

O Arcabouço Geológico do Noroeste de Goiás e Sudoeste do Tocantins

“A chaotic case, my dear Watson...” (Sherlock Holmes)
SIR ARTHUR CONAN DOYLE (1859-1930), escritor britânico em “The Adventure of Wisteria Lodge”

2.1 SÍNTESE GEOLÓGICA

A área de estudo abrange grande parte da Província Estrutural Tocantins no Brasil Central, que inclui terrenos desde arqueanos a neoproterozóicos, além de algumas unidades fanerozóicas (Figura 1.1).

A Província Estrutural Tocantins foi distinguida por Almeida (1977, 1981) e Almeida *et al.* (1981) como sendo a região situada entre os crátons do São Francisco a leste e Amazônico a oeste e limitada ao norte e ao sul pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná, respectivamente. A província é composta de faixas dobradas construídas principalmente no ciclo Brasileiro (450 ~ 750 Ma) e um maciço com idades superiores a 2,6 Ga. As faixas dobradas são compostas essencialmente de rochas supracrustais e eventualmente intrusões graníticas e o maciço é composto de ortognaisses, *greenstone belts*, granulitos, complexos máfico-ultramáficos e seqüências vulcanossedimentares.

Na Província Estrutural Tocantins (PET) são reconhecidas três unidades geotectônicas em suas porções central e norte, representadas pelo Maciço de Goiás e Arco Magmático, pela Faixa Brasília e pela Faixa Araguaia. Cada unidade e subdivisões tem sua representação em mapa a partir de compilação bibliográfica (Figura-2.1) apresentada no Apêndice 1.

O Maciço de Goiás (MGO) é definido como sendo um microcontinente envolvido em processos colisionais brasileiros (Fuck 1994). O microcontinente engloba os terrenos granito-*greenstone* de Goiás, Crixás, Guarinos e Pilar formados no Arqueano e parcialmente recobertos por rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Também engloba os terrenos ortognaissicos paleoproterozóicos, recobertos a norte pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa. A essas rochas se justapõe as seqüências vulcano-sedimentares possivelmente mesoproterozóicas de Juscelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis adjacentes aos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, respectivamente, que completam o conjunto. Os limites ocidental e oriental deste conjunto são, respectivamente, zonas de cisalhamento transpressional que o separam de um arco magmático do Neoproterozóico e rampas frontais que colocaram os complexos máfico-ultramáficos sobre terrenos ortognaissicos juntamente à faixa granulítica. A leste do limite oriental são encontrados ortognaisses e algumas faixas supracrustais tipo *greenstone belt* (Costa 1985; Danni 1988; Cruz 1993), em grande parte paleoproterozóicos, recobertos pelas rochas metassedimentares da Faixa Brasília (Figura-2.1).

A oeste do MGO, encontra-se o Arco Magmático (ARM), que foi gerado em conseqüência da subducção de litosfera oceânica e subsequente colisão entre o Cráton Amazônico e o Cráton São Francisco ou uma placa menor representada pelo MGO durante o Neoproterozóico (Pimentel & Fuck 1987). Kuyumjian & Dias (1991) sugerem que a evolução do arco magmático foi acompanhada de acreção, envolvendo o arco e retro-arco proterozóicos e micro-placas continentais arqueanas. Tal evolução teria sido responsável pela atual estruturação do maciço (estrutura em flor) resultante de evolução tectônica do tipo *pop-up* (como sugerem Costa *et al.* 1987) durante o Ciclo Brasileiro

Legenda

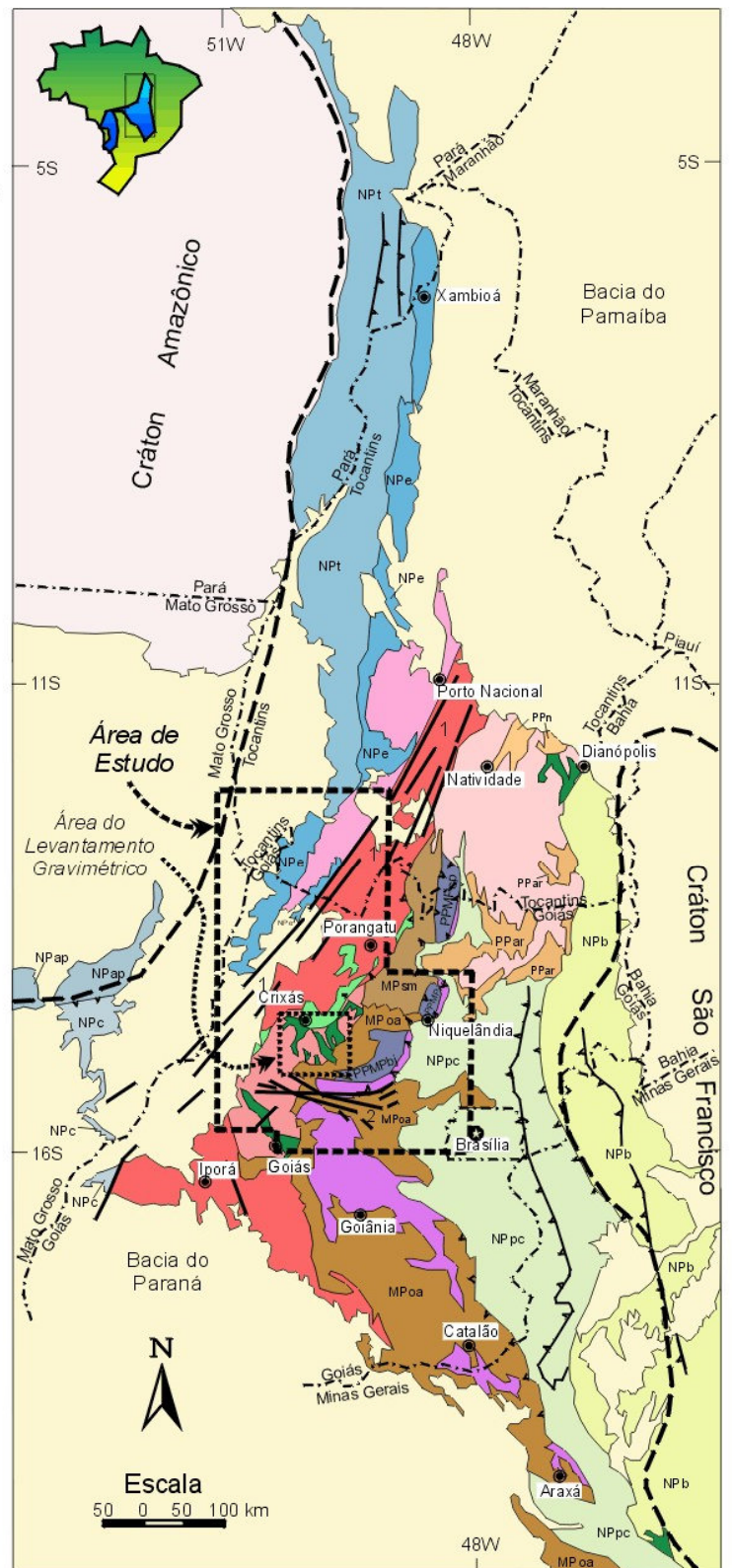


FIGURA 2.1: Mapa geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins (compilado e modificado de Marini *et al.* 1984a, Fuck *et al.* 1987 e Fuck 1994).

(Araújo Filho & Kuyumjian 1992). O final do processo de colisão do ARM com o Cráton São Francisco ocorreu há ~630 Ma (idade de uma intrusão diorítica sintectônica). Essa é a melhor estimativa para o último evento metamórfico-deformacional que pode ter sido responsável pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento NNE (Pimentel *et al.* 1997).

O ARM compreende os terrenos ortognáissicos e as seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóicas das regiões de Sanclerlândia - Bom Jardim, Mara Rosa e Porangatu (Figura-2.1) e corresponde a uma acreção crustal (Pimentel *et al.* 1991, 1997; Viana *et al.* 1995), durante a aglutinação do supercontinente de Gondwana (Brito Neves & Cordani 1991).

O limite oeste do ARM é marcado pelo Lineamento Transbrasiliano, uma zona de cisalhamento que apresenta direção geral N30°E (Costa *et al.* 1988b) e formada provavelmente ao final do Ciclo Brasileiro. A oeste desse limite, são encontradas as rochas metavulcanossedimentares da Faixa Araguaia (Montalvão 1985a, Costa *et al.* 1988a) e um embasamento constituído de xistos, quartzitos e principalmente gnaisses graníticos a tonalíticos. Nesse embasamento é encontrada a seqüência vulcanossedimentar do Rio do Coco (Barreira & Dardenne 1981).

Utilizando dados Rb-Sr e Sm-Nd de granitóides e gnaisses da região entre Jussara e Goiás Velho, Pimentel *et al.* (1995) discutiram a respeito do limite entre o ARM e o MGO, chegando à conclusão que, nessa região, as rochas são arqueanas e que destas, algumas foram retrabalhadas ou são produtos de refusão em uma zona de cisalhamento N-S durante o Neoproterozóico.

Dentro do ponto de vista de Strieder (1997), o conjunto MGO/ARM constituiria uma sobreposição de unidades derivadas das placas continentais envolvidas, Cráton Amazônico e São Francisco, e de unidades formadas durante a convergência e colisão dessas placas.

A Faixa Brasília (FB) é formada por duas zonas distintas quanto às intensidades de deformação e metamorfismo: interna e externa (Fuck *et al.* 1993; Fuck 1994; Figura-2.1).

A zona interna é caracterizada pelos micaxistos do Grupo Araxá e exposições de gnaisses interpretados como embasamento. Dados revelam que os mesmos efeitos cinemáticos que afetaram a zona externa são observados no Grupo Araxá. Fuck (1994) acrescenta, ainda, que essas rochas são possivelmente contemporâneas às da zona externa.

Na região de Goianésia, Pirenópolis e Abadiânia, o Grupo Araxá apresenta características de uma associação do tipo *mélange* ofiolítica (Drake Jr. 1980; Strieder 1990; Strieder & Nilson 1992, 1993), devido à presença de corpos de serpentinito com cromita podiforme, corpos máficos alongados e gnaisses porfiroclásticos bandados, todos em contato tectônico. Os corpos de serpentinitos são geoquimicamente similares a peridotitos de manto residual e as rochas máficas a basaltos toleíticos de arco de ilhas (Strieder & Nilson 1992).

Na zona externa são encontradas as rochas metassedimentares dos grupos Paranoá e Canastra, formações Vazante e Ibiá e porções do embasamento, estruturadas em um cinturão de dobras e cavalgamentos geradas no Ciclo Brasileiro no Neoproterozóico e sobrepostas por falhas inversas ao Grupo Bambuí (Fuck *et al.* 1993, Fuck 1994). Na região do Distrito Federal ocorrem dobras com eixo E-W produzindo um padrão de interferência do tipo domo-e-bacia com dobras de eixo NS, sugerindo dois episódios deformacionais (Araújo Filho & Faria 1992). São dobras flexurais de deslizamento com zonas de cisalhamento rúptil e interferência com sistemas transcorrentes, responsáveis por intensa deformação e complexo arranjo geométrico (Fonseca & Dardenne 1994, 1996).

O limite ocidental da zona externa, nas porções norte e central, é marcado por zonas de cisalhamento que sobrepõem os complexos máfico-ultramáficos a granito-gnaisses milonitizados, que, por sua vez, estão sobrepostos ao Grupo Paranoá (Fuck 1994).

O segmento meridional da zona externa é caracterizado por extensas descontinuidades tectônicas longitudinais com vergência para o Cráton do São Francisco. O limite oeste, nessa porção, é coincidente com as *nappes* e empurrões que colocaram o Grupo Araxá sobre a Formação Ibiá e o Grupo Canastra.

O segmento setentrional apresenta as rochas dos grupos Natividade e Araí. Os dois grupos foram afetados por dobramento simples, estando embutidos por falhas no meio de unidades mais antigas (Costa *et al.* 1984) sugerindo que esses grupos sejam correlatos.

Analisando dados estruturais, Araújo Filho (1999) faz considerações importantes à respeito da evolução geológica da região situada entre Águas Lindas, Vila Propício, Rianópolis e Jaraguá. Nessa região é encontrada a *sintaxe dos Pirineus* (anteriormente, a região era interpretada como uma inflexão estrutural chamada de megainflexão dos Pirineus). Segundo o autor, essa sintaxe é resultado de dois eventos orogênicos, relacionados ao Ciclo Brasileiro que resultaram em um cúspide com concavidade para o Cráton do São Francisco. Cada evento gerou uma faixa orogênica distinta: uma a sul, que contém os domínios metamórfico deformacionais típicos de um cinturão de dobramentos e empurrões e consiste de uma série de empurrões com vergência para leste e ESE; e outra a norte, com largura aproximada de 25 km, margeando o Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto, consistindo de uma série de empurrões imbricados e que afetou nitidamente a faixa a sul.

A Faixa Araguaia (FA) representa a porção noroeste da Província Estrutural Tocantins e é formada por duas zonas distintas. Uma zona externa, representada pelo Grupo Tocantins (formações Couto Magalhães e Pequizeiro) e uma zona interna (Fonseca *et al.* 1999). A zona interna é composta por um embasamento formado de migmatitos, granitos, anfíbolitos e xistos (Complexo Colmeia), recobertos tectonicamente, de oeste para leste, por rochas metassedimentares do Grupo Estrondo e dos complexos máfico-ultramáficos do tipo Quatipuru e Serra do Tapa (Montalvão 1985b; DOCEGEO 1988; Goyareb 1989; Fonseca *et al.* 1999).

Mais a leste, sucedem-se faixas de direção NNE-SSW do Complexo Rio dos Mangues (xistos, quartzitos e encraves gnáissicos) (Costa *et al.* 1984, 1988a). Segundo Gottardo *et al.* (1997), a Suíte Matança é classificada como sin-cinemática à movimentação das zonas de cisalhamento transcorrentes da região de Porto Nacional.

Granitos da Suíte Ipueiras (ou Lageado) ocorrem como intrusões desde a região de Porto Nacional até, aparentemente, arredores de Porangatu (DNPM 1987; Costa *et al.* 1988a). A Suíte Ipueiras foi datada em 1873 Ma (Costa & Hasui 1988).

As relações da Faixa Araguaia com o Maciço de Goiás são de cavalgamento, com vergência de SSE para NNW, em direção ao Cráton Amazônico (Costa *et al.* 1988a).

Aluviões cenozóicos da Formação Araguaia obliteram boa parte da faixa homônima. Essa formação contém basicamente sedimentos clásticos da bacia do Rio Araguaia (Marini *et al.* 1984).

2.2 MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

Foi confeccionado um mapa geológico para o noroeste de Goiás e sul do Tocantins (Figura-2.2) com base na exaustiva revisão precedente que consta do Apêndice I. A base cartográfica do mapa foi montada a partir do Mapa Geológico do Estado de Goiás (DNPM, 1987a), sendo que a informação geológica foi atualizada com as informações geológicas mais recentes. Dentre os trabalhos que contribuíram na confecção estão os de Costa *et al.* (1988a, b); Fuck *et al.* (1989); Arantes *et al.* (1991); Brod & Jost (1991, 1994); Jost & Oliveira (1991); Ferreira Filho & Naldrett (1993); Fuck

(1994); Lacerda Filho & Oliveira (1994); Lacerda (1997); Resende *et al.* (1998) e Jost *et al.* (1998, inédito).

Este mapa servirá como guia para as interpretações dos produtos desta Tese.

2.3 DISCUSSÃO

A complexidade geológica da região central do Brasil é tema frequente nas discussões geocientíficas brasileiras. Essa complexidade pôde ser verificada na quantidade de referências citadas no texto acima, no Apêndice I e na quantidade de informação nos mapas geológicos (Figura-2.1 e Figura-2.2).

A grande quantidade de informação serviu para se verificar a falta de padronização dos diversos produtos de interpretações geológicas: os mapas geológicos. Tal fato torna em uma batalha qualquer tentativa de reunir esses produtos em um mais abrangente.

Toda essa batalha ocorre devido à afirmação de que o campo é a “espinha dorsal” do geólogo, como consideram Carneiro *et al.* (1993). A atividade que antecede ao campo é tão importante quanto, pois é nela que se define todos os procedimentos que serão utilizados, que se tem a idéia da geologia regional e das áreas vizinhas, se existir. A atividade após ao campo também é importante. Nela se reinterpreta o que foi feito nas atividades anteriores em face ao novo conjunto de informações.

A batalha pode ser vencida através de outros métodos disponíveis, que são, ou deveriam ser, utilizados antes de qualquer levantamento geológico. A interpretação de imagens de satélites é um deles e a interpretação geofísica outro. Esta última é objeto desta Tese.

A interpretação de dados geofísicos decorre de uma série de procedimentos. Desde a coleta dos dados, passando por correções, reduções, interpolações, filtragens, modelamentos, até que se chegue a um produto passível de interpretação, qualitativa ou quantitativamente. O resultado de todo esse processo pode ajudar a responder a mais perguntas do que um simples afloramento de rocha, auxiliando o mapeamento geológico e a prospecção mineral. Por exemplo, anomalias magnéticas podem indicar a presença de rochas máficas, ultramáficas, formações ferríferas bandadas dependendo da quantidade de magnetita na rocha presente. Anomalias gravimétricas podem distinguir rochas sedimentares de rochas metamórficas e ígneas ou grafita de um depósito de cobre pórfiro pela diferença de densidade. Anomalias gamaespectrométricas podem diferenciar granitóides de rochas máficas ou indicar zonas de alteração hidrotermal. Esses são alguns dos exemplos que podem ser citados.

Como vai se observar nos capítulos seguintes, a geofísica é uma ferramenta poderosa, que poderá sugerir mudanças nos mapas geológicos (Figura-2.2) e ainda indicar áreas com potencialidade econômica mineral.

