

Apêndices

APÊNDICE 01: Geologia da Parte Central da Província Estrutural Tocantins

Este apêndice é complemento da síntese apresentada no Capítulo 2 e serve como texto explicativo dos mapas geológicos apresentados. Qualquer ausência de referência no texto se deve às constantes pesquisas e revisões feitas pelos diversos autores que atuam na região.

A1.1 PROVÍNCIA ESTRUTURAL TOCANTINS (PET): PORÇÕES CENTRAL E NORTE

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.

A1.1.1 MACIÇO DE GOIÁS (MGO) E ARCO MAGMÁTICO (ARM)

O Maciço de Goiás (MGO), situado na porção central da Província Tocantins, foi identificado por Almeida (1967) como um segmento crustal que teria atuado como pós-país cercado por geossinclínios laterais representados pelas faixas Brasília e Araguaia. Posteriormente, Marini *et al.* (1981, 1984a, 1984b) definiram o maciço como um alto do embasamento que teria recebido pouca cobertura sedimentar, afetado, juntamente com o embasamento, por dobramentos, metamorfismo e intrusões sintectônicas durante os ciclos Uruaçuano e Brasileiro. Fuck (1994) define o MGO como sendo um microcontinente envolvido em processos colisionais brasileiros. 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 ortognáissicos paleoproterozóicos, recobertos a norte pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa. A essas rochas se justapõem as seqüências vulcano-sedimentares possivelmente mesoproterozóicas de Juscelândia, Coitézeiro e Palmeirópolis adjacentes aos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, respectivamente, que completam o conjunto. Os limites ocidental e oriental desse 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 ortognáissicos (Fuck 1994). 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 consequência 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 (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 (Fuck 1994) 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 sutura que apresenta direção geral N30°E (Marini *et al.* 1984; 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, Pimentel *et al.* (1995) discutiram a respeito do limite entre o ARM e o MGO, chegando a 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.

A1.1.1.1 GREENSTONE BELTS DO MGO

A oeste da Faixa Granulítica nos Estados de Goiás e Tocantins observa-se um grupo de faixas *greenstone*, no qual estão incluídas Serra de Santa Rita, Faina, Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. Separando essas faixas estão uma variedade de ortognaisses (Figura 2.1).

A primeira referência sobre terrenos do tipo *greenstone* no centro-oeste vem de Costa *et al.* (1976), reconhecendo na região de Almas-Dianópolis (TO) uma seqüência estratigráfica vulcano-sedimentar e arcabouço tectônico semelhantes aos de Barberton, África do Sul (Viljoen & Viljoen 1969; Anhaeusser 1971). Posteriormente, outros terrenos foram reconhecidos a partir dos conhecimentos de Danni & Ribeiro (1978), Sabóia (1979) e Sabóia & Teixeira (1980). Uma boa resenha é encontrada em Jost *et al.* (1998).

Os *greenstones belts* de Faina e Serra de Santa Rita (ou Cidade de Goiás) são seqüências vulcano-sedimentares arqueanas inseridas em terrenos ortognáissicos através de falhas de cavalgamento de direção N70°W e separados um do outro por uma zona de cisalhamento de direção NE. Essas faixas apresentam estrutura sinclinal e a estratigrafia das faixas é semelhante a outras no mundo (Danni *et al.* 1982; Tomazzoli & Nilson 1986; Tomazzoli 1992; Resende & Jost 1997;

Resende *et al.* 1998): unidade ultrabásica inferior, unidade básico-intermediária e unidade metassedimentar superior.

A unidade de rochas metassedimentares da Faixa Goiás é representada por xistos carbonosos, metacherte, formações ferríferas, calcixistos, mármore e metarritmitos siliciclásticos. Já a Faixa Faina apresenta ortoquartzitos, lentes de metaconglomerados (seqüência Serra do Canta Galo) com clastos de metavulcânicas máficas e ultramáficas, metapelitos, xistos carbonosos, formações ferríferas, quartzitos e mármore. Esse contraste é interpretado como resultado de ambientes paleogeográficos e sistemas deposicionais distintos. Em Goiás, o ambiente foi de marinho profundo a um mais raso. Em Faina, o ambiente foi plataformar com dois ciclos transgressivos. Idades modelo Sm/Nd da área-fonte das rochas detríticas decrescem de 3,1 a 2,8 Ga. Idade modelo em uma estreita faixa de metaconglomerados e ortoquartzitos mostra um valor de 2,3 Ga. Essas rochas ocorrem com estratigrafia invertida e sobrepõem-se ao *greenstone* por uma falha de empurrão e delineiam o sinclínio regional, o que indica que a estrutura não é arqueana (Resende *et al.* 1998).

Na região de Crixás são encontrados três cinturões de rochas supracrustais subparalelos (Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás), metamorfizados em fácies xisto verde, com idade de 2,8 Ga (Arndt *et al.* 1989) e separados por ortognáisses. Cada *greenstone*, apesar da semelhança estratigráfica com outros cinturões pelo mundo (unidade ultramáfica inferior, básica intermediária e metassedimentar superior), apresenta diferenças significativas na seção sedimentar. Essas diferenças são atribuídas a distintas condições paleogeográficas, justificando o desmembramento desses terrenos em três grupos. O Grupo Crixás apresenta sedimentação interpretada como plataformar eufênica, de águas rasas, associada com chertes e carbonatos, que dão lugar a folhelhos límpidos para o topo. No Grupo Guarinos a sedimentação se inicia com grauvas, geralmente turbiditos, recobertas por formação ferrífera. No Grupo Pilar de Goiás a sedimentação é composta por chertes e rochas cálcio-silicáticas de águas profundas. A presença de filitos carbonosos no topo dos grupos Guarinos e Pilar de Goiás pode ser interpretada como progradação de ambientes plataformais sobre sedimentos profundos ou como lâminas transportadas durante os empurrões do final do Arqueano (Jost & Oliveira 1991; Resende & Jost 1995; Jost *et al.* 1998).

Queiroz (1995) propõe a existência de três fases de deformação no *greenstone belt* de Crixás. Na primeira, foi gerada a estrutura de domos e quilhas decorrente do alojamento de plutões de granitóides. Na segunda, foram formadas estruturas que indicam movimentação frontal de NW para SE. Na terceira, formou-se o Corredor Transpressivo Ribeirão das Antas / Rio Vermelho de direção N50-70W, respondendo a esforços de direção E-W. Esse corredor transpressivo aparenta ter expressão magnética que pode ser observada em imagens digitais (Queiroz & Blum 1995).

Rochas komatiíticas da base da faixa Crixás foram datadas por Arndt *et al.* (1989) e indicam idades Pb-Pb e Sm-Nd de 2728 ± 140 Ma e 2895 ± 98 Ma, respectivamente.

Fortes *et al.* (1993), datando pelo método Rb-Sr as rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III em Crixás, encontraram idades entre 730 e 650 Ma para anfibólio xistos, 437 ± 13 Ma para carbonato-clorita xistos e 497 ± 48 Ma para mármore. Os dados geocronológicos apresentados por esses autores sugerem que as paragêneses minerais foram formadas, ou parcialmente rehomogeneizadas isotopicamente, durante o Neoproterozóico, por influência do Ciclo Brasileiro. Os autores ainda comentam que as elevadas razões iniciais encontradas indicam que as paragêneses foram estabelecidas, provavelmente, em rochas de longa residência crustal de idade arqueana.

Jost *et al.* (1989) propuseram uma nova unidade estratigráfica para a região, Seqüência Morro Escuro, composta de rochas metassedimentares químicas com lentes detríticas subordinadas. Essa

seqüência repousa, através de uma fina zona de milonitos, sobre os gnaisses do Complexo Caiamar (tratado no próximo item) e sobre a porção sul da faixa Guarinos.

Os dados estruturais mais recentes mostram que as estruturas regionais atuais das supracrustais de Crixás e da porção oeste de Guarinos são antiformais com estratigrafia invertida, as da metade leste de Guarinos - oeste de Pilar de Goiás são homoclinais e as de Goiás e Faina são sinclinais com flanco SW inverso. A questão crucial destes arcabouços estruturais consiste em estabelecer os eventos a que se associam e quando foram formadas. Estes aspectos estão, ainda, sob investigação, o que implica em abordá-las de uma forma simples e genérica (Jost *et al.* 1998).

A1.1.1.2 ORTOGNÁISSES DO MGO

Os terrenos ortognáissicos do MGO representam complexos polimetamórficos de composição em geral tonalito-granodiorítica. Localmente dominam paragnaisses bandados, anfíbolitos e rochas metassedimentares como quartzitos, xistos aluminosos e formações ferríferas bandadas. Remanescentes de complexos máfico-ultramáficos sob a forma de camadas e lentes dobrados e recristalizados ocorrem nos gnaisses juntamente com grandes massas ovais de granitóides. O fácies metamórfico predominante é o anfíbolito alto e localmente ocorrem os fácies xisto-verde retrometamórfico e granulito (Almeida *et al.* 1981; Danni *et al.* 1982).

Jost *et al.* (1994a, 1994b) propõem que os terrenos ortognáissicos do MGO sejam subdivididos em **complexos** e **blocos**. Segundo os autores, são considerados complexos aqueles terrenos cujos limites com as rochas supracrustais não sejam definidos por zonas de cisalhamento. Já os blocos possuem limites tectônicos.

São seis os blocos/complexos com propriedades químicas e físicas distintas e que separam as faixas *greenstone* umas das outras: Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquéim e Hidrolina (Jost *et al.* 1998).

O *Complexo Uvá*, segundo os poucos dados petrológicos, é formado principalmente por gnaisses de composições que variam de tonalíticas a granodioríticas e que se situam entre as cidades de Goiás e Jussara no Estado de Goiás. O Complexo limita o sudeste do *greenstone belt* de Goiás, é separado do arco magmático a oeste pelo limite entre gnaisses miloníticos e hornblenda granito na região de Jussara e é limitado a sul pela Seqüência Serra Dourada e pelos gnaisses Sanclerlândia (Pimentel *et al.* 1996; Jost *et al.* 1998; Resende *et al.* 1998; Figura 2.1). Tomazzoli (1992), em estudo geocronológico Rb/Sr na região de Goiás Velho, encontrou idades em torno de 2,67 Ga para os ortognaisses circunvizinhos. Tassinari & Montalvão (1980) encontraram idades semelhantes (Rb/Sr) em investigação anterior. Pimentel *et al.* (1996) encontraram 2564 ± 140 Ma para o gnaiss tonalítico de Uvá, 2851 ± 180 Ma para o granito Uvá, 759 ± 62 Ma para um granito porfirítico grosso e 2601 ± 209 para um gnaiss granítico entre Itapirapuã e Jussara.

O *Complexo Caiçara* é formado pelas Suítes Graníticas de Rubiataba e Itapuranga, os gnaisses e intrusões situados tanto a norte das faixas de Goiás Velho e Faina, assim como os situados a sul do Complexo da Anta (Figura 2.1) e que se estendem até contrafortes da Serra Dourada. Os poucos dados petrográficos (Tomazzoli 1985) mostram que, pelo menos em parte, o Complexo contém tonalitos, granodioritos e granitos (intrusões / gnaisses) (Jost *et al.* 1998).

O *Complexo da Anta* expõe-se a oeste da faixa Crixás, sendo limitado a oeste e a norte pelos terrenos neoproterozóicos do Arco Mágmatco de Goiás e a sul pelo Complexo Caiçara (Jost *et al.* 1998; Figura 2.1). O Complexo é composto por gnaisses tonalíticos e granodioríticos com

características físicas muito semelhantes (Vargas 1992). Análises químicas em granitóides do Complexo da Anta mostram afinidade com granitóides da Suite 2 de Cruz & Kuyumjian (1993) na região de Almas-Dianópolis (TO), o que sugere evolução única para os terrenos arqueanos/paleoproterozóicos do MGO (Costa & Kuyumjian 1994).

O *Complexo Caiamar*, situado entre as faixas Crixás e Guarinos, é um conjunto de gnaisses de composição tonalítico-trondhjemítica, tonalitos, granodioritos e localmente migmatitos e diques básicos (Jost *et al.*, 1994a). Existe uma predominância de estruturas dômicas, algumas intrusivas, sugerindo, segundo Jost *et al.* (1994a), que a denominação de bloco é conceitualmente inadequada, sendo proposta a denominação de Complexo Caiamar. A idade mínima para o complexo é de $2,5 \pm 0,2$ Ga (idade Pb-Pb em granitóides; Montalvão 1985a) e uma idade de 2924 Ma (isócrona Rb-Sr; Vargas 1992) é atribuída a um evento tonalítico mais jovem (Jost *et al.*, 1994a, 1998).

O *Bloco do Moqué*m situa-se entre as faixas Guarinos e Pilar de Goiás cujos limites são inteiramente tectônicos. A norte e a sul o bloco é limitado pela Sequência Mara Rosa e pelo Grupo Araxá, respectivamente, através de milonitos de direção EW e mergulho médio de 15°S. O bloco é constituído por gnaisses graníticos e tonalíticos (Danni & Ribeiro 1978; Vargas 1992). Incluem-se nesse bloco, porém menos expressivos, migmatitos (Vargas 1992), gnaisses granodioríticos, um *stock* tonalítico e diques básicos formando um segmento crustal policíclico (Jost *et al.* 1994b, 1998).

O *Complexo Hidrolina* é um conjunto de gnaisses que ocorre a leste da faixa Pilar. São gnaisses de composição predominantemente granodiorítica, apresentando-se o caráter tonalítico nas bordas do complexo, onde podem representar as encaixantes dos granodioritos (Vargas 1992). No interior do complexo ocorrem intrusões de granitos potássicos associadas a um sistema de falhas transcorrentes (Figura A1.1). Segundo Vargas (1992), isócrona Rb-Sr em rocha total de 2653 ± 40 Ma para os granodioritos pode ser interpretada como a idade de cristalização dessas rochas. Também associado à zona de transcorrência está o Diorito de Posselândia, para o qual Pimentel *et al.* (1993a) encontraram idade U-Pb de $2146 \pm 1,6$ Ma para a época de sua intrusão.

São encontradas, ainda, rochas gnáissicas trondhjemíticas e tonalíticas dentro dos limites das faixas supracrustais da região de Crixás.

A1.1.1.3 TERRENOS GRANULÍTICOS

Os terrenos granulíticos mostram direção SSW que se estende descontinuamente 1000 km ao longo do Maciço de Goiás, representados pelos complexos de Guaxupé, Anápolis-Itaçu, Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava, Gameleira, Porangatu e Porto Nacional (Machado *et al.* 1980; Danni & Fuck 1981; Danni *et al.* 1982). Do ponto de vista de Almeida (1981), esses terrenos são o limite ocidental de um antigo cráton arqueano denominado Cráton do Paramirim que coincide com a parte leste de um forte gradiente gravimétrico.

A - Faixa Granulítica Anápolis-Itaçu A Faixa Anápolis-Itaçu ocupa ampla área no centro-sul do Estado de Goiás (Figura 2.1). Nessa faixa são encontradas freqüentemente rochas de caráter originalmente ácido a intermediário. Em conseqüência, são comuns os ortognaisses, anatexíticos em parte, associados a lentes e *boudins* de restitos granulíticos máficos e ultramáficos (Winge 1990). Algumas dessas ultramáficas, como as da Serra do Brandão e as de Águas Claras, de dimensões maiores, correspondem a porções ultramáficas de corpos acamadados (Nilson 1984).

B - Faixa Granulítica Porto Nacional A Faixa Porto Nacional compreende os granulitos orto e paraderivados da porção central do Estado do Tocantins. Análises Rb-Sr conferem idades entre 2,0 e 2,2 Ga para o evento termo-tectônico que atingiu essa região (Gorayeb & Lafon 1996).

C - Faixa Granulítica Porangatu A Faixa Porangatu é caracterizada por dois conjuntos lito-estruturais, um de rochas plutônicas calci-alcálicas e toleíticas estabilizado no fácies granulito e outro de gnaisses e restos de seqüências vulcanossedimentares correlacionáveis aos terrenos granitóide-greenstone mais ao sul (Gorayeb 1996).

A1.1.1.4 COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS E SEQÜÊNCIAS VULCANOSSEDIMENTARES ADJACENTES

Os complexos máfico-ultramáficos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava formam um lineamento crustal de cerca de 350 km de extensão (Figura 2.1), que representa uma feição tectônica recentemente interpretada como produto de rifteamento crustal durante o Mesoproterozóico (Ferreira Filho & Naldrett 1993; Nilson *et al.* 1994). A origem dos complexos é controversa. Ferreira Filho & Naldrett (1993) interpretam o Complexo Niquelândia como uma intrusão acamadada do Paleoproterozóico, pois deformações e metamorfismo pouco obliteram a seqüência original de suas rochas. Suita & Strieder (1992) propõem uma origem por magma possivelmente picrítico e reequilíbrio em grau alto e baixo, ou seja, intrusão acamadada e gênese não ofiolítica. Esses autores se apoiam no estudo de transformações metamórficas, parte em Cr-espinélios acessórios de Barro Alto e Cana Brava e parte em cromititos maciços de Niquelândia, com alto valor de alumínio e variada razão Cr/(Cr+Al).

Através da análise geoquímica de anfibolitos finos das seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Coitezeiro e Juscelândia a oeste dos complexos Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, respectivamente, Brod *et al.* (1992) sugerem que esses complexos podem representar um mesmo magmatismo toleítico. Nessa hipótese, pode ser demonstrada a existência de uma progressão geoquímica entre os três complexos com variação de norte para sul, sendo possível que essa tendência reflita a exposição de diferentes níveis crustais mais profundos a sul, concordando com a presença aflorante de gabro-anortositos em Barro Alto e Niquelândia, sua ausência em Cana Brava e a ocorrência mais expressiva, no último, de rochas supracrustais. Diante disso e do reconhecimento de vulcânicas toleíticas por Danni & Kuyumjian (1984) e Araújo (1986), esses autores sugerem que os complexos se formaram junto a cadeias meso-oceânicas. Todavia, diante da existência de magmas parentais distintos, intrusões quartzo-dioríticas e xenólitos crustais, Ferreira Filho (1995) sugere que os complexos podem ter sido formados em sistemas de *rifts* continentais e não cadeias meso-oceânicas.

A - Complexo Barro Alto (CBA) O Complexo Barro Alto (CBA) é composto por uma associação tectônica e metamórfica de rochas magmáticas e sedimentares. O CBA, na sua totalidade, compreende um corpo encurvado com 150 km de comprimento e 25 km de largura em sua porção sul. Levantamentos geológicos realizados por Fuck *et al.* (1981) e Danni *et al.* (1984) levaram a divisão longitudinal do complexo em duas unidades distintas: rochas de fácies granulito a sul e leste e rochas de fácies anfibolito, em parte empurradas sobre as primeiras, a norte e oeste do complexo.

Duas associações de rochas são distinguidas nos granulitos do CBA. A mais antiga é representada por uma seqüências de granulitos máficos finos, hiperstênio granulitos ricos em quartzo e feldspatos, silimanita-granada quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e formação ferrífera rica em magnetita. A segunda associação é constituída de rochas máficas de granulometria média predominante, onde são encontradas lentes ou bandas recristalizadas de piroxenitos e peridotitos. Em conjunto, feições texturais reliquias, a natureza das rochas e relações de campo evidenciam que essa associação é de origem plutônica, representando um complexo ígneo acamadado intrusivo num teto de rochas supracrustais representado por remanescentes espalhados na faixa granulítica, desmembrado por importantes falhas de cavalgamento (Fuck *et al.* 1981; Danni *et al.* 1984; Fuck *et al.* 1989). Oliveira & Jost (1992) propõem uma nova subdivisão estratigráfica para a seqüência granulítica do CBA na região de Goianésia-GO, consistindo de duas zonas agrupadas no que se denominou de Série Goianésia (Zona de Tectonitos Basais, faixa contínua ao longo do limite sul-sudeste do CBA e Zona Máfica Acamadada, associação seqüencial cíclica de piroxenitos, noritos e anortositos metamórficos).

Intrusões de granitos são encontradas dividindo os granulitos máficos do CBA (Figueiredo 1978; Danni *et al.* 1984), além de ortognaisses associados a gnaisses e anfibolitos da seqüência vulcano-sedimentar Juscelândia e a granulitos félsicos (Fuck *et al.* 1989).

Assumpção *et al.* (1985a), utilizando levantamento gravimétrico realizado na região do CBA, estimaram a profundidade do complexo em aproximadamente 5 km para as rochas máficas e ultramáficas, considerando um contraste de densidade de $0,3 \text{ g/cm}^3$ entre estas rochas e as vizinhas.

Para o CBA, a idade mínima para consolidação do magma, segundo dados isotópicos U-Pb em zircão, ocorreu por volta de 1,7 Ga (Suita *et al.* 1994). Fuck *et al.* (1989), em investigação geocronológica pelo método Rb-Sr obtiveram idades isocrônicas de $1266 \pm 17 \text{ Ma}$ para granulitos félsicos e $1330 \pm 67 \text{ Ma}$ para os gnaisses da Seqüência Juscelândia. Esses autores sugerem, com base em determinações isotópicas, que as rochas de Barro Alto foram submetidas a importante evento metamórfico por volta de 1,3 Ga. Durante o evento, as rochas vulcânicas e sedimentares da Seqüência Juscelândia e os gabro-anortositos acamadados subjacentes foram deformados e recristalizados sob condições de fácies anfibolito. Na mesma época, rochas supracrustais e plutônicas foram isotopicamente homogeneizadas em alto grau no interior da crosta média-inferior. Deformação e metamorfismo estão associados à colisão de dois blocos continentais que resultou na formação de um complexo de cavalgamento com vergência para SE, permitindo a exposição dos granulitos de crosta profunda do bloco cavalgante. Em seguida, ocorre evento de metamorfismo granulítico e deformação, a cerca de 780 Ma (Suita *et al.* 1994), relacionado ao ciclo de eventos Brasileiro. Para Silva *et al.* (1997), as rochas do CBA foram alojadas no nível crustal superior por um *underthrusting* do embasamento da Faixa Brasília.

Barreto Filho (1992), comparando anomalias geoquímicas (Ni, Cr, Co e Cr/Ni) e anomalias magnéticas dos complexos Barro Alto e Niquelândia com as anomalias observadas na região de Água Branca, GO, sugere a presença de outro corpo de composição máfico-ultramáfica. Este corpo foi denominado de Maciço Básico-Ultrabásico de Água Branca e estaria desconectado do conjunto Niquelândia/Barro Alto por falhas de cisalhamento de direção WNW, provavelmente da mesma época das falhas da Megainflexão dos Pirineus. Essas falhas são facilmente identificadas nas folhas aeromagnéticas do Projeto Geofísico Brasil-Canadá.

A **Seqüência Vulcanossedimentar Juscelândia** compõe o topo do CBA e é constituída por anfibolitos (metavulcânicas), metacherte, gnaisse granítico e micaxistos (Moraes *et al.* 1994). Esses autores sugerem que a seqüência Juscelândia deve ser tratada à parte do Complexo Barro Alto. Os

autores se baseiam em resultados de cálculos de pressão e temperatura. Os cálculos foram feitos com base em análises de composição química de fases minerais obtida em microsonda eletrônica. Foi encontrada uma diferença de 3 kbar de pressão entre a seqüência de Juscelândia e a Seqüência Serra da Malacacheta, o que representa uma descontinuidade crustal de 12 km.

B - Complexo Niquelândia (CN) O Complexo Niquelândia (CN) é bordejado tectonicamente a oeste pela seqüência vulcano-sedimentar do Coitezeiro e importantes falhas de empurrão. A leste e ao norte, o complexo é limitado por falhas de empurrão, onde está em contato com gnaisses e milonitos do Complexo Granito-Gnáissico de composição granodiorítica (Fuck *et al.* 1988). Ao sul, o limite é formado por zona transcorrente denominada de Lineamento Niquelândia (Brod 1988). Feininger *et al.* (1991) interpretaram o Complexo Niquelândia, através de modelagem gravimétrica, como um bloco mergulhando para oeste, cuja profundidade não ultrapassa 6 km.

Duas interpretações conflitantes de caráter petrogenético e tectônico discutem a natureza do CN. Danni & Teixeira (1981) e Danni *et al.* (1982) consideram-no um corpo constituído por uma seqüência proto-ofiolítica arqueana de fácies granulito e uma seqüência gabro-anortosítica mais recente, justaposta por anfibolitos relacionados geneticamente. Já Rivalenti *et al.* (1982) e Girardi *et al.* (1986), com base em dados de geoquímica de minerais e rochas, interpretaram o complexo como um corpo estratiforme, sem metamorfismo e deformação, alojado em crosta continental estável.

A estratigrafia do complexo foi detalhada por Ferreira Filho & Naldrett (1991), salientando o conceito de corpo estratiforme único, com evolução petrológica gradual da base (leste) para o topo (oeste), e submetido a metamorfismo de fácies granulito a anfibolito e deformação heterogênea, de tal forma que vários contatos do corpo são tectônicos. Segundo os autores, o complexo é constituído por: Unidade Máfica de Leste (gabronoritos), Unidade Ultramáfica (peridotitos), Unidade Máfica Central (gabronoritos/noritos), Unidade Serra dos Borges (gabros/anortositos) e Unidade João Caetano (pequenos corpos quartzo-dioríticos intrusivos) (Nilson & Ferreira Filho 1993).

Segundo Ferreira Filho & Naldrett (1993), na formação do Complexo Niquelândia, houve o alojamento de grande volume de magma picrítico em crosta continental (concordando com Suita & Strieder 1992), durante o Mesoproterozóico (1600-1560 Ma, idades isotópicas U-Pb, Ferreira Filho *et al.* 1994) ou com início no Paleoproterozóico (2,0 Ga, idades Re-Os e U-Pb, SHRIMP-II, Correia *et al.* 1996). A presença de unidades cíclicas implica na ocorrência de vários pulsos magmáticos, enquanto a grande continuidade lateral do acamamento ígneo significa resfriamento lento na câmara magmática. Ferreira Filho & Naldrett (1993) deduzem um ambiente extensional em crosta continental. Em conjunto com o CBA e o Complexo Cana Brava, o CN sugere a presença de um importante *rift* continental no Paleo ou Mesoproterozóico. Metamorfismo de alto grau e deformação podem ter ocorrido como resultado de colisão continental no Neoproterozóico (795-770 Ma, idades isotópicas U-Pb, Ferreira Filho *et al.* 1994). Colisão esta que resultou na elevação das rochas granulíticas representantes de crosta inferior (Feininger *et al.* 1991; Ferreira Filho & Naldrett 1993; Nilson & Ferreira Filho 1993; Ferreira Filho *et al.* 1994) por um *underthrusting* do embasamento da Faixa Brasília como sugerem Silva *et al.* (1996).

No topo e a oeste do CN afloram rochas metavulcanossedimentares denominadas por Nascimento *et al.* (1981) de Seqüência Vulcanossedimentar de Indaianópolis. Brod (1988) sugere o nome de **Seqüência Vulcanossedimentar do Coitezeiro** para o pacote situado a oeste da Zona de Cisalhamento do Rio Traíras. Brod & Jost (1991, 1994) dividem a seqüência em: i) unidade metapelítica basal (xistos, chertes e formações ferríferas); ii) unidade metavulcânica básica; iii)

unidade metavulcânica ácida; iv) unidade metassedimentar areno-pelítica (magnetita-xistos, quartzitos, xistos grafitosos) e v) unidade metapelítica superior (semelhante à unidade basal).

C - Complexo Cana Brava (CCB) O Complexo Cana Brava (CCB) localiza-se nas proximidades da cidade de Minaçu no norte do Estado de Goiás, tendo aproximadamente 40 km de extensão e 11 km de largura (Nagao 1974; Girardi & Kurat 1982).

A partir de dados litogeoquímicos, Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) consideraram o CCB como uma intrusão estratiforme originada a partir da cristalização fracionada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica, sem evidências da entrada de vários pulsos de magmas. Esses autores subdividiram o complexo em cinco subunidades, interpretando a disposição destas como o empilhamento estratigráfico original: a subunidade PICB1, localizada na porção basal (leste) do complexo, composta essencialmente por epitodo-anfibolitos finos blastomiloníticos, com intercalações locais (métricas a decamétricas) de rocha fina de composição gabróica. A subunidade PICB2 seria composta principalmente por serpentinitos derivados de peridotitos, localmente com intercalações centimétricas a métricas de gabros e piroxenitos. A subunidade PICB3 seria constituída principalmente por websteritos, enquanto a subunidade PICB4 seria composta por ortopiroxênio-gabro, gabro, melagabro, norito, clinopiroxênio-norito, rochas de composição diorítica e intercalações de anfibolito, separadas da subunidade PICB5 por uma contínua zona de deformação dúctil de direção NNE. A subunidade PICB5, representando o topo do complexo, seria composta por gabronorito, norito, leuco-gabronorito, clinopiroxênio-norito, clinopiroxênio leuco-norito, ortopiroxênio-gabro, ortopiroxênio leucogabro, leucogabro, diorito, quartzo gabro, quartzo diorito e tonalito local. Nesta unidade se observa a presença de corpos anfibolíticos, considerados como encaves da Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis.

Os mesmos autores interpretam que o contato superior, onde a presença de xenólitos de anfibolito, xisto e quartzito, além de evidências de metamorfismo térmico próximo ao contato, associados à presença de silimanita em xistos e paragêneses de alto grau (clinopiroxênio, granada e escapolita) em rochas calciossilicatadas, indicaria que o complexo se alojou nas rochas preexistentes, já deformadas e metamorfisadas, da sequência vulcanossedimentar adjacente.

Lima (1997) caracterizou o complexo como uma câmara magmática desenvolvida pela entrada de sucessivos pulsos de magma e o dividiu em três zonas distintas: zona máfica inferior (metagabronoritos granulizados com intercalações de metapiroxenitos e olivina-melagabronorito), zona ultramáfica (dunitos e uma camada de websteritos) e zona máfica superior (metagabronoritos, lentes piroxeníticas e localmente noritos e protomilonitos). São encontradas também intrusões noríticas divididas em duas zonas pelo autor: zona norítica central (biotita-hornblenda norito) e zona norítica de borda (hornblenda-granada-biotita gnaisse bandado gradando para milonitos ricos em quartzo e localmente são encontrados quartzo noritos e xenólitos de norito, hornblenda-norito e anfibolitos).

Idades K-Ar (Almeida & Hasui 1969, Matsui *et al.* 1976 e Girardi *et al.* 1978) e Rb-Sr (Girardi *et al.* 1978) para o CCB apresentam-se muito dispersas (450-4000 Ma com K-Ar; e 1157 ± 50 Ma e 644 ± 27 Ma para rochas adjacentes ao complexo com Rb-Sr). Datações Sm-Nd de Fuji (1989, *in*: Correia, 1994) indicam que a idade de cristalização magmática é de 1970 ± 69 Ma. A intrusão do Morro do Bota, pelo mesmo método, forneceu uma idade de cristalização ígnea de 1088 ± 8 Ma.

Correia (1994), com quatro análises de gabros e quartzo dioritos do CCB, pelo método Rb-Sr em rocha total, obteve uma idade de 1350 ± 35 Ma, associada a re-homogeneização isotópica durante

um evento compressivo principal produzindo um metamorfismo de fácies anfíbolito. O mesmo autor realizou uma determinação pelo método Sm-Nd em rocha total, em uma amostra de composição gabroica do complexo obtendo uma idade de 2086 ± 119 Ma.

Na porção oeste do complexo, separada deste por falha transcorrente, encontra-se a **Seqüência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis**, representada por anfíbolitos e muscovita-quartzo xistos distribuídos em três unidades (Figueiredo *et al.* 1981; Araujo 1986; Araujo & Nilson 1988; Correia 1994; Araujo *et al.* 1995; Lima & Nilson 1996; Lima 1997): unidade central na base (anfíbolitos finos, xistos, metatufos e metapiroclásticas); unidade de leste (anfíbolitos grossos, metaconglomerados, metagrauvacas e metapiroclásticas intermediárias); e unidade de oeste no topo (estauroлита-granadamica-quartzo xisto, xisto grafitoso e intercalações de formações ferríferas, rochas calciossilicatadas e anfíbolitos). Araújo (1986) observou que a presença dos corpos de sulfeto maciço na seqüência estava associada a zonas de alteração hidrotermal sobre anfíbolitos finos, típicos de depósitos vulcanogênicos singenéticos. Araújo & Nilson (1987) caracterizaram os anfíbolitos finos como derivados de basaltos toleíticos meso-oceânicos.

Correia (1994) sugeriu uma seqüência de eventos magmáticos e tectono-metamórficos para o CCB: a) separação do manto e residência sublitosférica ou subcrustal do magma progenitor entre 2,25 e 2,62 Ga; b) intrusão na seqüência de Palmeirópolis e subsequente cristalização em regime distensivo próximo a 2,0 Ga; c) principal evento metamórfico e deformacional dúctil-rúptil em regime compressivo ao redor de 1,3 Ga; d) reequilíbrio metamórfico no fácies xisto-verde com limite a 480 Ma.

Lima & Nilson (1996) e Lima (1997) observam que as unidades estratigráficas do CCB apresentam caimentos convergentes a partir de suas bordas. O limite oeste corresponde provavelmente a uma falha reversa oblíqua, com movimentação dextral. Nas proximidades dessa falha existe um conjunto de outras falhas que, aparentemente têm a mesma movimentação. O contato do CCB com a seqüência de Palmeirópolis e com as intrusões noríticas se faz por meio de falha possivelmente direcional e com movimentação sinistral. O conjunto dessas estruturas sugere uma estrutura em flor positiva ou uma estrutura em *pop-up*. Segundo os autores, a configuração do CCB parece coincidir com uma estrutura em flor positiva, o que estaria de acordo com o modelo proposto por Fonseca & Dardenne (1995) para o Sistema Rio Maranhão (sistema de falhamentos que se estende até o CBA, envolvendo o CN e as seqüências vulcanossedimentares adjacentes, onde foi sugerida a presença de estruturas tipo megaflor positiva com falhas de retro-empurrão subordinadas); no entanto, as falhas reversas tem maior obliquidade.

A1.1.1.5 COBERTURA DOBRADA

A cobertura dobrada do MGO é representada principalmente pelo **Grupo Serra da Mesa** (GSM; MPsm na Figura 2.1).

As rochas metassedimentares do GSM foram inicialmente incluídas por Barbosa *et al.* (1969) no Grupo Araxá. Marini *et al.* (1977) redefiniram as rochas metassedimentares presentes na região entre a Serra da Mesa e a Serra Dourada como sendo o GSM. O grupo se estenderia até as proximidades da Megainflexão dos Pirineus, sendo constituído por quartzitos na base, seguidos de micaxistos com granada, estauroлита e cianita e intercalações de quartzitos e lentes de calcixistos e mármores, perfazendo 1500 m de espessura (Fuck & Marini, 1981).

A1.1.1.6 ORTOGNAISSES E SEQÜÊNCIAS VULCANOSSEDIMENTARES NEOPROTEROZÓICOS

Em outras áreas da província são reconhecidos restos de seqüências supracrustais, ortognaisses e granitóides pós-tectônicos atribuídos ao ARM (Pimentel & Fuck 1987b, 1992; Fuck 1994; Pimentel *et al.* 1991; Viana *et al.* 1995). São os casos das seqüências vulcanossedimentares das imediações de Sanclerlândia, Bom Jardim, Iporá-Amorinópolis, Jaupaci, Arenópolis, Santa Terezinha e Mara Rosa (Pimentel & Fuck 1986, 1987a, b; Danni 1988).

Os ortognaisses e granitóides pós-tectônicos das regiões de Iporá e Mara Rosa apresentam similaridades geoquímica e geocronológica comparáveis ao ambiente de arco magmático intraoceânico. Essa similaridade se estende para os terrenos ortognaissicos da porção centro-norte da PET (Fuck 1994; Viana *et al.* 1995).

A Seqüência Vulcanossedimentar Santa Terezinha foi definida por Costa (1986) como sendo um conjunto de rochas vulcano-sedimentares, metamorfozadas em fácies xisto verde e tectonicamente condicionado a uma calha sinclinal entre núcleos siálicos.

A Seqüência Vulcanossedimentar Arenópolis é formada por duas unidades. A primeira corresponde a anfibolitos, metaperidotitos e serpentinitos, além de uma assembléia de xistos pelíticos com intercalações de mármore, metacherte, quartzito fino e metabasalto (Unidade Córrego Santo Antônio). A segunda unidade consiste de metabasaltos, meta-andesitos, metarriolitos, metapiroclásticas, metagrauvascas, xistos e quartzitos (Unidade Córrego da Onça). A seqüência ainda apresenta pequenos corpos plutônicos a sub-vulcânicos intrudindo a segunda unidade (Pimentel & Fuck 1986). Segundo Pimentel & Fuck (1987a), as características geoquímicas e isotópicas (razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7043 e idades entre 692 Ma e 462 Ma) das rochas da seqüência, sugerem uma origem similar aos atuais arcos vulcânicos em zonas de subducção, propondo um modelo multi-arco para a evolução dos terrenos neoproterozóicos da PET.

Arantes *et al.* (1991) dividiram a Seqüência Vulcanossedimentar Mara Rosa em três faixas de rochas supracrustais (oeste, central e leste) com direção NNE e mergulhando fortemente para WNW. Essas rochas foram metamorfozadas em fácies anfibolito e são separadas por blocos de gnaisses tonalíticos e granodioríticos (Arantes *et al.* 1991; Kuyumjian 1994; Viana 1995). Idades U-Pb em torno de 860 Ma nesses gnaisses indicam que sua formação foi na mesma época de rochas metavulcânicas e metaplutônicas de arco encontradas na região de Iporá e Arenópolis (Pimentel & Fuck 1987a, b, 1992; Pimentel *et al.* 1993a, 1993b, 1997). Este fato, juntamente com análises isotópicas Sm-Nd e elementos traços nas rochas metavulcânicas, metassedimentares e ortognaisses, constituem forte prova de que essas rochas representam a continuidade de um arco de ilhas intraoceânico desenvolvido entre os crátons Amazônico e do São Francisco durante o Neoproterozóico (Pimentel & Fuck 1987b, 1992; Pimentel *et al.* 1993a, 1993b, 1997; Viana & Pimentel 1994, 1995, Viana *et al.* 1995).

A Seqüência Vulcanossedimentar Iporá-Amorinópolis é dividida em dois blocos, Amorinópolis e Iporá, e é composta por metabasaltos, metarriolitos, metadacitos, metapiroclásticas finas e metachertes, além de um corpo gabro-diorítico intrudido na seqüência (Complexo Córrego do Lageado; Danni & Campos 1994). Essa seqüência possui características geoquímicas e isotópicas de arcos vulcânicos. Ortognaisses nas imediações da seqüência têm razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais entre 0,7047 e 0,7041 e idades entre 729 ± 107 Ma e 668 ± 135 Ma, reforçando essas características (Rodrigues & Pimentel 1995).

A1.1.1.7 RECURSOS MINERAIS DO MGO

Nos terrenos tipo granito-*greenstone* do MGO ocorrem dois tipos de depósitos de ouro: tipo vulcanogênico e tipo hidrotermal. Os depósitos vulcanogênicos encerram seis depósitos na região, que ocorrem em zonas sulfetadas associados a quartzo-carbonatos, xistos e formações ferríferas. Os hidrotermais ocorrem em veios de quartzo de zonas de cisalhamento (Fortes *et al.* 1993; Delgado *et al.* 1995).

Os complexos máfico-ultramáficos apresentam ocorrências de níquel, talco, amianto, zinco, cobre, chumbo, cromita e elementos do grupo da platina (Pamplona & Nagao 1981; Araújo & Nilson 1985; Ferreira Filho & Naldrett 1993; Araújo *et al.* 1995; Ferreira Filho 1996). As seqüências vulcanossedimentares adjacentes a esses complexos hospedam mineralizações vulcanogênicas de zinco-cobre-chumbo. Na seqüência Mara Rosa são encontrados os depósitos de sulfetos de cobre com ouro (Kuyumjian 1995). No sudoeste de Goiás, ocorrem mineralizações vulcanogênicas de sulfetos disseminados e maciços de cobre, onde se destaca o depósito de Bom Jardim (Delgado *et al.* 1995).

A1.1.2 FAIXA BRASÍLIA (FB)

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).

A1.1.2.1 ZONA INTERNA

A zona interna é caracterizada pelos micaxistos do **Grupo Araxá** e a exposições de gnaisses interpretados como embasamento.

O Grupo Araxá foi interpretado como uma faixa dobrada mais antiga, do Proterozóico médio (Uruaçuano). Novos 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). A *mélange* gera anomalias Bouguer pronunciadas, indicando calha de subducção com transporte em direção ao Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico.

A1.1.2.2 ZONA EXTERNA

Na zona externa são encontrados as rochas metassedimentares dos **grupos Paranoá e Canastra**, formações Vazante e Ibiá e porções do embasamento, estruturados 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 de 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 formado pelas rochas metassedimentares das formações Vazante (seqüências argilosas e argilo-dolomíticas com estromatólitos) e Ibiá (sedimentação de caráter *flyschóide*; Campos Neto 1984) e do Grupo Canastra (filitos carbonosos e seqüências siliclásticas; Freitas-Silva & Dardenne 1994), característicos de margem continental passiva. O segmento é caracterizado por extensas descontinuidades tectônicas longitudinais com vergência para o Cráton do São Francisco. O limite oeste, nesta 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**. O Grupo Natividade é constituído por metaconglomerados, quartzitos, filitos e metavulcânicas afetados por dobramento simples e está embutido por falhas no meio de unidades mais antigas, assim como a Formação Monte do Carmo (conglomerados, arcóseos, arenitos arcoseanos e siltitos; Costa *et al.* 1984). Essas características são semelhantes às do Grupo Araí, sugerindo que esses grupos sejam correlatos.

O Grupo Araí é constituído de rochas sedimentares com características de *rift* continental e espessura que chega a 1200 m. O grupo repousa discordantemente sobre micaxistos e paragnaisses da Formação Ticunzal ou sobre ortognaisses e rochas miloníticas do que se convencionou chamar embasamento granito-gnáissico. Rochas sedimentares dos grupos Paranoá e Bambuí cobrem discordantemente as rochas do Araí. O grupo divide-se em duas formações: i) Arraias, na base e a leste, constituída por quartzitos com intercalações de conglomerados e uma unidade de riolito metamorfisado; e ii) Traíras, no topo e a oeste, constituída por metassiltitos, filitos, calcifilitos com intercalações de calcários e quartzitos subordinados, representando termos mais distais de uma bacia de sedimentação. Segundo datações radiométricas U/Pb em zircões, o riolito se cristalizou há 1771 ± 2 Ma, indicando que as rochas do Grupo Araí são mais antigas do que os 1400 Ma sugeridos por Marini & Botelho (1986) (Pimentel *et al.* 1991) e, portanto sendo pertencentes ao Paleoproterozóico. Essa idade e as características de sedimentação podem indicar que o Grupo Araí seja coevo ao *rift* Paleoproterozóico sugerido por Ferreira Filho & Naldrett (1993) na região dos complexos máfico-ultramáficos.

Ainda no segmento setentrional encontram-se **terrenos tipo granito-greenstone** de Dianópolis, citados anteriormente, e granitos tipo A que formam duas sub-províncias estaníferas com distintas características de campo, estrutural, petrográfica e geoquímica: i) Sub-Província Rio Paranã a leste e ii) Sub-Província Rio Tocantins 100 km a oeste. Alguns destes granitos apresentam grande similaridade geoquímica com o riolito do Grupo Araí, sugerindo que essas rochas extrusivas são contemporâneas à intrusão desses granitos (Botelho 1984; Marini & Botelho 1986). Esse fato é confirmado por Pimentel *et al.* (1991) com datações U/Pb em zircões (ca. 1769 ± 2 Ma).

Na FB ocorrem mineralizações de chumbo-zinco, manganês, grafita e rutilo associados às seqüências metassedimentares; pequenos depósitos de cromita e talco em rochas ultramáficas; berilo, quartzo, topázio e feldspato em pegmatitos; cassiterita em pegmatitos ou granitos greisenizados e pequenos veios de quartzo contendo ouro (Delgado *et al.* 1995).

A1.1.3 FAIXA ARAGUAIA (FA)

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** (quartzitos, xistos, filitos, ardósias, metabasitos) e uma zona interna (Fonseca *et al.* 1999). A zona interna é composta por um embasamento formado de migmatitos, granitos, anfibolitos e xistos (Complexo Colmeia), recobertos tectonicamente, de oeste para leste, por rochas do **Grupo Estrondo** (quartzitos, xistos, anfibolitos, mármore, serpentinitos, filitos), e dos complexos máfico-ultramáficos do tipo Quatipuru e Serra do Tapa no SE do Pará (rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas, intercaladas à rochas metassedimentares; [Figura 2.1](#)), estes últimos, distribuídos por todo o domínio do Super Grupo Baixo Araguaia (Montalvão 1985b; DOCEGEO 1988; Goyareb 1989).

Mais a leste, sucedem-se faixas de direção NNE-SSW do Complexo Rio dos Mangues (xistos, quartzitos e encraves gnáissicos), da Suite Matança (granitóides porfiróides mais ou menos gnaissificados e migmatizados), do Complexo Porto Nacional (gnaisses de diversas composições, granulíticos ou não e encraves de rochas metassedimentares da Formação Morro do Aquiles), da Formação Morro do Aquiles (xistos e quartzitos mais ou menos migmatizados) e do Complexo Manuel Alves (gnaisses tonalíticos com encraves de rochas metassedimentares) (Costa *et al.* 1984, 1988a). Segundo Gottardo *et al.* (1997), a Suite Matança é classificada como sin-cinemática à movimentação das zonas de cisalhamento transcorrentes da região de Porto Nacional.

Granitos da Suite Ipueiras (ou Lageado) ocorrem como intrusões no Complexo Porto Nacional, na Suite Matança e no Grupo Natividade (Costa *et al.* 1988a). A Suite Ipueiras foi datada em 1873 Ma (Costa & Hasui 1988).

Pequenos corpos de granitóides da Suite Santa Luzia intrudem o Super Grupo Baixo Araguaia e são associados a feições dômicas na região entre Fátima e Pugmil no Tocantins (Hasui *et al.* 1984a).

As rochas máfico-ultramáficas dos complexos tipo Quatipuru e Serra do Tapa teriam evoluído de um complexo ofiolítico serpentizado e desmembrado (Kotschoubey & Hieronymus 1996a,b; Teixeira 1996) e foram envolvidas em cavalgamentos complexos causados pelo deslocamento de massas rochosas de SSE para NNW (Hasui & Costa 1990) na fase final da evolução da FA (Kotschoubey & Hieronymus 1996a).

Datações radiométricas U-Pb (zircão) em granitos e veios associados às rochas supracrustais do Grupo Estrondo revelam idades entre 500 e 580 Ma, juntamente com idades arqueanas do embasamento (Moura & Gaudette 1992a, b). Esses resultados mostram que o maior evento deformacional na Faixa Araguaia tomou lugar há aproximadamente 500 Ma e reforçam a interpretação de uma idade Brasileira para a evolução estrutural deste cinturão.

Idades Pb-Pb em zircões revelam diferenças entre as rochas do embasamento dos segmentos norte e sul da FA. No segmento norte a idade de 2,85 Ga é assumida como a idade de cristalização dos protolitos ígneos das rochas do Complexo Colmeia (Moura & Gaudette 1993). No segmento sul a

idade mínima para os protolitos é de 2,0 Ga (Souza & Moura 1996), impedindo a sua correlação com o Complexo Colmeia. Costa (1985) sugere o nome de Complexo Rio dos Mangues para os gnaisses do segmento sul da FA.

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).

A1.1.3.1 RECURSOS MINERAIS DA FA

No segmento norte da FA são registradas ocorrências de níquel, cromo, ferro e manganês em rochas de uma seqüência vulcanossedimentar toleítica; e ametistas decorrentes do magmatismo félsico da fase orogênica (Delgado *et al.* 1995).

A1.1.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA PET

A PET apresenta um conjunto de elementos estruturais relacionados e/ou reativados no evento tectônico responsável pela origem das faixas Brasília e Araguaia. Nestes elementos incluem-se as inflexões estruturais, as falhas de empurrão com vergência para os crátons do São Francisco e Amazônico, a Sintaxe dos Pirineus e o Lineamento Transbrasiliano (Figura A1.1).

A1.1.4.1 INFLEXÕES ESTRUTURAIS

Segundo Strieder (1993, 1994), importantes inflexões estruturais, representativas da acomodação de movimentos diferenciais, podem ser reconhecidas na porção da Província Tocantins correspondente à Faixa Brasília. São elas: a) Niquelândia; b) Goiânia; c) Santa Cruz de Goiás; d) Serra do Fundão; e) Araxá; f) Serra da Canastra; e possivelmente (g) Cana Brava (a-f: Strieder 1993, 1994; g: Strieder 1993). Essas inflexões têm tendência paralela à direção WNW-ESE e foram consideradas por muito tempo como Sistema Goiano Transversal (Marini *et al.* 1981, 1984b), exceto a inflexão dos Pirineus, tratada à parte.

Strieder (1993) separou as inflexões em dois grupos, de acordo com suas características estruturais: a) inflexões marcadas por uma mudança contínua na orientação das dobras e rampas internas (inflexões de Goiânia, de Santa Cruz de Goiás, da Serra do Fundão, de Araxá e da Serra da Canastra); b) inflexões marcadas pela movimentação de falhas direcionais que truncam estruturas preexistentes.

Por muito tempo, a uma feição notória da região central do Estado de Goiás que se estende desde o oeste do Distrito Federal até as proximidades da bacia do Rio Araguaia (Marini *et al.* 1981, 1984a, 1984b; Figura 2.1) era considerada uma inflexão: Megainflexão dos Pirineus (Araújo Filho 1978, 1980, 1981). Era evidenciada por lineamentos magnéticos marcantes (Blum 1995; Blum & Pires

1995a) e em mapas gravimétricos regionais (Marangoni 1994). Reflete uma mudança direcional das estruturas da Faixa Brasília, principalmente pela forte inflexão, falhas transcorrentes e lâminas de cavalgamentos da extremidade sul do Complexo Barro Alto (Marini *et al.* 1984b) e da região de Abadiânia (Strieder 1993). Recentemente, Araújo Filho (1999) definiu a mega-estrutura como uma sintaxe, tratada mais adiante.

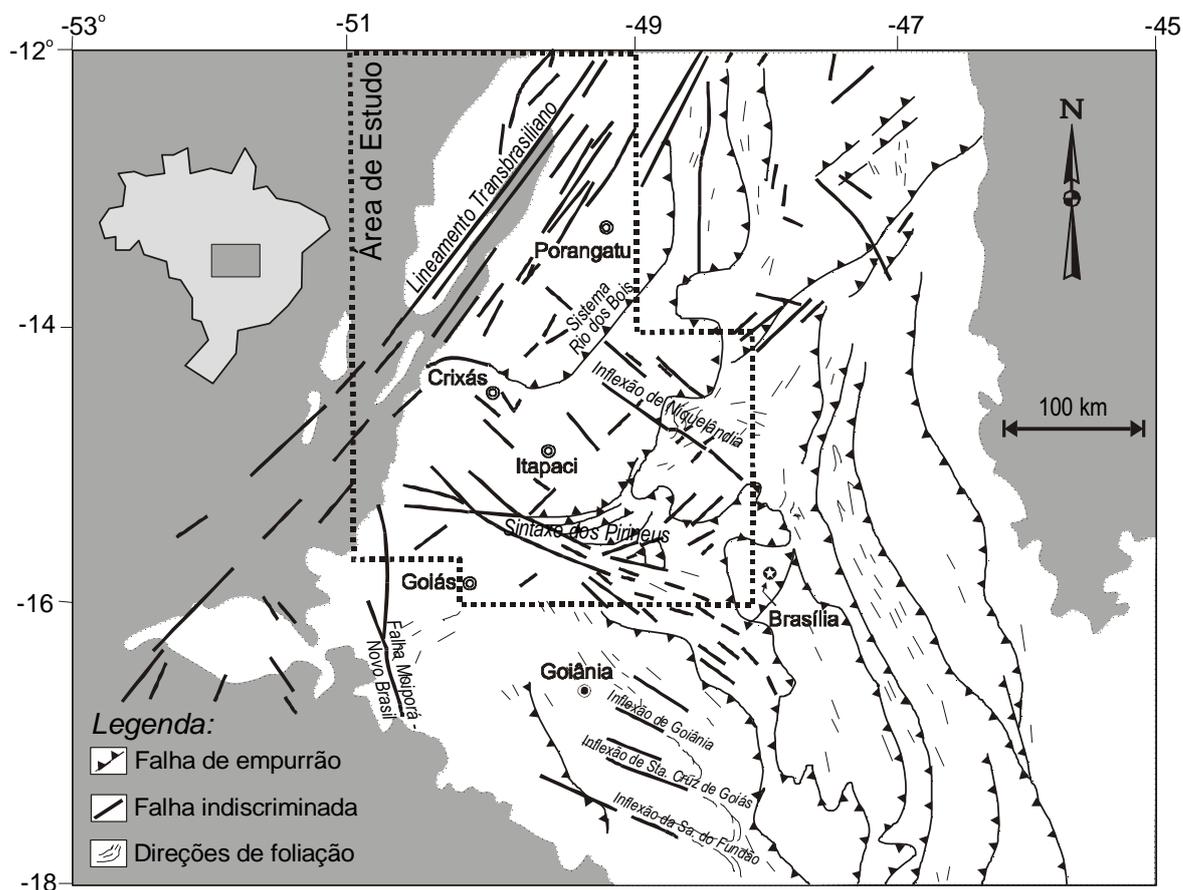


FIGURA A1.1: Principais elementos estruturais da porção central da Província Tocantins. Baseado em Marini *et al.* (1984a, b) e Araújo Filho (1999). Modificado de Blum (1995).

A Inflexão de Niquelândia (IN), localizada entre os complexos Barro Alto e Niquelândia, é marcada por fracos lineamentos muitas vezes obliterados pela erosão (Strieder 1993). Brod (1988) mapeou no extremo sul do Complexo Niquelândia diversas falhas transcorrentes dextrais, que truncam estruturas preexistentes, chamando-as de Lineamento de Niquelândia. Strieder (1993) observa que a lâmina de empurrão estruturalmente inferior àquela onde se encontram os complexos Niquelândia e Barro Alto mostra inflexão das linhas estruturais, justificando a designação de IN. Blum (1995) e Blum & Pires (1995a) observaram que lineamentos magnéticos na porção sul dessa inflexão aparentemente indicam uma movimentação sinistra.

A1.1.4.2 FALHAS DE EMPURRÃO

Falhas de empurrão se estendem por toda a Faixa Brasília. São resultantes de esforços compressivos que colocaram sobrepostas diversas lâminas de cavalgamento. Essa sobreposição provocou importante espessamento crustal.

As falhas têm vergência para o Cráton do São Francisco (Marini *et al.* 1984b), com a exceção daquelas que infletem nas inflexões estruturais.

Estendendo-se desde a região de Peixe (TO), passando por Mara Rosa - Chapada e chegando até as cercanias de Crixás (GO), a falha do Rio dos Bois (Arantes *et al.* 1991; Kuyumjian 1994) percorre mais de 300 km no MGO e, como a maioria das estruturas à sua volta, mergulha para oeste. A falha divide os terrenos granito-gnáissicos paleoproterozóicos do MGO dos neoproterozóicos do ARM (Fuck *et al.* 1987; Fuck 1994, comunicação pessoal 1994).

Mais a leste, entre os complexos máfico-ultramáficos e o Grupo Paranoá, é encontrada a falha de empurrão do Rio Maranhão que, segundo Silva *et al.* (1996, 1997), foi formada por um *underthrusting* que elevou as rochas abissais dos mencionados complexos para os níveis crustais superiores.

A1.1.4.3 SINTAXE DOS PIRINEUS

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 cuspide com concavidade para o Cráton do São Francisco. Cada evento gerou uma faixa orogênica distinta.

A faixa de dobramentos e empurrões Brasília 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. Cada empurrão consiste de rampas frontais, oblíquas e laterais. Essa faixa apresenta condições metamórficas de grau muito baixo (anquimetamorfismo) a grau intermediário / alto (fácies anfibolito alto).

A segunda faixa é a Brasília 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. Sua geometria sugere que foi que a faixa foi formada sob condições menos dúcteis do que a faixa sul.

A1.1.4.4 LINEAMENTO TRANSBRASILIANO (LT)

O Lineamento Transbrasiliano (LT; Figura 2.1) estende-se desde o litoral do Ceará, passando pela porção oriental do MGO, até o sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul (Schobbenhaus Filho *et al.* 1975). O lineamento foi interpretado, inicialmente, como um feixe de falhas transcorrentes formadas no fim do Ciclo Brasileiro e de falhas normais de idade mesozóica. Costa & Hasui (1988) interpretaram o lineamento como zonas de cisalhamento transcorrente sinistral de caráter dúctil. Os autores ainda encontraram manifestações transcorrentes rúpteis NE destros, e NW sinistrais, podendo indicar regime de deformação coaxial com compressão principal E-W. Contudo, um maior

desenvolvimento das falhas NE e sua assimetria com as falhas NW indicam deformação binária destra.

Costa & Hasui (1988) obtiveram idades de 2.050 e 2.217 Ma pelo método Rb-Sr para amostras de gnaisses da zona de cisalhamento e 1.873 ± 25 Ma para granitos intrusivos, sugerindo que o LT é mais antigo do que o Ciclo Brasileiro. Todavia, Pimentel *et al.* (1997), baseados em idades U-Pb em titanita para a metavulcânica da região de Posse - GO, junto com a idade em zircões de uma intrusão diorítica sintectônica, afirmam que o evento metamórfico-deformacional ocorrido há aproximadamente 630 Ma foi provavelmente o responsável pelo desenvolvimento das extensas zonas de cisalhamento com direção NNE (entre elas o lineamento).

O LT associa-se a anomalias gravimétricas (Ussami *et al.* 1993), anomalias magnéticas e a uma importante faixa sísmica (Hasui & Ponçano 1978; Assumpção *et al.* 1986a; Fernandes *et al.* 1991), interpretada como o efeito de alívio de tensões em zonas de fraqueza decorrente do deslocamento da Placa Sul-Americana (Hasui & Mioto 1988). Estudando eventos sísmicos de Palmeirópolis, Porangatu e Paranã, ocorridos entre 1985 e 1990, Fernandes *et al.* (1991) encontraram mecanismo focal de falha transcorrente dextral, mostrando eixo compressivo orientado E-W, concordando com o resultado obtido por Assumpção *et al.* (1985b) para o evento sísmico de Redenção no sul do Pará.

4.1.2 PRINCIPAIS UNIDADES FANEROZÓICAS

Ao norte e leste do Estado do Tocantins, afloram as rochas sedimentares pertencentes à Bacia Intracratônica Parnaíba (BIP). A BIP é tida como uma bacia paleozóica, embora contenha depósitos mesozóicos pouco espessos. A espessura dos sedimentos da bacia chega a atingir 3000 m, sendo que 2500 m são paleozóicos e o restante mesozóicos (Santos *et al.* 1984).

A porção da BIP que aflora no centro-norte do Estado do Tocantins apresenta desde sedimentos siluro-devonianos da Formação Serra Grande aos basaltos cretácicos da Formação Sardinha e os sedimentos cretácicos das formações Codó e Itapecuru (DNPM 1987).

Na BIP aparecem falhas normais oblíquas e falhas de transferência/compartimentais. Dobras e cavalgamentos foram gerados durante um evento contemporâneo à Orogênese Herciniana (Costa & Hasui 1997b).

São encontrados nos estados de Goiás e Tocantins formações detrítico-lateríticas e aluviões cenozóicos ao longo dos principais rios (e.g. Tocantins e Araguaia; Marini *et al.* 1984a; DNPM 1987).

APÊNDICE 02: Subrotinas

Neste apêndice são listadas algumas subrotinas em linguagem FORTRAN desenvolvidas e/ou utilizadas neste trabalho.

(A) Subrotina MareTerr Esta subrotina estima a influencia do Sol e da Lua na maré terrestre em

miligals. A subrotina se baseia nas fórmulas encontradas em Longman (1959) e trabalha com dupla precisão.

```

*****
      Subroutine MareTerr(rano,rhora,igreen,rlong,rlat,ralt,xg0)
c-----
c  M.L.B. BLUM 1996
c-----
c  Subrotina que determina a influencia do Sol e da Lua em miligals
c  baseada em Longman (1959).
c-----
c  Parametros de entrada:
c  rano   - ano do levantamento (inclui dias e meses)
c  rhora  - hora do levantamento (inclui minutos)
c  igreen - correcao para Greenwich
c  rlong  - longitude da estacao em graus
c  rlat   - latitude da estacao em graus
c  ralt   - altitude da estacao em metros
c-----
c  Saida:
c  xg0    - correcao de mare terrestre
c-----

      implicit double precision (R, X, Y)

c um grau em radianos
      radum = .0174532925

c inclinacao da orbita da lua com a eliptica
      xin = 5.145 * radum

c inclinacao do equador da terra com a eliptica
      xw = 23.452 * radum

c razao do movimento do sol em relacao a lua
      xm = .07804

c razao do movimento do sol em relacao a lua
      xe = .05489972

c constante gravitacional
      xmi = 6.6726e-8

c posicao inicial do sol
      xsun = 1.993e33

c posicao inicial da lua
      xmoon = 7.3537e25

c Seculos julianos a partir de Greenwich, as 12:00 de 31.12.1899
      xtj = (rano + .5) / 36525

c Equacoes em Longman (1959), Bartels, Schureman:

c longitude media da lua em sua orbita calculada no equinocio de referencia
      xs=270.4365889+(1336+307.8905694)*xtj+.00198*xtj**2+.000002*xtj**3
      xsr = xs * radum

c longitude media do perigeu lunar
      xp=334.3295611+(11+109.0340305)*xtj-.01031944*xtj**2-.00001*xtj**3
      xpr = xp * radum

c longitude media do sol
      xh=279.6966805+36000.76891*xtj+.0003*xtj**2
      xhr = xh * radum

c longitude da orbita da lua c/ o equinocio
      xn=259.1832806-(5+134.1420111)*xtj+.00207778*xtj**2+
      : 0.00000194*xtj**3
      xnr = xn * radum

c inclinacao da orbita da lua em relacao ao equador
      xcosi = COS(xw) * COS(xin) - SIN(xw) * SIN(xin) * COS(xnr)
      xsini = SQRT(1 - xcosi ** 2)
      xim = ATAN(xsini / xcosi)

c longitude da lua interseptando o equador celestial
      xsinx = SIN(xw) * SIN(xnr) / xsini
      xcosx = SQRT(1 - xsinx ** 2)
      xxr = ATAN(xsinx / xcosx)
      xepsr = xnr - xxr

c longitude media da lua em sua orbita
      xsigma = xsr - xepsr

c longitude no equador celestial com a inters. com a orb. da lua
      xsinv = SIN(xin) * SIN(xnr) / xsini
      xcosv = SQRT(1 - xsinv ** 2)
      xvr = ATAN(xsinv / xcosv)

```

```

c longitude da lua
  xl=xsigma+2*xs*SIN(xsr-xpr)+5/4*SIN(2*(xsr-xpr))+
  : 15/4*xm*xs*SIN(xsr-2*xhr+xpr)+11/8*xm**2*SIN(2*(xsr-xhr))

c longitude media do perigeu solar
  xp1=281.2208305+1.71901944*xtj+.00045*xtj**2+.00000306*xtj**3
  xplr = xp1 * radum

c excentricidade da orbita da terra
  xe1=.01675104-.0000418*xtj-.000000126*xtj**2

c longitude do sol
  xll=xhr+2*xe1*SIN(xhr-xplr)

c distancia entre os centros da terra e da lua, "d"(xdp), e do sol,"D"(xdg)
  xal = 1 / (3.82202e10 * (1 - xe ** 2))
  xall = 1 / (1.495e13 * (1 - xe1 ** 2))
  xsdp=1/(1/3.82202E+10+xal*xs*cos(xsr-xpr))+
  : xal*xs**2*cos(2*(xsr-xpr))+15/8*xal*xm*xs*cos(xsr-2*xhr+xpr)+
  : xal*xm**2*cos(2*(xsr-xhr))
  xsdg = 1 / (1 / 1.495E+13 + xall * xe1 * COS(xhr - xplr))

c hora corrigida p/ greenwich
  xt0 = (rhora + dble(igreen))

c angulo hora da media medida do sol a oeste das observacoes
  xt = 15 * (xt0 - 12) - rlong

c melhor ascencao do meridiano do lugar das observacoes
  xxr = xt * radum + xhr - xvr

c idem... do equinocio vernal
  xxlr = xt + xhr

c angulo zenital da lua
  xcstet=SIN(rlat)*xsini*SIN(xl)+
  : COS(rlat)*(((COS(xim/2))**2*COS(xl-xxr)))+
  : (SIN(xim/2))**2*COS(xl+xxr))
  xsintet = SQRT(1 - xcstet ** 2)
  xteta = ATAN(xsintet / xcstet)

c angulo zenital do sol
  xcosphi=SIN(rlat)*SIN(xw)*SIN(xl1)+
  : COS(rlat)*(((COS(xw/2))**2*COS(xl1-xxlr)))+
  : (SIN(xw/2))**2*COS(xl1+xxlr))
  xsinphi = SQRT(1 - xcosphi ** 2)
  xphi = ATAN(xsinphi / xcosphi)

c distancia do ponto ao centro da terra
  xc = SQRT(1 / (1 + .006738 * (SIN(rlat)) ** 2))
  xraio = xc * 6.37827E08 + ralt * 100

c Forca da mare LUNAR por unidade de massa (componente vertical)
  xgm=xmi*xmoon*xraio/(xsdp**3)*(3*(COS(xteta))**2-1)+
  : 3/2*xmi*xmoon*xraio**2/xsdp**4*(5*(COS(xteta))**3-3*COS(xteta))

c Forca da mare SOLAR por unidade de massa (componente vertical)
  xgs=xmi*xsun*xraio/(xsdg**3)*(3*(COS(xphi))**2-1)

c Mare do Sol e da Lua
  xg0 = (xgm + xgs) * 1000

  RETURN

  END

```

(B) Subrotina CTerr Esta subrotina estima o T da equação (5.6) para correção de terreno. É semelhante ao método de Hammer(1930). Trabalha em dupla precisão, usa malha topográfica em formato do USGS e utiliza a subrotina EXTRCT (Apêndice 02(C)).

```

*****
  Subroutine CTerr(idata,X,Y,rH,rpa,rma,tfile,rT)
c-----
c M.L.B. BLUM 1998
c-----
c Subrotina para calculo do T da correcao de terreno semelhante ao
c metodo de Hammer(1930). Difere daquele metodo por usar novo sistema
c de divisao em aneis e numero de compartimentos. A correcao e obtida
c multiplicando-se o T aqui encontrado por uma densidade encontrada
c ou a criterio do usuario.
c-----
c Parametros de entrada:
c - idata - numero de dados
c - X - coordenada X (UTME) em metros ou quilometros
c - Y - coordenada Y (UTMN) em metros ou quilometros
c - rH - altitude da estacao
c - rpa - raio do primeiro anel
c - rma - raio maximo de anel
c - tfile - nome do arquivo com topografia

```

```

c-----
c Parametro de saida:
c - rT - T = correcaoTopografica / densidade
c-----
c Obs: Usa subrotina EXTRCT
c-----

implicit double precision (R, X, Y)

dimension X(1000),Y(1000),rH(1000)
dimension rT(1000)
dimension buff(1500),rtopo(1500,1500),r1(100),r2(100)
dimension rjtopo(200,200),rdist(200,200)
dimension razim(200,200)

integer ncpa(100)

character*40 tfile
character aRID*56,PGM*8

c UM grau em radianos
radum = .0174532925

c Constante Gravitacional e PI
rCG = 6.6726D-8
rPI = 3.141592654

rTc=0.

c Malha de topografia [topo.grd] = tfile (15)

open(unit=15,FILE=tfile,form='unformatted',STATUS='OLD',RECL=1816)

c Le arquivo de malha topografica

read(15) arid,pgm,nc,nr,nz,sxo,dx,syo,dy
write(*,21)
21 format(/,1x,' Parametros da malha topografica:')
write(*,22)NC,NR,sXO,sYO,DX,DY
22 format(1X,' Dimensoes :',4x,I4,' x',4x,I4,/,
* ' X e Y iniciais:',F8.0,' e',F9.0,/,
* ' Celula :',F8.0,' x ',F8.0)
xo=dbl(sxo)
yo=dbl(syo)
write(*,*)' '
write(*,*)' '

do J=1,NR,1
read(15) slix,(BUFF(I),I=1,NC,1)
nrcu=j*100/nr
write(*,23)nrcu
23 format(\,1h+',Lendo arquivo de topografia...',1x,i3,'%')
do i=1,nc+1,1
rtopo(i,j)=dbl(buff(i))
enddo
enddo

close(15)

write(*,*)' '
write(*,*)' '

c Define raios dos aneis e numero de compartimentos por anel
c Parametros:
c - r1(i) - raio interno do anel
c - r2(i) - raio externo do anel
c - nAnel - numero de aneis
c - ncpa(i) - numero de compartimentos por anel

r2(0)=0.0
nAnel=0

do while(r2(nAnel).gt.rma)
nAnel=nAnel+1
ncpa(nAnel)=nAnel**2
r1(nAnel)=r2(nAnel-1)
r2(nAnel)=r2(nAnel-1)+ncpa(nAnel)*rpa
enddo

nAnel=nAnel-1

c *** Estima T da correcao de terreno para cada estacao ***

do 60 i=1,idata

c Define janela
rXji=dbl(int(X(i)-rma))
rYji=dbl(int(Y(i)-rma))
rXjf=dbl(int(X(i)+rma))
rYjf=dbl(int(Y(i)+rma))
iXji=int((rXji-xo)/dx)+1

```

```

        iYji=int((rYji-yo)/dy)+1
        iXjf=int((rXjf-xo)/dx)+1
        iYjf=int((rYjf-yo)/dy)+1
c   Extrai topografia da janela definida
        call EXTRCT(iXji,iXjf,iYji,iYjf,rtopo,rjtopo,NXb,NYb)
c   Redefine janela de acordo com a malha topografica
        rXji=xo+dbble(iXji-1)*dx
        rYji=yo+dbble(iYji-1)*dy
        rXjf=xo+dbble(iXjf-1)*dx
        rYjf=yo+dbble(iYjf-1)*dy
c   Calcula distancias e azimutes dos pontos da janela
c   Parametros:
c   - rdist(i,j) - distancia para o centro da janela
c   - razim(i,j) - azimute em relçao ao Norte
        do 61 i2=1,nxb
            do 61 i3=1,nyb
                rXj=xo+dbble(iXji-1+i2-1)*dx
                rYj=yo+dbble(iYji-1+i3-1)*dy
                rdxj=rXj-X(i)
                rdyj=rYj-Y(i)
                rdist(i2,i3)=sqrt((rdXj)**2+(rdYj)**2)
                if(Y(i).ne.rYj)then
                    razim(i2,i3)=atan((rdXj)/(rdYj))
                else
                    razim(i2,i3)=rPI/2
                endif
                if(rdxj.lt.(0.).and.rdyj.ge.(0.))then
                    razim(i2,i3)=2*rPI-razim(i2,i3)
                endif
                if(rdxj.lt.(0.).and.rdyj.lt.(0.))then
                    razim(i2,i3)=rPI+razim(i2,i3)
                endif
                if(rdxj.ge.(0.).and.rdyj.lt.(0.))then
                    razim(i2,i3)=rPI-razim(i2,i3)
                endif
61        continue
c   Estima influencia de terreno para cada compartimento de cada anel
c   - rtc - soma das influencias dos compartimentos
c   - rta - soma das influencias dos aneis
        rTa=0.0
        do 62 j=1,nAnel
            rndca=2.0*rPI/dbble(ncpa(nAnel))
            raz1=-rndca
            raz2=0.0
            do 62 j2=1,ncpa(nAnel)
                raz1=raz1+rndca
                raz2=raz2+rndca
                rTc=0.0
                rHsum=0.0
                npdc=0
                do 63 i2=1,nxb
                    do 63 i3=1,nyb
                        if(rdist(i2,i3).gt.r1(j).OR.rdist(i2,i3).le.r2(j))then
                            if(razim(i2,i3).gt.raz1.OR.razim(i2,i3).le.raz2)then
                                npdc=npdc+1
                                rHsum=rHsum+rjtopo(i2,i3)
                            endif
                        endif
                    endif
                continue
                rHmed=rHsum/dbble(npdc)
                rdH=rH(i)-rHmed
                rTc=(rCG*rPI)/dbble(ncpa(j))*
:                (r2(j)-r1(j)+sqrt(r1(j)**2+rdH**2)-sqrt(r2(j)**2+rdH**2))
                rTa=rTa+rTc
62        continue
c   T da correcao de terreno estimado para cada estacao: rT(i)
        rT(i)=rTa
        rTa=0.0
        nrcu=i*100/idata
        write(*,50)nrcu,rT(i)
50        format(\\,1h+, ' Estimando T da Corr. Terreno...',1x,i3,'%',f10.5)
60        continue
        return
        END
c-----

```

(C) Subrotina EXTRCT Esta subrotina extrai os dados de uma determinada janela em uma malha regular com formato usado pelo USGS.

```

*****
SUBROUTINE EXTRACT (IINI, IFIM, JINI, JFIM, BUFFER, ASUB, NRB, NCB)
c-----
c  Extrai dados da JANELA definida em uma malha regular.
c-----
c  Parametros de entrada:
c    - iini - numero da coluna inicial da malha
c    - ifim - numero da coluna final da malha
c    - jini - numero da linha inicial da malha
c    - jfim - numero da linha final da malha
c    - buffer- valores da malha
c  Parametros de saida:
c    - asub - valores da janela extraida
c    - nrb  - numero de linhas da janela
c    - ncb  - numero de colunas da janela
c-----

      double precision BUFFER(500,500),ASUB(200,200)

      NRB=0
      DO 1 I=IINI,IFIM
        NRB=NRB+1
      NCB=0
      DO 1 J=JINI,JFIM
        NCB=NCB+1
        ASUB(NRB,NCB)=BUFFER(I,J)
1      CONTINUE
2      RETURN

      END
c-----

```

(D) Subrotina Nettleton2D Esta subrotina estima densidades para cada estação aproximando uma plano da relação distância X anomalia Bouguer (Nettleton 1939) verificando qual o resultado que oferece o menor resíduo. Usa subrotina DesvPad do Apêndice 02(E).

```

*****
Subroutine Nettleton2D(xjan,xjja,n,rXn,rYn,rH,rG,rGe,rL,rT,rD)
c-----
c  M.L.B. BLUM 1998
c-----
c  Estima densidade de dados gravimetricos usando metodo semelhante a
c  Nettleton (1939). Usa janela de dados definida pelo usuario
c-----
c  Parametros de entrada:
c    - xjan - tamanho da meia janela de dados
c    - xjja - incremento a janela de dados caso dados insuficientes
c    - n    - numero de dados
c    - rXn  - coordenadas X (sistema metrico)
c    - rYn  - coordenadas Y      "
c    - rH   - valores de altitudes das estacoes
c    - rG   - gravidade observada
c    - rGe  - gravidade esperada
c    - rL   - correcao de latitude
c  Parametro de saida:
c    - rD   - densidade em g/cm3
c-----
c  OBS: Usa subrotinas DesvPad
c-----

      implicit double precision (a,b,R, X, Y)

      dimension rXn(n),rYn(n),rH(n),rD(n),rG(n),rGe(n),rL(n),rT(n)
      dimension x(n),y(n),rrh(n),rdist(n),rbou(n),rrg(n),rrge(n)
      dimension rT(n),rrT(n),rBoug(n),rdes(n)

c  Procura por pelo menos 10 pontos que estejam dentro do raio de
c  acao da meia janela definido por xjan, caso contrario, xjan
c  eh acrescido de xjja ate que a condicao seja verdadeira.

      rd(0)=0

      do i=1,n
        nrcu=i*100/n
        write(*,52)nrcu,rD(i-1),ixpj
52      format (\,lh+,'Determinando densidades *Nettleton*...',1x,i3,'% ',
:         f12.3,i6)
        xjjj=0

        do while (ixpj.ge.10)
          ixpj=0
          xjmin=rXn(i)-xjan-xjjj
          xjmax=rXn(i)+xjan+xjjj
          yjmin=rYn(i)-xjan-xjjj
          yjmax=rYn(i)+xjan+xjjj

          do j=1,n
            if (j.ne.i) then
              if (rXn(j).ge.xjmin.and.rXn(j).le.xjmax) then

```

```

        if (rYn(j) .ge. yjmin. and. rYn(j) .le. yjmax) then
            ixpj=ixpj+1
            x(ixpj)=rXn(j)
            y(ixpj)=rYn(j)
            rrh(ixpj)=rH(j)
            rrg(ixpj)=rG(j)
            rrGe(ixpj)=rGe(j)
            rrl(ixpj)=rL(j)
            rrT(ixpj)=rT(j)
        endif
    endif
enddo

    xjjj=xjjj+xjja
enddo

rrh(ixpj+1)=rH(i)

do k=1,ixpj
    rdist(k)=sqrt((rXn(i)-x(k))**2+(rYn(i)-y(k))**2)
enddo

rdist(ixpj+1)=0.
rmindes=1e16

c RO varia de 2.101 a 3.600
ro=2.1

do iro=1,1500
    ro=ro+.001

    do jro=1,ixpj+1
        rBou(jro)=rrG(jro)-rrGe(jro)+rrL(jro)+
:         rrH(jro)*(.30858-.04191*ro)+rrT(jro)*ro
    enddo

    na=0
    isx=0

    do while(na.eq.0)

        rsdes=0.
        do jro=1,ixpj+1
            rboug(jro)=a*rdist(jro)+b
            rdes(jro)=abs(rbou(jro)-rboug(jro))
            rsdes=rsdes+rdes(jro)
        enddo

        call DesvPad(ix,rdes, rsBou,rmBou,rdpBou)

c *** Verifica se rdes esta entre +/- 3*desvio_padrao, caso contrario elimina
        r3dp=3.*rdpBou
        r3dn=0.0-r3dp
        icsx=0

        do jro=1,ix
            if(rdes(jro).lt.r3dn.or.rdes(jro).gt.r3dp) then
                isx=isx+1
                icsx=icsx+1
                if(jro.lt.ix) then

                    do jrp=jro+1,ix
                        rBou(jrp-1)=rBou(jrp)
                        x(jrp-1)=x(jrp)
                        y(jrp-1)=y(jrp)
                    enddo

                endif
            endif
        enddo

        ix=ixpj-isx
        if(icsx.eq.0)na=1
        if(ix.lt.5)na=2
    enddo

    if(na.eq.1) then
        if(rdpBou.le.rmindes) then
            rmindes=rdpBou
            rogood=ro
        endif
    else if(na.eq.2) then
        rogood=0.0
    endif
enddo

    rD(i)=rogood
enddo

return

```

END

(E) Subrotina DesvPad Esta subrotina determina a soma, a media e o desvio padrão de dados seqüenciais.

```
*****
      subroutine DesvPad(n,dado, soma,media,desviop)
c-----
c   MLB BLUM 1998
c-----
c   DESVIO PADRAO
c-----
c   Calcula soma, media e desvio padrao
c
c Parametros -----
c - Entrada: -
c   n ----- numero de dados
c   dado ---- conjunto de dados
c - Saida: -
c   soma ---- soma dos dados
c   media --- media...
c   desviop - devio padrao
c-----

      double precision dado(n),soma,somaq,media,desviop

      soma=0.0
      media=0.0
      desviop=0.0
      somaq=0.0

c *** Soma dos dados
      do i=1,n
         soma=soma+dado(i)
      enddo

c *** Media
      media=soma/dble(n)

c *** Soma dos desvios quadraticos
      do i=1,n
         somaq=somaq+(dado(i)-media)**2
      enddo

c *** Desvio Padrao
      desviop=sqrt(somaq/(n-1))

      return

      END
c-----
```

(F) Subrotina Parasnis Esta subrotina estima densidade por método semelhante a Parasnis (1972). Usa as subrotinas DesvPad e MinQ dos Apêndices 02(E) e 02(G).

```
*****
      Subroutine Parasnis(xjan,xjja,n,rX,rY,rH,rCTe,rGe,rDGo,rDP)
c-----
c   MLB Blum 1998
c-----
c   Estima densidade de dados gravimetricos usando metodo semelhante a
c   Parasnis (1972). Usa janela de dados definida pelo usuario
c-----
c   Parametros de entrada:
c   - xjan - tamanho da meia janela de dados
c   - xjja - incremento a janela de dados caso dados insuficientes
c   - n    - numero de dados
c   - rX   - coordenadas X (sistema metrico)
c   - rY   - coordenadas Y      "
c   - rH   - valores de altitudes das estacoes
c   - rDGo - gravidade observada
c   - rGe  - gravidade esperada
c   - rCTe - T da correcao de terreno
c   Parametro de saida:
c   - rDP  - densidade em g/cm3
c-----
c   OBS: Usa subrotinas DesvPad e MinQ
c-----

      implicit double precision (a,b,R, X, Y)

      dimension rX(n),rY(n),rDP(n),rxord(n),ryabs(n),rGe(n)
      dimension rCTe(n),rDGo(n),rres(n),rH(n),rYnovo(n)

c-----
c   Procura por pelo menos 15 pontos que estejam dentro do raio de
c   acao da meia janela definido por xjan, caso contrario, xjan
```

```

c      eh acrescido de xjja ate que a condicao seja verdadeira.
c-----
      rDP(0)=0.

      do i=1,n
      nrcu=i*100/n
      write(*,52)nrcu,rDP(i-1),ixpj
52      format(\,1h+,' Determinando densidades *Parasnis* ...',1x,i3,'% ',
:      f12.3,i6)
      xjjj=0

      do while(ixpj.lt.15)
      ixpj=0
      xjmin=rX(i)-xjan-xjjj
      xjmax=rX(i)+xjan+xjjj
      yjmin=rY(i)-xjan-xjjj
      yjmax=rY(i)+xjan+xjjj

      do j=1,n
      if(rX(j).ge.xjmin.and.rX(j).le.xjmax) then
      if(rY(j).ge.yjmin.and.rY(j).le.yjmax) then
      ixpj=ixpj+1
      rYabs(ixpj)=0.04191*rH(j)-rCTe(j)
      rXord(ixpj)=rDGo(j)-rGe(j)+0.3086*rH(j)
      endif
      endif
      enddo

      rYabs(ixpj+1)=0.04191*rH(i)-rCTe(i)
      rXord(ixpj+1)=rDGo(i)-rGe(i)+0.3086*rH(i)

      if(ixpj.lt.10) then
      xjjj=xjjj+xjja
      endif
      enddo

      na=0
      ix=ixpj+1
      isx=0

      do while(na.eq.0)

      call MinQ(rXord,rYabs,ix,a,b)

      do j=1,ix
      rYnovo(j)=a*rXord(j)+b
      rres(j)=rYabs(j)-rYnovo(j)
      enddo

      call DesvPad(ix,rres,rsoma,rmed,rdesvp)

      r3dp=3*rdesvp
      r3dn=0.0-r3dp

      icsx=0

      do j=1,ix
      if(rres(j).lt.r3dn.or.rres(j).gt.r3dp) then
      isx=isx+1
      icsx=icsx+1
      if(j.lt.ix) then

      do jrp=j+1,ix
      rXord(jrp-1)=rXord(jrp)
      rYabs(jrp-1)=rYabs(jrp)
      enddo

      endif
      endif
      enddo

      ix=ixpj-isx
      if(icsx.eq.0) na=1
      if(ix.lt.7) na=2
      enddo

      rDP(i)=a
      if(na.eq.2) rDP(i)=0.
      enddo

      return

      END
c-----

```

(G) Subrotina MinQ Esta subrotina aproxima uma reta de dados em seqüência.

```

*****
SUBROUTINE MinQ(X,Y,n,A,B)
c-----

```

```

c  MLB BLUM 1998
c-----
c  Determina melhor estimativa de reta por minimos quadradosde usando
c  dados sequenciais.
c-----
c  Parametros de entrada:
c    - X,Y - coordenadas (de preferencia planimetrica, ex.UTM)
c    - n   - numero de dados
c  Parametros de saida:
c    - A   - inclinacao da reta
c    - B   - onde a reta corta o eixo Y
c-----

      implicit double precision (a,b,R, X, Y)

      DIMENSION X(n),Y(n)

      r11=dbl(n)
      r12=0.
      r22=0.
      rb1=0.
      rb2=0.

      do i=1,n
         r12=r12+X(i)
         r22=r22+X(i)**2
         rb1=rb1+Y(i)
         rb2=rb2+Y(i)**2
      enddo

      A=rb2/r22*(1-rb1/r11)/(1-r12/r11)
      B=rb1/r11*(1-A)

      RETURN

      END
c-----

```