no Complexo Porto Nacional, guardando relação de concordância estrutural. As feições estruturais internas da formação são análogas às acima descritas e com elas concordantes, o que indica ter sido afetada

pelo mesmo processo de deformação. Sua distribuição em lentes esparsas é explicável por seu envolvimento no processo de deformação mencionado e conseqüentemente desmembramento e imbricação. Como feições particulares, as rochas micáceas dessa formação apresentam crenulação e clivagem de crenulação orientadas segundo duas direções cruzadas e de orientações variáveis na área, que podem ser relacionadas a alívios tardios das tensões.

A unidade inferior do Grupo Natividade mergulha para o lado oeste com ângulos médios a baixos e configura a aba noroeste do anticlinório de Conceição (Costa *et al.* 1984). A unidade superior apresenta mergulhos variáveis, refletindo dobras assimétricas com xistosidade ou clivagem de fratura associada. Tais dobras representam o evento de dobramento, ao qual o metamorfismo regional de baixo grau foi síncrono. A assimetria referida de dobras não é indicativa de vergência, mas assinala o caráter parasitário congruente no flanco do referido anticlinório. A orientação geral as dobras é NE. Ondulações suaves com eixos em torno de NW aparecem superpostas, mas sem impor modificações substanciais na geometria anterior.

Nas demais unidades da área não foram observadas feições internas impostas por deformação plástica.

Algumas falhas observadas estão indicadas na figura 1 e se

concentram na metade norte da área, sendo de tipos transcorrentes e de gravidade, com direções NE e NW. A falha que colocou em contato as formações Morro do Aquiles e Pimenteiros, a oeste de Porto Nacional, é responsável também pelo contato entre metabasitos e gnaisses anortosfíticos do Complexo Porto Nacional, na margem esquerda do Tocantins. Os quartzitos da Serra Manoel do Carmo, a sudeste de Porto Nacional, são delimitados por falhas, pelas quais fazem contato com os metapelitos do Grupo Natividade, gnaisses do Complexo Porto Nacional, granitóides da Suíte Lajeado e a Formação Serra Grande. Na Serra do Saco, entrecruzam-se várias falhas e ali o granito da Suíte Lajeado mostra os efeitos de cataclase mais acentuados de toda a área.

As falhas transcorrentes são muito destacadas em toda a região e são associadas ao Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975). Faltam ainda estudos sistemáticos desse lineamento, mas foi reconhecida a presença de falhas transcorrentes e também zonas de cisalhamento dúctil de alto mergulho (Costa 1985), estas mais antigas que aquelas. Embora se possa admitir que existam falhas tardias do Evento Brasileiro, em parte elas também devem remontar ao Proterozóico Médio (Hasui *et al.* 1984). Com isso, delineia-se uma história de deslocamentos mais complicada do que tem sido aceito.

As falhas de gravidade são mais jovens, a julgar pelo em-

Figura 2 – Interpretação aeromagnética e lineamentos na área

butimento de pacotes paleozóicos; elas têm sido atribuídas à reativação mesozóica, que foi importante ao longo de toda a borda ocidental da Bacia do Parnaíba.

As observações feitas na área foram muito limitadas pela escassez de afloramentos, pelo que a rede de falhas e zonas de cisalhamento dúctil de alto mergulho não está definida. Na figura 2 estão representados os lineamentos extraídos de mosaicos semicontrolados de imagens radargramétricas e de cartas aeromagnéticas. Como se vê, há dois feixes imponentes de lineamentos, N-30 e N-330, e as direções N-45, N-70 e N-300 e N-315 são subordinadas. Pela expressão, eles devem corresponder àqueles dois tipos de feições estruturais e indicar forte compartimentação da área.

TECTÔNICA Os dados apresentados permitem avançar algumas considerações importantes sobre a geologia da área.

Reconhece-se um evento de deformação mais antigo, de tipo não-coaxial, dúctil, de grande envergadura, que afetou rochas de alto grau, intrusivas diversas e supracrustais preexistentes, agora sistematizadas em termos de Complexo Porto Nacional, Suíte Matança e Formação Morro do Aquiles.

As características desse evento são de deslocamentos na direção NNW, com desmembramentos e imbricações de rochas, levando ao algamento e deformação/recristalização até de rochas de alto grau. O limite das rochas de alto grau aparece na porção noroeste da área, no contato do Complexo Porto Nacional com a Suíte Matança. Esse limite tem direção N-30, sendo oblíquo à direção de deslocamento das massas rochosas, o que indica tratar-se de uma rampa oblíqua (Costa *et al.* s.d.).

Com base em dados gravimétricos, tem-se assinalado a existência de uma descontinuidade crustal de direção N-30 passando pouco a oeste de Porto Nacional e a anomalia Bouguer associada é de magnitude tal que indica tratar-se de zona de justaposição de dois blocos crustais (Haralyi & Hasui 1981, 1985, Costa 1985). A porção do bloco de sudeste (Brasília) adjacente à descontinuidade é marcada como zona de massas densas, que coincide com o cinturão de alto grau; distalmente, fora da área em pauta, essa porção cede lugar a terrenos do tipo *granito-greenstone*. O bloco de noroeste (Araguacema) é constituído por terrenos *granito-greenstone*. De um lado e outro da referida descontinuidade, as rochas mostram-se fortemente afetadas por deformação não-coaxial, por extensão que extrapola em muito os limites da área estudada (Costa 1985).

Assim, converge-se para um modelo colisional, em que o Bloco Brasília deslocou-se para NNW e através da sutura N-30 obductou sobre o Bloco Araguacema, chegando a expor seu nível granulítico ao longo de uma rampa oblíqua.

O segundo evento de deformação reconhecido é o que originou as zonas de cisalhamento de alto ângulo, as quais refletem um importante processo de rotação horizontal de massas. Tais estruturas não estão ainda bem estudadas, mas envolvem desenvolvimento de feições miloníticas e recristalização em condições de fácies xisto verde ao longo de faixas limitadas e de extensões variadas.

Depois desse evento, deram-se as intrusões dos corpos cujas rochas são enfaixadas na Suíte Lajeado, datadas em 1.873 Ma (Costa 1985). Tal idade é compatível com o evento Uatumã, anorogênico, com ativas manifestações de vulcanismo e intrusões ácidas, que afetou, entre outras áreas, o Bloco Araguacema em domínio amazônico (v.g., Hasui & Almeida 1985).

Esse marco cronológico força a se posicionar aqueles dois grandes eventos acima referidos em tempos mais antigos. Se considerarmos que os dados radiométricos têm apontado a incidência de processos termotectônicos dos eventos Transamazônico e Jequié, é razoável aceitar-se vinculação daqueles com estes. Nesses termos, é-se forçado a posicionar o Complexo Porto Nacional, a Suíte Matança e a Formação Morro do Aquiles no Arqueano.

Depois das intrusões de 1,8 Ga e antes do fim do Ordoviciano, houve deslocamentos por falhas, que refletem as condições de rigidez crustal bem como o desenvolvimento do Grupo Natividade.

A determinação de eventos de falhamento não é tarefa simples e os dados atuais não permitem avançar na questão. Dos lineamentos indicados na figura 2, os de direção N-30 são os mais importantes e paralelos ao limite de blocos crustais acima mencionados. Também muitas são as direções existentes e não se têm critérios para discriminar as que poderiam ter sido geradas sincronicamente. Tais observações apontam no sentido de que anisotropias preexistentes devem ter influído na formação de falhas e estas se produziram em mais de um evento.

O Grupo Natividade não tem ainda datações radiométricas, pelo que seu posicionamento temporal é ainda precário. Tradicionalmente tem sido aceita a correlação baseada em presumidas semelhanças litológicas, metamórficas e estruturais com o Grupo Araí, que por sua vez se supõe como do Proterozóico Médio (Ciclo Uruaçuano). A datação de 1.100 Ma em diques félsicos que cortam a Formação Monte do Carmo, unidade que recobre discordantemente o Grupo Natividade, na região de Monte do Carmo, é considerada preliminar e requer confirmação (Cunha *et al.* 1981).

A deposição dos sedimentos paleozóicos aqui referidos se deu em condições plataformais, de relativa calma tectônica. Movimentação ativa só veio acontecer a partir do Jurássico, durante a Reativação Sul-Americana (Wealdeniana), com deslocamentos até expressivos ao longo de falhas e ascensão de magma básico. Se os diques de diabásio podem ser atribuídos ao Juro-Cretáceo, o mesmo não pode ser singelamente feito com as falhas, cuja datação é difícil.

No âmbito regional, sabe-se que novas condições de calma tectônica sobrevieram no Terciário, possibilitando a esculpuração e o entalhamento de superfície de erosão, processos a que se relacionam os depósitos cenozóicos reconhecidos.

CONCLUSÕES As observações e deduções acima relacionadas referentes à área que se estende entre Porto Nacional e Ipueiras conduzem a um quadro de evolução geológica que envolve as etapas sucessivas seguintes:

1. Constituição de rochas máficas-ultramáficas, granitóides diversos e supracrustais (vulcano-sedimentares) e incidência pelo menos de metamorfismo de alto grau em parte do conjunto. A história geológica desse desenvolvimento, que corresponde à formação das massas siálicas antigas, carece de investigações de detalhe, difíceis de serem conduzidas face às transformações posteriores que impuseram grandes mudanças de geometria, composição e relações.
2. Incidência de processo colisional envolvendo os blocos Brasília e Araguacema, através de rampa oblíqua. Com a obdução do Bloco Brasília relaciona-se a elevação das rochas granulíticas, e à deformação não-coaxial e progressiva devem-se as feições miloníticas e estruturas associadas, bem como o desmembramento e imbricações das rochas, metamorfismo de fácies anfibolito alta (com migmatização associada) e de transformações retrógradadas. Os conjuntos litológicos resultantes são o Complexo Porto Nacional e a Formação Morro do Aquiles no Bloco Brasília e a Suíte Matança no Bloco Araguacema. Tal processo pode ser atribuído a tempos tardi-arqueanos (Jequié).
3. Desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto mergulho, de caráter transcorrente, envolvendo condições equivalentes às de fácies xisto verde. Tais feições são de distribuição regional e refletem processo de rotação horizontal afetando extensa massa continental. O processo pode ser atribuído ao Transamazônico.
4. Intrusão dos granitóides da Suíte Lajeado, em condições anorogênicas equiparáveis às vigentes na Amazônia no início do Proterozóico Médio.

5. Desenvolvimento de muitas falhas do Lineamento Trans-brasileiro e constituição do Grupo Natividade. Tais feições refletem processos de fragmentação crustal e implantação de bacias ensiálicas, estas brandamente termotectonizadas. A idade desses processos é proterozóica e/ou paleozóica, mas não se têm elementos seguros na área estudada para precisar eventos e suas posições temporais.

6. Constituição da Bacia do Parnaíba em condições de relativa estabilidade tectônica.

7. Incidência de falhas normais e diques de diabásio registrando a atuação da Reativação Sul-Americana.

8. Esculturação e entalhamento de superfícies de erosão e formação de depósitos correlativos, em condições de estabilidade tectônica. A sismicidade intraplaca atual condiz com essa estabilidade.

Como se vê, os resultados convergem no sentido de se

atribuir ao Arqueano a essência do desenvolvimento crustal, configurando-se o Proterozóico e Fanerozóico como eras de manifestações termotectônicas ensiálicas importantes e limitada formação de rochas.

Os resultados delineiam também um quadro de prevalência de processos essencialmente dúcteis até cerca de 1,8 Ga, seguindo-se manifestações tectônicas essencialmente rúpteis, o que reflete uma tendência da evolução crustal.

Agradecimentos Os autores expressam seus agradecimentos ao Dr. Nicolau L.E. Haralyi, pela interpretação dos dados geofísicos, e ao Prof. Raul M. Kuyumjian, da Universidade de Brasília, pelas análises petrográficas. Igualmente, registram agradecimentos à Eletrobrás, que apoiou a realização dos estudos e permitiu a divulgação de resultados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R. de A.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. - 1966 - *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, DFPM/DNPM. (Monografia 19).
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S. - 1981 - Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: SIMP. GEOL. DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Atas... Goiânia*, SBG p. 363-375.
- CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. - 1984 - Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba, In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 740-753.
- COSTA, J.B.S. - 1985 - *Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Belém. (Tese de Doutorado, UFPA).
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. - s.d. - The Central Brazil pop-up: an example of double ancient oblique continental collision. In: CONFERENCE ON DEFORMATION AND PLATE TECTONICS, Oviedo, 1987, *Abstracts...* (inédito).
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; HASUI, Y. - 1984 - Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(1):3-11.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; LEMOS, R.L.; GORAYEB, P.S. DE S. - 1982 - *Projeto Porto Nacional*. Belém, Conv. DNPM/UFPA. (Relatório).
- COSTA, L.A.M. DA; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; MENEGHES, G.; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, P.; BAPTISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D.; SILVA, W.E. de - 1976 - *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco*. Petrópolis, Conv. DNPM/CPRM/Prospec. (Relatório final).
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JR., J.J. de, MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SC. 22 Tocantins*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Secretaria-Geral/MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1981 - Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul do Goiás. In: SIMP. GEOL. DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Atas... Goiânia*, SBG, p. 53-72.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1985 - Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil. In: HINZE, W.J. ed. *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, EUA, p. 124-131.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19(1):6-26.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. - 1975 - Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. *Bol. IG*, 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Oeste do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG, v. 5, p. 2659-2676.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F. de A.M. de - 1984 - Província Tocantins, setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. coords. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher. p. 187-204.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1985 - The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, 8(1):29-37.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. - s.d. - A megaestruturação de Goiás. In: SIMP. GEOL. DO CENTRO-OESTE, 2, Goiânia, 1985.
- RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967 - Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. *Atas...* Belém, CNPq, p. 387-401.
- 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: SCHÖBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.H.; ASMUS, H.E. coords. *Geologia do Brasil*. DNPM, Brasília, p. 93-127.
- SCHÖBBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANO-HASHI, J.T.; LINDENMAYER, A.G.; VASCONCELOS, J.G.; ORLANDI, V. - 1975 - *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo*. Folha Goiás (SD. 22). Brasília, DNPM.

MANUSCRITO 409

Recebido em 04 de dezembro de 1986

Revisão aceita em 15 de setembro de 1987

O controle mais significativo de toda sedimentação é a tectônica. Se não existisse soerguimento, não teria dentro de pouco tempo, terreno para ser erodido e, conseqüentemente, sedimento para ser depositado. A questão não é, assim, se a tectônica controla a sedimentação ou não, mas como tal controle age.

J.M.Mabesoone, 1984, CONGR. BRAS. GEOL., 33, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 4, p. 919.