

MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA E SEQÜÊNCIA DE PALMEIRÓPOLIS, GO

MIGUEL GUTERRES CARMINATTI¹, YÁRA REGINA MARANGONI¹ & CIRO TEIXEIRA CORREIA²

Abstract *GRAVIMETRIC MODELING OF THE CANA BRAVA COMPLEX AND PALMEIRÓPOLIS SEQUENCE, GOIÁS* The tectonic set composed by the Mafic Ultramafic Complex of Cana Brava (**CCB**) and the Volcano Sedimentary Sequence of Palmeirópolis (**SVSP**) is located in the north of Goiás state, at the limit with Tocantins state, in Central Brazil. The complex is part of Tocantins Province, that lies between the Amazonian and São Francisco cratons. The Bouguer anomaly of the set is a large positive feature, elongated NS like the geological boundaries of the bodies, and does not have any small anomalies that could characterize the two main bodies. 2 ½D and 3D gravity models were used to determine the anomalous mass distribution at depth. The residual Bouguer profiles, for 2 ½D model, were obtained by graphic adjusting of a line, and the Bouguer residual map, for 3D model, was obtained by polynomial fitting of order 1. At both models, the major thickness is at the center of the exposed body and the contacts between the studied geological units are dipping westward. The **SVSP** unit has a depth of 15.5km at the north and 4.5km at the south. The denser **CCB** unit is thicker at the south (6.5km) than at the north (4km). The 2 ½D model suggests a triangular vertical section for the body (**CCB+SVSP**) with a broader area close to the surface. Small residual positives east of the geological boundary can be modeled by a small buried body of **CCB**, disconnected of the main one.

Keywords: Gravity, 2 ½ D and 3D Modeling, Mafic-Ultramafic Bodies, Cana Brava Complex.

Resumo O conjunto tectônico formado pelo Complexo Máfico Ultramáfico Cana Brava (**CCB**) e a Seqüência Vulcano Sedimentar Palmeirópolis (**SVSP**) localiza-se na região centro norte de Goiás divisa com Tocantins, no Brasil Central. O conjunto é parte da Província Tocantins, a qual situa-se entre os cráticos Amazônico e do São Francisco. A anomalia Bouguer do conjunto é um grande positivo alongado N-S seguindo os limites aflorantes dos corpos e não apresenta anomalias menores que permitam separar as dois corpos principais. Para determinar a distribuição de massa em profundidade foi feita a modelagem gravimétrica em 2 ½D e 3D. Os perfis residuais de anomalia Bouguer, para o modelo 2 ½D, foram obtidos por ajuste gráfico de uma reta e o mapa Bouguer residual, para o modelo 3D, foi obtido após a eliminação do regional usando-se ajuste polinomial de grau 1. O resultado da modelagem gravimétrica de ambos os modelos indica que a maior espessura do conjunto coincide com o centro da área aflorante e que o contato entre os dois corpos mergulha para oeste. A **SVSP** alcança até 15,5km de espessura na região norte, diminuindo para 4,5km na região sul, já o corpo mais denso do **CCB** apresenta as maiores espessuras na porção sul (6,5km) e menores na porção norte (4km). O modelo 2 ½D sugere que o conjunto (**CCB+SVSP**) possui seção vertical triangular com maior largura muito próxima à superfície. A presença de pequenos valores residuais positivos a leste do limite aflorante pode ser modelada pela presença de uma lasca do **CCB** em subsuperfície, desconectada do corpo principal.

Palavras-chave: Gravimetria, Modelagem 2 ½D e 3D, Corpos Máficos-Ultramáficos, Complexo Cana Brava

INTRODUÇÃO O conjunto tectônico formado pelo Complexo Máfico Ultramáfico Cana Brava (**CCB**) e a Seqüência Vulcano Sedimentar Palmeirópolis (**SVSP**) a oeste do **CCB** está localizado na região norte de Goiás, divisa com Tocantins, sendo relacionados aos conjuntos formados pelos complexos de Niquelândia e Barro Alto e seqüências vulcano sedimentares tectonicamente associadas a esses complexos. O conjunto deles forma uma feição com cerca de 350km de extensão linear, sendo interpretados como parte de um rift continental do Paleoproterozóico (Pimentel *et al.* 2000, Dardenne 2000). Estes complexos situam-se na borda leste do Maciço de Goiás em contato com a Faixa Dobra Brasília, dentro da Província Tocantins, entre os cráticos Amazônico e São Francisco (Fig. 1).

Gravimetricamente, o **CCB** e a **SVSP** causam uma anomalia

positiva com cerca de 65 mGal de amplitude, chegando a valores de até -5 mGal no mapa Bouguer, sem divisões internas visíveis na precisão e detalhamento dos levantamentos realizados. A anomalia situa-se em uma variação regional suave com direção NW-SE, com valores mais altos a NW e os mais baixos a SE. Esta variação está localizada na parte central da Província Tocantins, refletindo o encontro dos cráticos Amazônico (valores gravimétricos mais altos) e São Francisco (valores gravimétricos mais baixos) por debaixo desta província.

O mesmo tipo de sinal gravimétrico aparece relacionado aos Complexos de Niquelândia (Feininger *et al.* 1991) e Barro Alto (Assumpção *et al.* 1985). Isso motivou o estudo do Complexo de Cana Brava com a finalidade de verificar se a gravimetria pode auxiliar a entender como esses corpos se relacionam.

¹ - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, Cidade Universitária, 05508-900, São Paulo, SP - climber@iag.usp.br, yara@iag.usp.br

² - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, Cidade Universitária, 05508-900, São Paulo, SP - ccorrei@usp.br

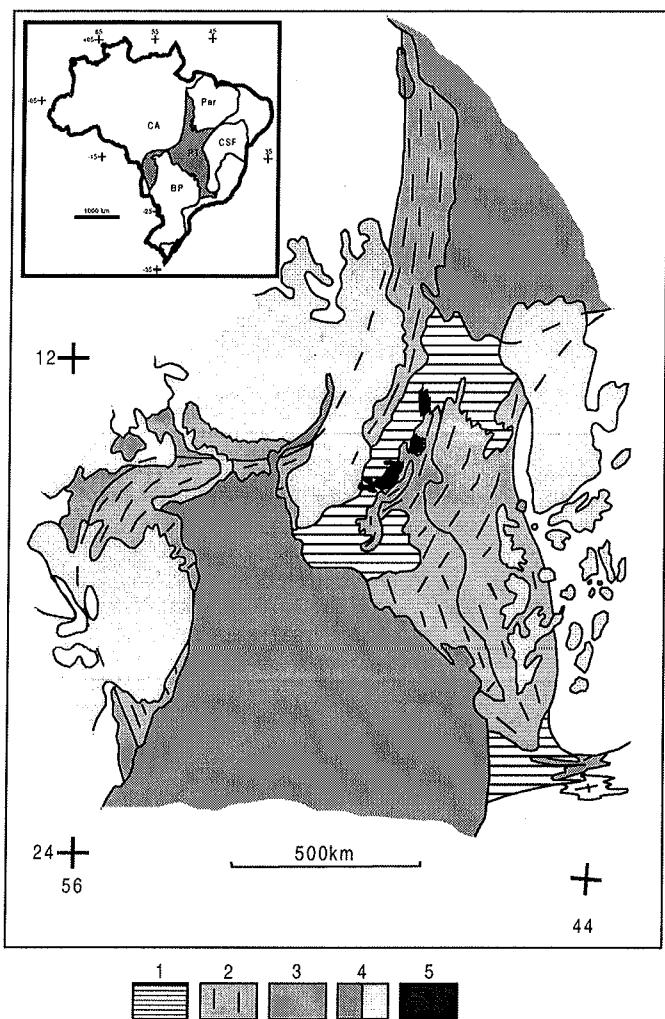


Figura 1 – Esquema da província Tocantins onde as unidades tectônicas são: 1 – Maciço de Goiás (ao norte) e de Guaxupé (ao sul); 2 – cinturões dobrados de idade Brasiliiana bordejando os cratons do São Francisco – Faixa Doblada Brasília (a leste) e Amazônico – Faixa Doblada Paraguai-Araguaia (a oeste); 3 – coberturas sedimentares relacionadas aos cinturões brasilianos adjacentes; 4 – coberturas sedimentares fanerozóicas sobre os cratons Amazônico e São Francisco (cinza mais claro) e das bacias do Paraná e Parnaíba (cinza mais escuro); 5 – corpos máficos - ultramáficos de Cana Brava (ao norte), Niquelândia (centro) e Barro Alto (ao sul). No quadro índice encontram-se as principais províncias geológicas que bordejam a província Tocantins (destacada em cinza): Bacia do Paraná (BP), Cráton do São Francisco (CSF), Cráton Amazônico (CA) e Bacia do Parnaíba (Par). Modificado de Almeida *et al.* (1981).

Para a área, também estão disponíveis os mapas de contorno magnético e radiométrico, resultados do Projeto Aerogeofísico Serra da Mesa, voado em 1973 (Brasil 1984). Os mapas aeromagnéticos foram digitalizados pela CPRM (maiores informações no endereço eletrônico da CPRM). Uma cópia desses dados sobre a área de interesse pode ser vista na fig. 2, junto com o contorno do conjunto tectônico **SVSP** e **CCB**. O complexo máfico, na porção sudeste do conjunto, não apresenta nenhuma

alteração no contorno do campo magnético, sendo este suave e com valores em torno de 25.000 nT. O limite oeste do conjunto, correspondendo à seqüência de Palmeirópolis apresenta várias anomalias magnéticas da ordem de ± 200 nT acima do valor médio de 25.000 nT no **CCB**. Essas anomalias concordam com a presença da subunidade superior do **SVSP**. Segundo Figueiredo *et al.* (1981) essa subunidade é composta por rochas metassedimentares pelíticas e químicas e níveis de formações ferríferas, calcossilicatas e anfibolitos. Uma possível explicação para essa magnetização pode ser a aquisição de forte magnetização remanente por hematita que ocorre em grãos maiores que 0,05 mm mesmo em campos magnéticos fracos como o terrestre, como sugerido nos trabalhos recentes de Kletetschka *et al.* (2000, 2002), porém a confirmação desta hipótese está além deste trabalho, dada a necessidade de coleta de amostras e medidas de magnetização das mesmas. Como pode ser visto nessa figura, apenas essa subunidade apresenta alguma anomalia magnética e, portanto, esses dados não serão usados no resto trabalho, pois os dados gravimétricos não permitem separar detalhes das divisões internas do conjunto tectônico, nem dos corpos.

Este trabalho visa obter um modelo do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (**CCB**) e da Seqüência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis (**SVSP**) a partir de dados gravimétricos. Estes dois corpos geram uma anomalia gravimétrica positiva muito bem definida, que possibilita o uso de métodos gravimétricos para determinar a geometria em subsuperfície destes corpos, como profundidade, largura e extensão. Estas informações podem ser usadas para entender como esse conjunto se alojou dentro da crosta.

GEOLOGIA A área em estudo situa-se na porção centro norte da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981), onde os corpos de interesse para o estudo são: o Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (**CCB**) e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis (**SVSP**) localizados na região nordeste de Goiás, divisa com Tocantins, sendo correlacionados com os complexos de Niquelândia e Barro Alto, que juntos formam um grande cinturão com cerca de 350km de extensão. Estes complexos situam-se na borda leste do Maciço Mediano de Goiás em contato com a Faixa Doblada Brasília (Fig.1), sendo compostos principalmente por terrenos de idades Paleoproterozóica e Mesoproterozóica, estabilizados após o ciclo Brasiliano. O **CCB** e a **SVSP** estão circundados pelas rochas do grupo Serra da Mesa (Fig. 3). Os corpos têm sido objeto de estudo ao longo do tempo, tendo sido analisados do ponto de vista geoquímico, tectônico, mineral e estrutural, como indicam as referências em Pimentel *et al.* (2000). Citamos aqui principalmente as informações obtidas por Correia (1994), de extremo detalhe na região de interesse, principalmente para o **CCB**.

Correia (1994) determina que a **SVSP** é composta principalmente por rochas metapelíticas e anfibolitos, e o **CCB** representado por anfibolitos finos, blastomilonitos, serpentinitos, e os correspondentes metamórficos de websteritos, ortopiroxênio gabros, gabros, noritos, leuco gabros, quartzo diorito e localmente tonalitos. Em termos de origem considera o corpo como uma intrusão estratiforme originada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica que sofreu cristalização fracionada.

A **SVSP** é uma seqüência toleítica bimodal que pode ser dividida em três subunidades (Figueiredo *et al.* 1981): a inferior - anfibolítica, a intermediária - xistosa, e a superior - metassedimentar, além do Granito Morro Solto. A subunidade anfibolítica compreende a maior parte do corpo e é composta por anfibolitos com estruturas

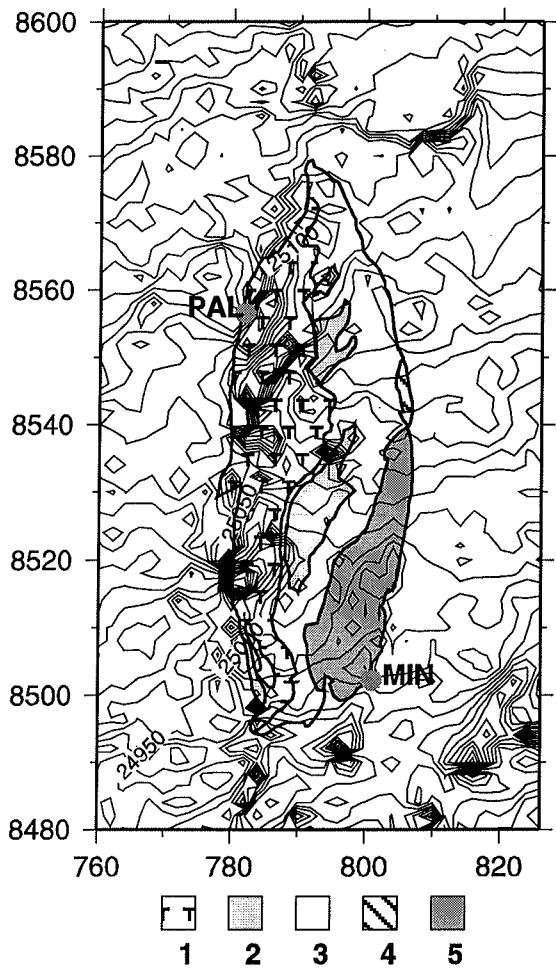


Figura 2 - Mapa de contorno magnético de campo total com o conjunto CCB e SVSP. As três subunidades de Figueiredo et al. (1981) do SVSP estão delimitadas, sendo (1) a subunidade superior, (2) subunidade média, (3) a subunidade inferior, (4) gabros e (5) CCB indiviso.

e texturas primárias. A subunidade xistosa é composta por plagioclásio-biotita-quartzo-xistos, metatufo com plagioclásio e metatufo ricos em feldspato com intercalações lenticulares métricas de anfibolito e metachert puro e ferruginoso. A unidade metassedimentar do oeste da seqüência consiste de metapelitos e metassedimentares químicas intercamadas com formações ferríferas, calcossilicáticas e anfibolitos. Essa unidade parece ser a que de assinatura magnética mais intensa (Fig. 2). O Granito Morro Solto possui bordas foliadas que sugerem que o mesmo é pré-tectônico. Segundo Correia (1994) a SVSP consiste de metapelitos e anfibolitos, estes presentes principalmente nas unidades internas PIP1 e PIP3 de Leão Neto & Olivatti (1983), sendo encontrados no resto do corpo como intercalações menores que correspondem a prováveis *sills* e diques da seqüência original. A granulação dos anfibolitos sugere origem vulcânica a plutônica. As relações de contato destes com as encaixantes a noroeste é uma falha de empurrão, onde a SVSP cavalga o Grupo Serra da Mesa.

O CCB é um corpo estratiforme que se cristalizou há cerca de 2 Ga (Correia et al. 1997). Tem forma alongada com cerca de 40 km de comprimento e 14 km de largura. Correia (1994) subdivide o CCB

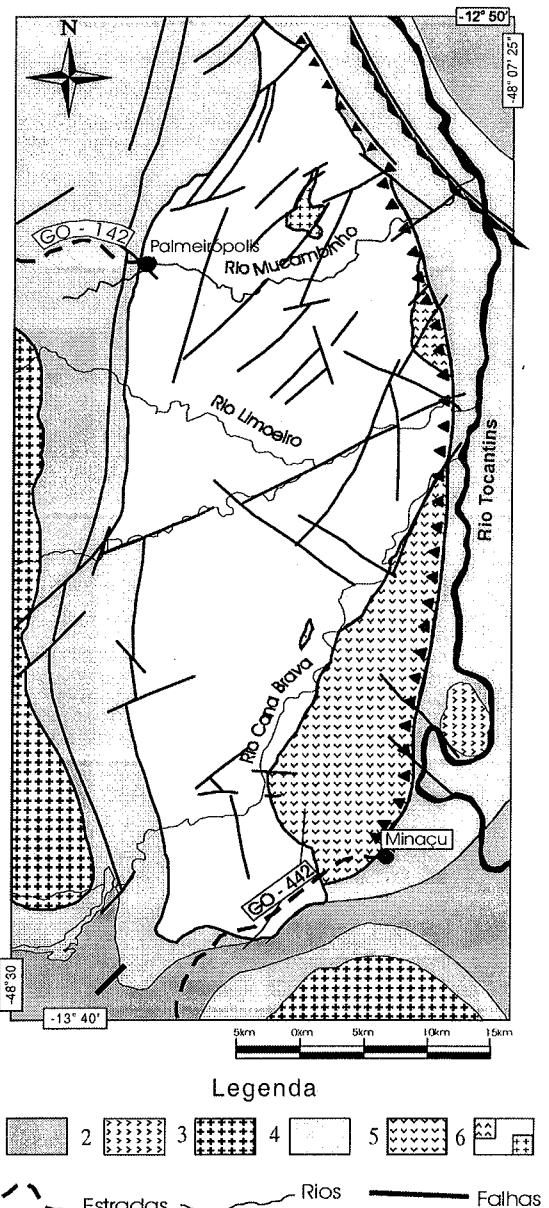


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e da Seqüência Vulcano Sedimentar de Palmeirópolis. As unidades apresentadas no mapa são: 1 - Grupo Paranoá; 2 - Gábro Serra da Bota; 3 - Granito Serra da Mesa, Serra Dourada e Morro Solto; 4 - Grupo Serra da Mesa; 5 - Complexo Máfico Ultramáfico de Cana Brava; 6 - Seqüência Vulcano Sedimentar de Palmeirópolis, (^) metaultramáficas, (+) intrusivas ácidas sintectônicas. Modificado de Correia (1994).

em 5 unidades denominadas de PICB1 a PICB5 que conferem ao corpo uma natureza estratiforme originada de um único magma de composição olivina-toleítica submetido à cristalização fracionada. A unidade PICB1 é composta principalmente por anfibolitos de textura blastomylonítica com intercalações locais de gábro fino de espessura métrica a dezenas, raramente centenas, de metros. A unidade PICB2 consiste de serpentinitos derivados de peridotitos e/ou dunitos, com presença de corpos mineralizados com amianto crizotila. Nesta unidade as estruturas e texturas ígneas estão melhor

preservadas. A unidade PICB3 é a de menor expressão e constituida principalmente de metawebsteritos. As unidades PICB4 e PICB5 são semelhantes e compostas de metagabros e metagabronoritos com intercalações de anfibolitos. A sua distinção é possível devido ao grau de diversificação na PICB5, devido ao maior volume de gabros leucocráticos com quartzo e biotita. Dados geoquímicos e mineralógicos indicam que este complexo deve ter sido submetido a três eventos metamórficos (Correia *et al.* 1997). O primeiro ocorreu logo após a intrusão sob alta temperatura, o segundo sob condições de compressão e transporte tectônico com formação de milonitos na borda leste (1350 ± 35 Ma), e o último com metamorfismo das unidades PICB1 a PICB3 sob condições de baixa temperatura (770 ± 43 Ma).

Os contatos entre o **CCB** e a **SVSP** são, em geral, do tipo magmático, evidenciado pela ausência de cataclase tanto nas rochas do complexo como nos xistos da **SVSP**, e pela presença de xenólitos. Os xenólitos são de xistos, quartzitos e anfibolitos, correlacionáveis às rochas da seqüência de Palmeirópolis, alguns com bordas de reação e blastese de minerais metamórficos sobre os minerais pré-existentes recristalizados.

Uma das interpretações plausíveis a partir das informações obtidas destes corpos, em conjunto com os complexos de Barro Alto e Niquelândia, é que representam um sistema de *rift* com magmatismo relacionado e formação de uma crosta oceânica a cerca de 1,3 Ga (Pimentel *et al.* 2000), constatado pelo caráter oceânico dos basaltos da Seqüência Vulcano Sedimentar de Palmeirópolis e que sugere que esta pode representar a contraparte vulcânica dos gabros da série superior do **CCB**.

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO A área de interesse já possuía dados anteriores obtidos pelo IBGE e Observatório Sismológico da UnB, cedidos para execução deste trabalho. Estes dados cobriam satisfatoriamente as rochas encaixantes e o conjunto **SVSP** e **CCB** na porção sul apenas. Muitas lacunas, principalmente na região norte do corpo, poderiam ser preenchidas permitindo uma melhor definição da forma da anomalia. Com o objetivo de preencher essas lacunas foi feito um novo levantamento de campo no período de 02 a 11 de setembro de 1999, na região de Minaçu (GO) e Palmeirópolis (TO). Este levantamento coletou um total de 88 pontos em sete perfis (Fig. 4) localizados principalmente na porção norte e adjacências da encaixante a leste, onde o contato entre as unidades é por falhas de empurrão.

Parte dos perfis, correspondendo a 30 pontos (34% do total de pontos amostrados) foram feitos sobre as Referências de Nível (RN's) do levantamento geométrico (= levantamento topográfico de detalhe, onde a precisão da altitude é da ordem de 0,01 m) feito pelo IBGE em uma das estradas. No restante dos pontos a altimetria foi feita por barometria. As estações sobre as RN's são as que apresentam menor erro no valor de anomalia Bouguer, pois como a altitude tem uma precisão de 0,01 m, o erro na anomalia Bouguer será de $\pm 0,05$ mGal, considerando um erro de ± 100 m de posicionamento da estação. A localização dessas referências de nível também foi importante porque cortou os corpos **CCB** e **SVSP**.

A posição das estações foi determinada com GPS em conjunto com mapas topográficos, nos levantamentos anteriores e no de 1999. Como não se usou GPS diferencial e as cartas topográficas são antigas e desatualizadas decidiu-se adotar um erro de posicionamento horizontal das estações de ± 100 m. O erro nas medidas foi calculado mediante:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_h^2 + \sigma_{pos}^2} = \pm 0,05 \text{ mGal} \quad (1)$$

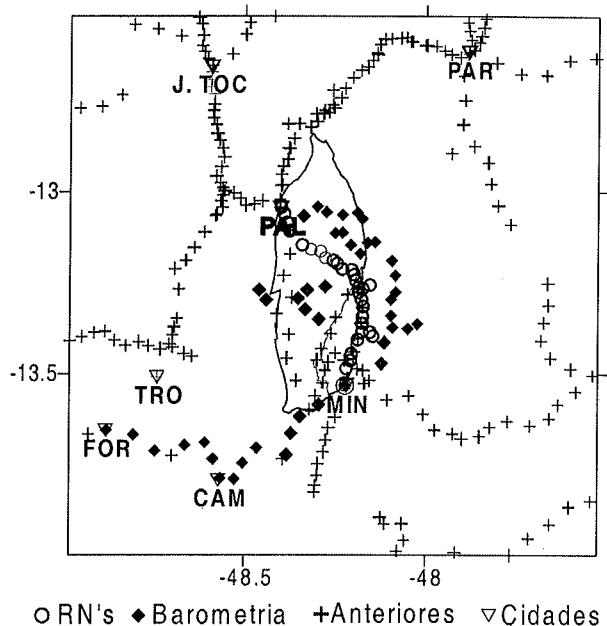


Figura 4 - Mapa de localização dos circuitos executados em campo no período de setembro de 1999 e dos pontos anteriores, com os limites geológicos aflorantes do conjunto CCB - SVSP e as cidades de CAM - Campinaçu, FOR - Formoso, J.TOC - Jaú do Tocantins, MIN - Minaçu, PAL - Palmeirópolis, PAR - Paraná, TRO - Trombas.

onde σ_h é o erro da anomalia Bouguer devido ao erro de posicionamento vertical e σ_{pos} o da anomalia Bouguer devido ao de posicionamento horizontal. Assumindo um erro de posicionamento vertical de $\pm 0,01$ m e horizontal de ± 100 m, os valores de σ_h e σ_{pos} são de $\pm 0,002$ mGal e $\pm 0,05$ mGal (Sá 1994).

Medida de aceleração de gravidade O gravímetro usado foi o LaCoste & Romberg, modelo G, número 454, pertencente ao IAG-USP. O primeiro procedimento foi a determinação da aceleração de gravidade na cidade de Minaçu, pois a estação gravimétrica da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB; Escobar 1980), mais próxima à área do trabalho situa-se em Porangatu, distante 200 km de Minaçu e com valor de g de 978197,02 mGal. O transporte de g para Minaçu foi feito no primeiro dia (03/09/99) em circuito específico, usando apenas um gravímetro. O circuito partiu de Porangatu e retornou à mesma cidade, com uma leitura em Minaçu (RN-3248-C). Uma segunda determinação de g de Minaçu foi feita durante o levantamento na região de Cana Brava. Iniciou-se o circuito em Porangatu, em 04/09/99, com aberturas e fechamentos parciais em Minaçu e retorno a Porangatu em 06/09/99, considerando-se duas derivas estáticas. O valor médio de g em Minaçu assim obtido foi de 978184,14 $\pm 0,04$ mGal.

Na cidade de Palmeirópolis utilizou-se a RN-3251-L cujo valor de g é de 978175,24 $\pm 0,03$ mGal. Este valor foi obtido em duas passagens durante os circuitos iniciais.

As duas cidades estão estrategicamente situadas a sul e a noroeste do corpo, o que facilita o estabelecimento dos circuitos. Os circuitos foram tanto do tipo aberto como fechado, de acordo com a necessidade durante o trabalho que possibilitava abertura e fechamento no mesmo ponto ou em pontos diferentes.

Barometria O método barométrico usado foi o de base fixa. Neste procedimento usou-se duas baterias, compostas por três altímetros (Thommem) e um psicômetro cada. Uma bateria é considerada base e fica fixa em uma RN, a outra, intinerante, acompanha o gravímetro. O altímetro apresenta precisão inferior a 2 m para variações inferiores a 250 m.

Na abertura e fechamento dos circuitos foram feitas leituras dos altímetros e temperatura conjuntamente. Na base, as medidas foram feitas a intervalos regulares de 15 min. O intinerante não se afastou mais de 40 km da base, garantindo correlação das condições atmosféricas. Cabe ressaltar que na região Centro-Oeste as condições atmosféricas de maio a outubro são estáveis durante todo o dia, garantindo bom desempenho do levantamento.

As bases principais utilizadas foram a RN-3248-C com 377,32 m de altitude, entre os pés dos mastros das bandeiras defronte a prefeitura em Minaçu, e a RN-3251-L com 431,86 m de altitude, na igreja matriz de Palmeirópolis. O erro de fechamento nos vários circuitos não ultrapassou a 1,5 m. Neste caso, o erro calculado da anomalia Bouguer pela fórmula (1) é $\pm 0,3$ mGal. O procedimento adotado no levantamento anterior foi semelhante ao de 1999, e como não há informações sobre a precisão do levantamento barométrico, adotou-se o mesmo erro em ambos levantamentos.

Mapa Bouguer A anomalia Bouguer foi calculada pela diferença entre o valor da gravidade medida (g) com as correções (ar-livre, Bouguer, maré e deriva instrumental) e a gravidade de referência (γ). Considerando $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ tem-se:

$$\Delta g_B = g - \gamma + 0,3086h - 0,1119h \quad (2)$$

onde h é em metros e g em mGal. O valor da gravidade de referência (γ) é calculado pela fórmula de Geodetic Reference System 1967 (GRS67; Sá 1994):

$$\gamma = 978031,86(1+0,005278895\text{sen}^2\varphi + 0,000023462\text{sen}^4\varphi) \quad (3)$$

onde φ é a latitude do ponto e γ é em mGal.

O erro na anomalia Bouguer é de $\pm 0,05$ mGal nos pontos de RN's e de $\pm 0,3$ mGal nos de altitude barométrica.

Principais feições gravimétricas O mapa gravimétrico Bouguer (Fig. 5) obtido possui valores de -5 a -125 mGal, com os mais altos sobre o conjunto **SVSP** e **CCB**. O corpo destaca-se dentro de uma variação regional suave com direção NW-SE, onde os valores mais altos estão a NW e os mais baixos a SE. Essa variação horizontal da anomalia Bouguer corta a Província Tocantins situando-se no limite do Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás com a Faixa Doblada Brasília (Marangoni 1994). Essa variação regional é uma característica de zonas de colisões antigas (Gibb *et al.* 1983, Ponsard *et al.* 1988, Wellman 1978) estando associada a diferenças de densidade e/ou espessura dos blocos crustais envolvidos em colisões continentais. Marangoni (1994) propôs uma diferença de cerca de 8 km para a espessura da crosta entre o Maciço e Arco Magmático de Goiás, menor espessura, e a Faixa Doblada Brasília, mais espessa.

A anomalia referente aos corpos possui forma elíptica com direção N-S centrada na área aflorante, refletindo a forma dos corpos e situada no meio da variação gravimétrica. A anomalia é levemente assimétrica com uma variação gravimétrica horizontal mais suave no lado oeste (1,72; 2,18; e 1,01 mGal/km, nas porções sul, meio e norte, respectivamente) e o mais abrupto no lado leste (3,03; 3,43 e 4,44 mGal/km, nas mesmas posições) terminando bem próxima ao contato geológico dos corpos com o grupo Serra da Mesa (rocha encaixante). Estas variações podem estar refletindo o contato do

conjunto com a rocha encaixante por falha inversa, com mergulho para oeste, mapeado na borda leste do corpo e obliterado na borda oeste. Na precisão do levantamento não é possível distinguir anomalias internas devido aos dois corpos, como observado no perfil dos dados coletados (Fig. 6). Embora o perfil não seja o mais adequado para um modelamento, por cortar o corpo obliquamente e pela distribuição irregular dos pontos, pode ser usado para mostrar como os valores de anomalia Bouguer distribuem-se nas feições geológicas da área: são mais baixos na rocha encaixante, tanto a leste como a oeste, e maiores nos corpos estudados, notar-se também que não há diferença significativa de valores dentro das duas feições geológicas. Portanto gravimetricamente eles

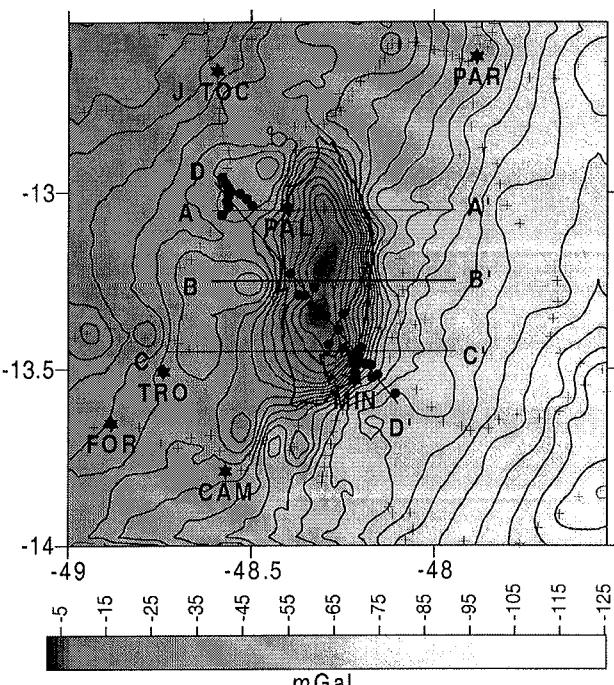


Figura 5 - Mapa de anomalia Bouguer da região do conjunto **SVSP** e **CCB**, com a localização dos dados: + para todas as estações e • para os pontos do perfil mostrado na fig. 6. O intervalo de contorno das isolinhas é de 10 mGal. Nesta figura estão indicados a localização dos 3 perfis utilizados para a modelagem 2 1/2D e do perfil de dados apresentado na fig. 4. As cidades são as mesmas da fig. 4.

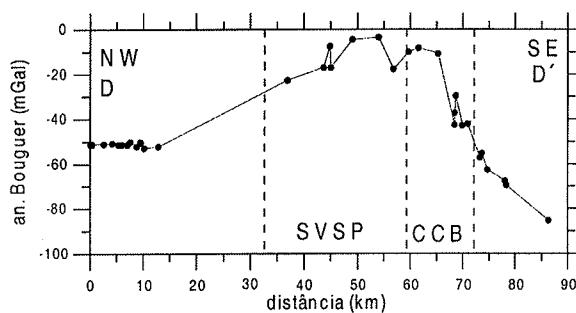


Figura 6 - Perfil DD' retirado dos dados coletados no campo cuja localização encontra-se na fig. 5. As linhas tracejadas indicam os limites geológicos da **SVSP** e do **CCB**.

respondem como um corpo homogêneo ou com pouco contraste de densidade.

Como a área aflorante do **CCB** é significativa, pode ser possível tratar a **SVSP** e o **CCB** distintamente, bastando estabelecer se o valor do contraste de densidade entre eles é significativo. As densidades dos dois corpos foram determinadas com amostras da área, pertencentes ao IG-USP. As amostras são mais representativas das várias unidades do corpo máfico do que da seqüência sedimentar. Os valores obtidos foram de $2,94 \pm 0,21 \text{ g/cm}^3$ nas 10 amostras do **SVSP**, e de $3,06 \pm 0,12 \text{ g/cm}^3$ nas 50 amostras do **CCB**, fornecendo respectivamente valores de contraste de densidade de: $0,27 \text{ g/cm}^3$ e $0,39 \text{ g/cm}^3$, para uma densidade média da crosta de $2,67 \text{ g/cm}^3$. O valor médio de $2,67 \text{ g/cm}^3$ foi escolhido por ser o valor utilizado no cálculo da anomalia Bouguer e pela indisponibilidade de rochas do Grupo Serra da Mesa, rocha encaixante. Como o contraste de densidade entre os corpos é significativo, o mapa de anomalia Bouguer sugere que a transição entre a resposta individual deles é gradual dentro da área da anomalia, indicando um possível contato inclinado das rochas.

MODELAGEM GRAVIMÉTRICA Modelagem 2½D Para a modelagem 2½D dos corpos **SVSP** e **CCB** escolheu-se três perfis, cuja localização encontra-se na fig. 5. O perfil AA' corta apenas a seqüência vulcâno-sedimentar, enquanto os outros dois cortam ambos os corpos. No modelamento foi utilizado os valores de anomalia Bouguer residuais dos três perfis escolhidos, sendo o campo regional determinado por ajuste visual usando polinômio de grau 1 (Fig. 7). Como pode ser observado nas figs. 5, 6 e 7 a distribuição dos pontos não é adequada para obter-se perfis E-W, cortando transversalmente a maior direção do corpo e com número suficiente de dados para a modelagem. Para completar as lacunas, optou-se por complementar os pontos projetados ao longos dos perfis (círculos na fig. 7), dentro de uma janela de 10km, com os resultados da rede regular do mapa de anomalia Bouguer (linha contínua na fig. 7).

A modelagem foi feita utilizando o método de Talwani *et al.* (1959), aplicado dentro do programa GravMag (Pedley *et al.* 1993). Um aspecto interessante deste programa é a possibilidade de ajustar os modelos à topografia do corpo aflorante. Este aspecto foi explorado na presente modelagem.

Para a modelagem 2½D dos corpos a partir dos perfis gravimétricos AA', BB' e CC' (Fig. 7) foram usados alguns vínculos geológicos disponíveis, tais como os limites geológicos aflorantes, indicados por setas na fig. 8 e mergulho dos corpos e dos contatos. Os limites aflorantes foram retirados do mapa de Leão Neto & Olivatti (1983) para a **SVSP** e do mapa de Correia (1994) para o **CCB**. Eles serviram de restrição para a presença dos corpos em superfície durante a modelagem. Um mergulho de 58° em direção a oeste é definido como um bom valor médio por Correia (1994) e dentro do possível procurou-se manter este mergulho no contato leste dos corpos com a encaixante, especialmente para os primeiros quilômetros da crosta. Para profundidades maiores do que cerca 5km e no contato oeste esse mergulho varia tanto em inclinação como em direção.

Os resultados da modelagem 2½D para os perfis BB' e CC' (Fig. 8) indica a necessidade de adotar um modelo com a presença de uma pequena lasca tectônica marginal ao **CCB**, devido a presença de valores positivos além do limite aflorante do corpo. O contato leste é muito bem estudado em Correia (1994) e Lima (1997), com sua localização e mergulho em direção a oeste bem definidos. A presença de valores gravimétricos positivos além do limite leste

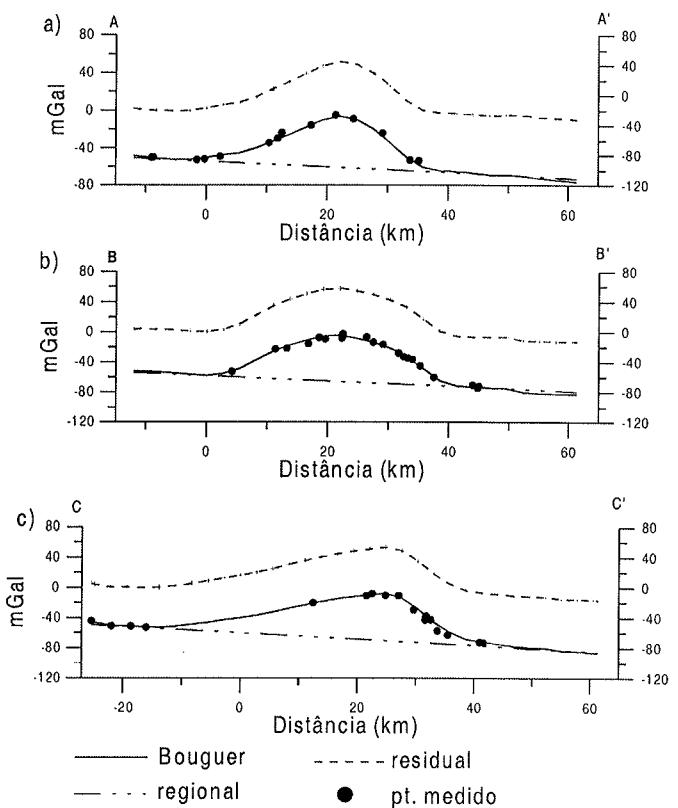


Figura 7 - Perfis Bouguer total (pontos - observações, linha contínua - interpolação), regional obtido por ajuste visual de um polinômio de grau 1 (linha tracejada e pontilhada) e o residual obtido (linha tracejada), para os perfis AA', BB' e CC'.

indica que pode haver material mais denso em subsuperfície. Uma possibilidade é assumir um modelo com a presença de uma lasca tectônica do **CCB**, isto é perfeitamente compatível com a tectônica da área, pois podem-se ver repetições de litologias dentro do corpo, como constatado por Correia (1994) e Lima (1997). Segundo esses autores as repetições são possivelmente de origem tectônica, sugerindo a existência de um conjunto complexo de falhas que pode ter fragmentado o corpo em lascas. Com base neste argumento decidiu-se trabalhar com a hipótese de que uma falha possa ter colocado uma fatia do **CCB** mais a leste, bem próximo ao corpo principal e que não aflora.

Modelagem 3D Foi aplicado o método de inversão de dados desenvolvido por Bhaskara Rao & Ramesh Babu (1991) que visa obter um modelo 3D a partir da malha interpolada dos valores residuais Bouguer. O método proposto por esses autores usa o princípio de que cada célula da malha interpolada corresponde a um prisma de base retangular que se estende até a profundidade Z . Esta profundidade $Z(i,j)$ é calculada em cada ponto (i,j) a partir da relação entre a anomalia observada no ponto $(\Delta g_{obs}(i,j))$ e a anomalia de um platô de Bouguer com densidade especificada pelo usuário ($\Delta\rho$), ou seja,

$$Z(i, j) = \Delta g_{obs}(i, j) / 2\pi G \Delta\rho \quad (4)$$

A partir deste pressuposto o método calcula a anomalia gerada pelo conjunto de prismas possuindo a profundidade inicial calculada pela relação acima. O programa opera com duas fórmulas:

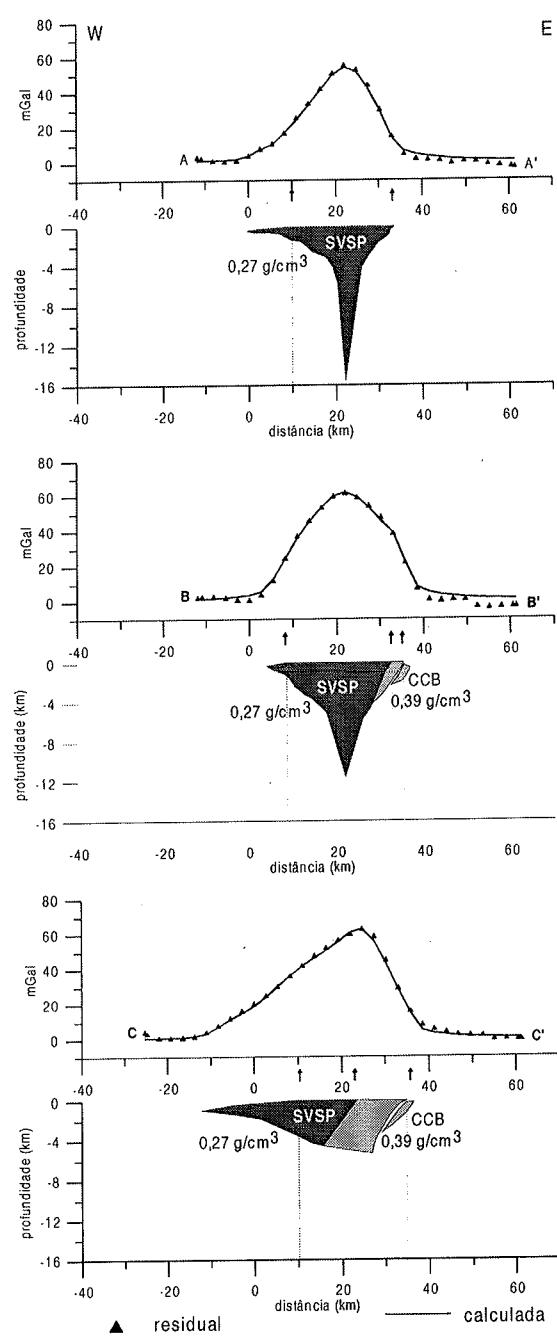


Figura 8 - Perfis das anomalias calculadas (linhas contínuas) gerado pelo programa GRAVMAG, sobre os perfis Bouguer residuais (triângulos), e os modelos da geometria em subsuperfície para a Seqüência Vulcanica Sedimentar Palmeirópolis (SVSP, cinza escuro) e o Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (CCB, cinza claro). As setas verticais indicam os limites aflorantes nos perfis. A localização dos três perfis modelados encontra-se na fig. 5.

uma exata e outra aproximada. A exata é aplicada às células mais próximas do ponto, sendo consideradas como elementos volumétricos de massa e usa a equação do prisma retangular para o cálculo da componente vertical de aceleração de gravidade. A equação aproximada é aplicada para as células mais distantes,

onde cada prisma é considerado como um elemento linear de massa, utilizando a respectiva equação da componente vertical da aceleração de gravidade. Estas duas fórmulas são usadas de maneira diferente em três estágios, onde o raio de atuação da equação exata é definido pelo usuário e pode ser estendido ao longo das iterações. Iterativamente o programa ajusta a profundidade inicial, $Z(i,j)$, da base de cada prisma de acordo com a diferença entre o valor medido e o calculado, usando o método de Bott (1960), até obter o menor resíduo dentro de um número máximo de interações escolhido pelo operador. O método foi originalmente desenvolvido para bacias sedimentares com variação vertical de densidade, mas pode ser aplicado sem restrições para corpos com densidade vertical constante. Os dados de entrada são: malha regular com os valores Bouguer, raio de atuação e número de interações para fórmula exata e a variação vertical do contraste de densidade. Os dados de saída são: malha regular com valores de anomalia Bouguer e malha regular com os valores de espessura do corpo.

Para o trabalho utilizou-se como dados de entrada os valores residuais Bouguer. Esses valores foram obtidos da remoção de um regional calculado pelo ajuste polinomial de grau 1 aplicado ao mapa da fig. 5. Os resultados foram usados em duas malhas diversas: uma cobrindo ambos os corpos (SVSP e CCB), com célula de 1,66km (direção X - EW) e 1,669km (direção Y - NS), e outra cobrindo o CCB, com mesmo tamanho de célula, mas extensão total menor que no caso anterior. Em ambos os casos o contraste de densidade vertical foi considerado constante e utilizou-se os valores correspondentes ao corpo de maior influência da janela, isto é, 0,27 g/cm³ para o SVSP e CCB e 0,39 g/cm³ para o CCB.

Os mapas das anomalias Bouguer residuais obtidos com o modelamento 3D (Figs. 9b e 10b) são muito semelhantes aos mapas de anomalia Bouguer residuais obtidos a partir do mapa da fig. 4 (Figs. 9a e 10a) comprovando a eficácia do método em reproduzir os valores de entrada. O mapa de espessuras calculadas para a malha correspondente ao conjunto SVSP e CCB, com o valor de contraste de densidade de 0,27 g/cm³ (Fig. 9c), mostra que as maiores espessuras estão no centro geométrico da área de afloramento e, na média, variam entre 9 e 15km, sendo o maior valor referente ao pico sob o CCB. Este fato era esperado, pois a rotina não prevê variação lateral de densidade. Como o contraste de densidade fornecido era menor do que o do CCB as espessuras calculadas serão maiores para este corpo.

Ao aplicar o método somente na área aflorante do CCB e com o contraste de densidade de 0,39g/cm³ (referente ao CCB, fig. 10) nota-se uma diminuição da sua profundidade em torno de 8km, passando de cerca de 14km para uma espessura máxima de 7km. O eixo preferencial continua no centro geométrico do conjunto. Os valores acima de 7km situados na borda oeste e norte do mapa são erros de ajustamento da rotina (efeito de borda).

DISCUSSÃO A forma do conjunto CCB e SVSP nos perfis sugere que o corpo seja limitado por falhas que mudam de atitude ao longo do eixo NS. Os perfis AA' e BB' (Fig. 8) são modelados por um conjunto de falhas que se assemelha a estrutura em flor positiva. O modelo do perfil CC' (Fig. 8) se adequa mais a uma estrutura do tipo *pop-up* por falha de retro-empurra antitética, onde o mergulho do contato com a encaixante a oeste é mais suave em direção para leste e o mergulho de leste é maior para oeste. A forma geométrica do CCB indica que possivelmente seu contato com a SVSP seja realmente concordante com as estruturas das rochas, possuindo mergulho para oeste, cujo mergulho

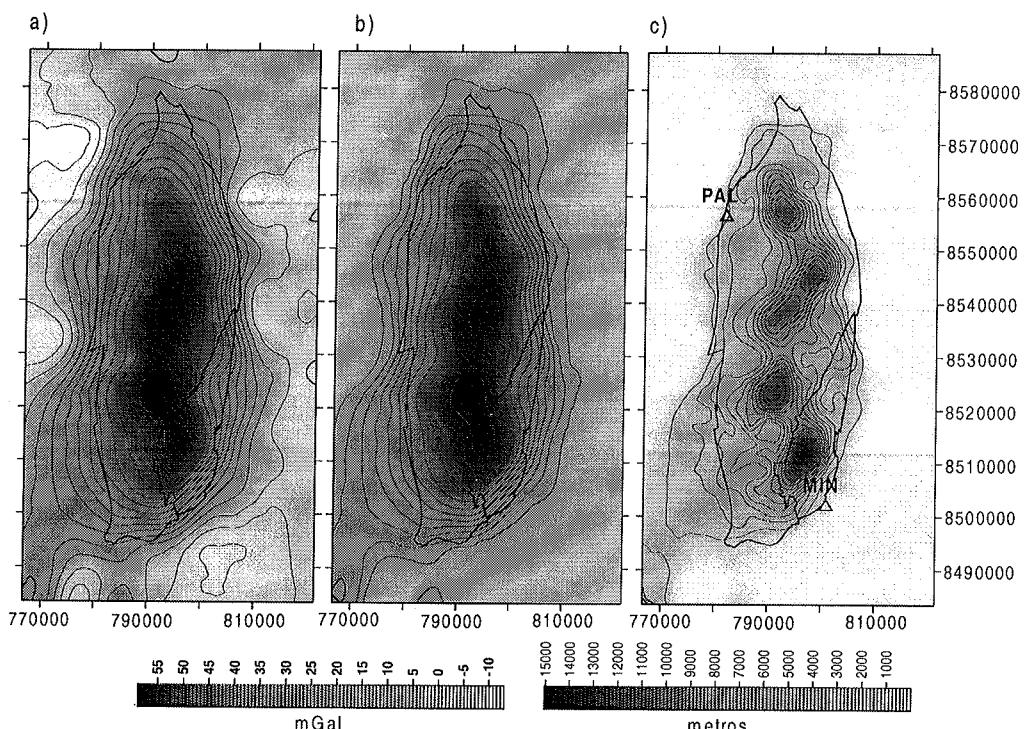


Figura 9 – Mapas de anomalias Bouguer residual (a) e calculado (b) pelo método de Bhaskara Rao & Ramesh Babu (1991) junto com o mapa resultante da espessura (c) para o conjunto litológico SVSP e CCB.

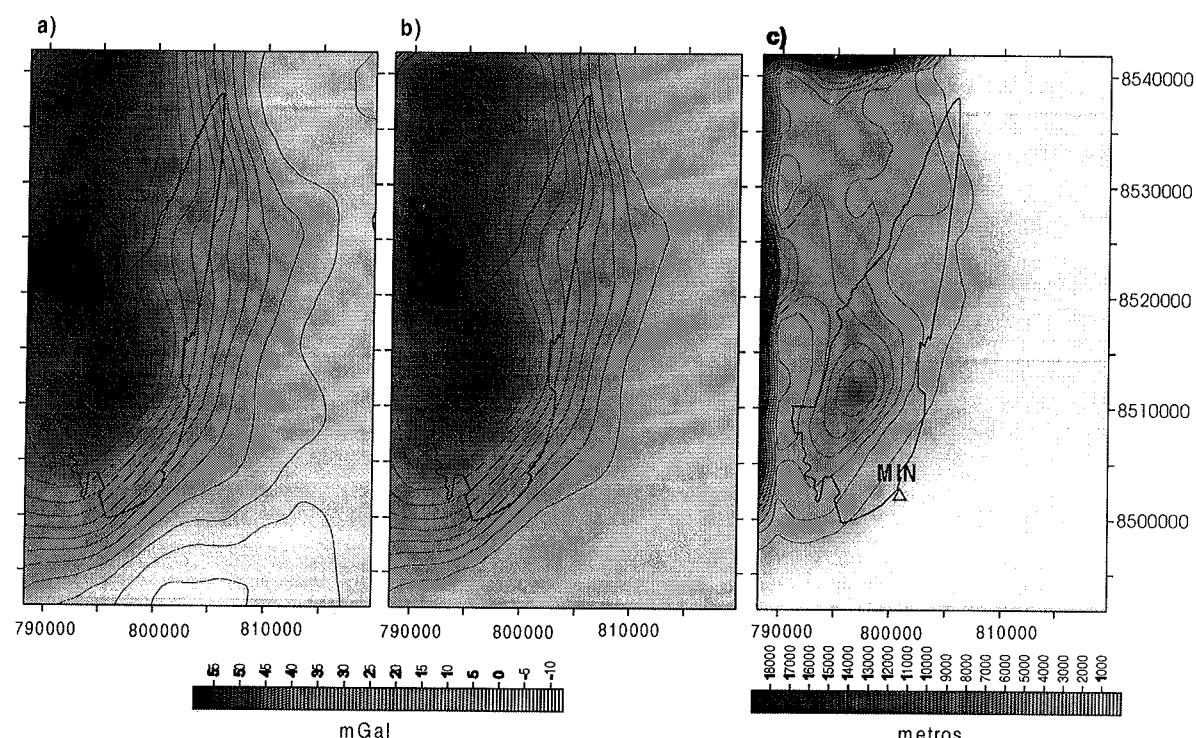


Figura 10 – Mapas de anomalias Bouguer residual (a) e calculado (b) pelo método de Bhaskara Rao & Ramesh Babu (1991) junto com o mapa resultante da espessura (c) para o CCB.

diminui de norte para sul. O modelo 2 ½D obtido, reforça as proposições de Correia (1994) e descarta as de Lima (1997), que sugeriu que o Complexo Máfico Ultramáfico de Cana Brava é limitado por falhas a leste que mergulham em direção a oeste e no seu

limite oeste, com a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, apresenta falhas que mergulham em direção a leste, e portanto, no sentido oposto ao previsto nos perfis BB' e CC'. Um modelo para esses perfis considerando o modelo geológico de Lima (1997) foi

feito por Carminatti (2001) que não obteve um bom ajuste entre observações e modelo.

Comparando os resultados das espessuras obtidas pelo processamento 3D (Figs. 9c e 10c) com os limites geológicos referentes aos corpos, pode-se notar que a rotina estendeu o limite referente ao Cana Brava para leste em ambos os casos, dando a idéia de que o **CCB** deveria aflorar ou possuir presença de massa em subsuperfície mais para leste. O mesmo resultado foi obtido na modelagem 2 1/2D. A forma do conjunto **SVSP** e **CCB** no modelo 3D calculado a partir da malha referente aos dois corpos (Fig. 9c) mostra a presença de grandes espessuras mais ou menos alinhada com o centro aflorante dos corpos, formando uma espécie de raiz. Estas espessuras variam de 9km a 15km, onde os valores referentes a área aflorante da **SVSP** variam entre 9km (região central) a 11km (região central inferior), o valor de 15km situa-se na área aflorante do **CCB**. Esta geometria subsuperficial é semelhante ao tipo flor positiva para o conjunto dos corpos, onde seus limites leste e oeste podem ser falhas que convergem para o centro dos corpos como obtido no modelo 2 1/2D. Se o valor superestimado de 15km referente ao **CCB** for desprezado, tem-se que a profundidade da raiz central varia pouco ao longo do eixo maior da **SVSP**. A forma calculada para o **CCB** a partir da malha de dados referente principalmente à área aflorante do **CCB** (Fig. 10c) mostra a presença de uma grande espessura na porção sudoeste do **CCB** com valor máximo de 7km, e valores entre 1,5 a 3,5km para o resto do corpo, com os valores mais baixos na porção norte do **CCB**. Esta forma em subsuperfície mostra uma geometria do tipo ígnea intrusiva, mas devido a evolução tectônica da área esta interpretação é pouco provável, devendo indicar que o **CCB** deve possuir as maiores espessuras a sul e as menores a norte.

A presença de valores de espessuras na ordem de 1km a 2,5km a leste da margem leste do **CCB**, para ambos os modelos, fornece indícios da presença de massa mais densa naquela região. Levando em consideração a tectônica complexa da área e a existência de lentes de rochas colocadas em posições estratigráficas anômalas, causando repetições litológicas, tanto no **CCB** como na **SVSP**, pode-se interpretar que estas espessuras, além dos limites aflorantes do **CCB**, possam indicar a presença de uma lasca tectônica do próprio **CCB** colocada mais a leste, mas não aflorante.

A presença de anomalias a sudoeste do corpo aflorante está relacionada à distribuição irregular e muito espaçada dos pontos de medida (Fig. 5) nessa porção da área, podendo ter sido gerada pelo processo de interpolação.

O conjunto tectônico formado pela **SVSP** e **CCB** deve estar relacionado aos outros dois conjuntos tectônicos formados pelo corpos maficos ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto e respectivas seqüências sedimentares, ambos a sul de Cana Brava. Feininger et al. (1991) e Assumpção et al. (1985) apresentaram modelos para os corpos de Niquelândia e Barro Alto, respectivamente, baseados em dados gravimétricos. Para estes dois outros complexos os modelos apresentados caracterizam principalmente os corpos maficos, sendo que as seqüências sedimentares não foram modeladas ou não foram individualizadas como no presente estudo. Essa característica desses modelos decorre do grande volume de rochas maficas em comparação ao volume das seqüências vulcânicas sedimentares, oposto ao caso de Cana Brava onde os dois corpos geológicos foram separados por contrastes de densidade. Os resultados apenas para os corpos maficos estão resumidos na Tabela 1 e completam tabela proposta por Feininger et al. (1991). Observa-se nessa tabela que há uma sistemática variação na direção e valor médio do mergulho, ambos

Tabela 1 - Comparação dos modelos gravimétricos para os corpos maficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava.

	Cana Brava	Niquelândia*	Barro Alto*
Espessura máxima do corpo mafico	5 km	6 km	5 km
Direção do mergulho	W	NW	NNW
Mergulho médio	50°	23,5°	20°
Anomalia máxima	60 mGal	83 mGal	56 mGal
Contraste de densidade	+0,39 g/cm³	+0,41 g/cm³	+0,30 g/cm³

*dados de Feininger et al. (1991)

os parâmetros diminuindo para o corpo mais a sul (Barro Alto), a mudança da direção do mergulho de W para NNW parece estar relacionada ao alojamento desses corpos na crosta e também à tectônica responsável pelo encurvamento do corpo de Barro Alto. Em todos os modelos, os corpos maficos se apresentam como corpos tabulares inclinados como se houvessem sido arrastados na direção do mergulho, em alguns casos com projeções que alcançam grandes profundidades na crosta (Barro Alto). Os contrastes de densidades são compatíveis, especialmente para Cana Brava e Niquelândia.

A diferença marcante entre os três modelos se origina na inclusão da modelagem de **SVSP** para Cana Brava. No presente estudo, dado o volume da seqüência, houve a necessidade de incluí-la e obter um valor de densidade apropriado para a mesma. Como mostram os resultados, a **SVSP** apresenta uma estrutura diversa da **CCB**: a geometria em subsuperfície sugere um corpo afunilado para baixo, diferente da geometria tabular inclinada proposta para os corpos maficos. Investigações mais detalhadas das seqüências vulcânicas sedimentares de Juscelândia e Indaiápolis pode esclarecer se os modelos são semelhantes ou não e auxiliar a entender porque Cana Brava apresenta aspectos geológico/tectônicos diversos dos outros dois complexos.

CONCLUSÕES Após uma análise dos modelos encontrados para o conjunto **SVSP** e **CCB** pode-se ver que sua maior espessura é distribuída longitudinalmente à forma dos corpos e mais ou menos coincidente com o centro da área aflorante. No modelo 2 1/2D a geometria em subsuperfície dos dois corpos maficos muda significativamente entre a região norte e a sul. No norte, a região assemelha-se a uma estrutura em flor positiva (Fig. 8) cujos limites leste e oeste são por falhas. A região sul se assemelha a uma estrutura de *pop up* (Fig. 8) desenvolvida por falha de retro-empurramento antitético, cujo limite de oeste é uma falha curva com mergulho mais suave e o de leste uma falha mais retilínea com mergulho mais acentuado. A profundidade máxima da **SVSP** (região norte) é de 15,5 km e do **CCB** (região sul) de 6,5 km e a profundidade mínima da **SVSP** 4,5 km e do **CCB** (região norte) de 4 km, com relação inversa de profundidade entre ambos.

O modelo 3D de todo conjunto (Figs. 9 e 10) tem geometria mais uniforme, do tipo flor positiva, com limites leste e oeste por falha. Para o **CCB** (Fig. 10) o modelo 3D mostra uma variação de espessura, com as maiores no sul e as menores no norte.

Em ambos os modelos há presença de material mais denso em subsuperfície a leste do limite leste aflorante do **CCB**, como evidenciado pela presença de valores residuais Bouguer positivos naquela região e espessuras da ordem de 1 a 2,5km no modelo 3D e da ordem de 2 a 3km no modelo 2 1/2D. Devido a tectônica da região, a solução mais adequada é admitir a presença de uma lasca do **CCB** em subsuperfície, além do limite leste do corpo.

A comparação com os modelos gravimétricos para Niquelândia e Barro Alto indica que os corpos maficos ultramáficos podem ter

sofrido um arraste tectônico em direção geral para leste com componente para sul que se torna mais importante para Barro Alto. É bom lembrar que este corpo apresenta forte arqueamento que pode ter sido causado por outros eventos tectônicos que afetaram a região sul da Província Tocantins. Na comparação final falta a modelagem das seqüências de Juscelândia (tectonicamente associada à Barro Alto) e Indaianópolis (Niquelândia), que não são discriminadas nos modelos de Assumpção *et al.* (1985) e Feininger *et al.* (1991) impedindo de verificar como o modelo de corpo afunilado, obtido para a seqüência de Palmeirópolis se encaixa no conjunto. É possível, que uma modelagem das outras seqüências sedimentares também apresente o mesmo tipo de

comportamento, o que poderia sugerir um evento tectônico posterior para a intrusão desse material, após o arraste tectônico que parece caracterizar os corpos maficos. Novos dados gravimétricos para estes corpos estão sendo coletados e poderão esclarecer melhor como essas seqüências se formaram.

Agradecimentos À Fapesp pela bolsa de mestrado e reserva técnica (M.G.C. processo 99/01575-8), pelos projetos temáticos, processos 97/0640-5 (C.T.C.) e 96/1566-0 (Y.R.M.), que forneceram subsídios para viagens de campo. Ao IBGE e OBSIS-UnB pelo uso de dados gravimétricos e ao IG pelas amostras para medidas de densidade. Aos revisores pelos comentários e sugestões.

Referências

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Assumpção M., Fernandes E.P., Araújo Filho J.O. 1985. Levantamento gravimétrico do complexo de Barro Alto, GO. Resultados preliminares. *Rev. Bras. Geof.*, **3**:1-7.
- Bhaskara Rao D. & Ramesh Babu N. 1991. A Fortran-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computer & Geosc.*, **17**:655-667.
- Bott M.H.P. 1960. The use of rapid computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **3**:63-67.
- Brasil, Depto. Nac. Prod. Min., 1984. *Inventário dos levantamentos aerogeofísicos executados pelo DNPM*. Rio de Janeiro, DNPM, 134 p. (Série Geologia, 25, Seção Geofísica, 3.)
- Carminatti M.G. 2001. *Estudo Gravimétrico da Intrusão Máfica-Ultramáfica de Cana Brava, Norte de Goiás*. Inst. Astron. Geof. Ciênc. Atm., Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 100 p.
- Correia C.T. 1994. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 151p.
- Correia C.T., Girardi V.A.V., Tassinari C.C.G., Jost H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd geocronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**:163-168.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, DNPM, 231-263.
- Escobar I.P. 1980. *Métodos de Levantamentos e Ajustamento de Observações Gravimétricas Visando a Implantação da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira*. Rio de Janeiro, ON, 57 p. (Publicação 1).
- Feininger T., Dantas J.J., Girardi V.A.V. 1991. Gravity interpretation and possible regional significance of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Goiás, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**:343-350.
- Figueiredo J.A., Leão Neto R., Valente C.R. 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb na região de Palmeirópolis, GO. In: SBG, Simp. Geol. Centro Oeste, Goiânia, *Atas*, **1**:422-441.
- Gibb R.A., Thomas M.D., Lapointe P.L., Mukhopadhyay M. 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Prec. Res.*, **19**:349-384.
- Kletetschka G., Wasilewski P.J., Taylor P.T. 2002. The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophys.*, **347**:167-177.
- Kletetschka G., Wasilewski P.J., Taylor P.T. 2000. Unique thermoremanent magnetization of multidomain sized hematite: Implications for magnetic anomalies. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **176**:469-479.
- Leão Neto R. & Olivatti O. 1983. *Projeto Palmeirópolis*. DNPM/CPRM, Etapa Preliminar, 23 p.
- Lima T.M. 1997. *Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, número 118, 294 p.
- Marangoni Y.R. 1994. *Modelo Crustal para o Norte de Goiás a partir de Dados Gravimétricos*. Inst. Astron. Geof. Ciênc. Atm., Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 135 p.
- Pedley R.C., Busby J.P., Dabek Z.K. 1993. *GRAVMAG User Manual - Interactive 2.5D Gravity & Magnetic Modelling*. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R, 73p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, DNPM, 195-229.
- Ponsard J.F., Roussel J., Villeneuve M., Lesquer A. 1988. The Pan-African orogenic belt of southern Mauritanides and northern Rokelides (southern Senegal and Guinea, West Africa): gravity evidence for collisional suture. *J. African Earth Sci.*, **7**:463-472.
- Sá N.C. de 1994. *Redução de Observações Gravimétricas, Teoria e Prática*. São Paulo, IAG/USP, 90 p.
- Talwani M., Worzel J.L., Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendoncino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, **64**:49-59.
- Wellman P. 1978. Gravity evidence for abrupt changes in mean crustal density at the junction of Australian crustal blocks. *BMR J. Austr. Geol. Geophys.*, **3**:153-162.

Manuscrito A-1329

Recebido em 10 de março de 2002

Revisão dos autores em 20 de julho de 2003

Revisão aceita em 30 de julho de 2003