

MAPA GEOIDAL DO BRASIL – 1992

DENIZAR BLITZKOW
JORGE PIMENTEL CINTRA
EDVALDO SIMÕES DA FONSECA JUNIOR
EPUSP – PTR
Caixa postal 61548
05424-970 São Paulo – SP

MARIA CRISTINA BARBOZA LOBIANCO
LUIZ PAULO SOUTO FORTES
IBGE – Departamento de Geodésia
Av. Brasil, 15671 – Parada de Lucas
Rio de Janeiro – RJ

O dia 14 de fevereiro de 1989 marcou o início do que pode ser chamado de “ERA GPS” com o lançamento do primeiro satélite do bloco II. O sistema GPS foi basicamente desenvolvido para atender a todo tipo de navegação. Para tanto, foram concebidos dois códigos P e C/A, os quais, independentemente mas com precisões distintas, fornecem a posição instantânea de um observador em função da observação de quatro satélites. Com base na experiência do sistema TRANSIT, não foi difícil ao geodesta vislumbrar a possibilidade de aplicação do GPS ao posicionamento geodésico utilizando a portadora ao invés dos códigos. Para tanto, o monitoramento da fase no método que é conhecido como “FASE DE BATIMENTO DA PORTADORA” acabou tendo um desenvolvimento capaz de fornecer o vetor que interliga dois pontos no espaço com precisão de centímetro ou melhor. A perspectiva de uso do GPS na obtenção da altitude ortométrica é vista com otimismo, principalmente nas necessidades da área da engenharia. Esta aplicação, entretanto, exige o conhecimento das alturas geoidais.

A determinação da superfície geoidal está estritamente relacionada ao problema de valor de contorno da geodésia física. Este pode ser solucionado em termos de uma série de funções harmônicas esféricas ou na forma de integrais [VANICEK AND KRAKIWSKI, 1986] [BLITZKOW, 1986]. Uma aproximação tem sido extensivamente usada em geodésia usando funções reprodutoras no espaço de Hilbert, conhecido como colocação por mínimos quadrados [KRARUP, 1969]. Por outro lado, como as integrais envolvidas no problema são integrais de convolução, o tratamento no espaço de frequência através do uso das transformadas de Fourier tem sido proposto recentemente. Em qualquer uma das alternativas, a separação das componentes de longo e de curto comprimento de onda do campo oferece profunda vantagem, quando não é uma exigência.

A Era Espacial, entre inúmeros benefícios, propiciou a oportunidade de obter modelos do potencial gravitacional representados pelos coeficientes das funções harmônicas esféricas. Inicialmente, foram obtidos modelos de graus e ordens 6, 8 e 12; posteriormente, estendeu-se até 20, 22 e 30. A incorporação de dados terrestres às observações sobre os satélites permitiu estender o grau e ordem a 36, 180, 200 e até 360. Recentemente, houve uma preocupação nova com os coeficientes de grau mais baixo. Entre outros, surgiu modelo GEM-T2, o qual utilizou observações com laser sobre 11 satélites, dados Doppler sobre 4 satélites, observações satélite a satélite do satélite geosíncrono ATS 6 para o GEOS 3 e observações óticas sobre 20 órbitas diferentes [MARCH et al., 1990]. Este modelo completo até 36 x 36 foi usado para complementar as informações disponíveis em termos de alturas geoidais por satélite, num total de 521 pontos. Elas consistem em observações Doppler e GPS levadas a efeito sobre a rede de nivelamento geométrico de alta precisão, subtraindo da altura geométrica obtida a altitude ortométrica.

As alturas geoidais no Brasil podem ser melhoradas regionalmente de dois modos distintos: densificando as observações GPS sobre a rede de nivelamento e melhorando a distribuição de dados gravimétricos. Os dados gravimétricos são importantes na complementação da altura esferoidal obtida pelo modelo do geopotencial. Este fornece a componente de longo comprimento de onda. A componente de curto comprimento de onda é obtida usando os dados gravimétricos na integral de Stokes modificada. [BLITZKOW et al., 1991].

Numa primeira fase, foi feita uma comparação entre as alturas geoidais por satélites e as alturas esferoidais exclusivamente com o modelo GEM-T2. Obteve-se uma diferença padrão de 1,9m, com um valor máximo de 6m num total de 521 pontos (figura 1). Usando as alturas geoidais por satélite e as alturas esferoidais calculadas em blocos de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ foi traçada a carta geoidal. Os valores estão referidos ao sistema SAD-69 através dos seguintes parâmetros de translação: [FORTES et al., 1989].

$$TX = 66,87 \text{ m}$$

$$TY = -4,37 \text{ m}$$

$$TZ = 38,52 \text{ m}$$

O erro absoluto esperado para o mapa é de 3m e o erro relativo de 0,2m / 20km onde existem pontos satélite.

Esta versão está disponível no Departamento de Geodésia do IBGE na versão tradicional em papel (figura 2) bem como em disquete, juntamente com um programa de interpolação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BLITZKOW D. (1986). O uso de diferentes tipos de dados na determinação do geóide. Tese de doutoramento apresentado ao Departamento de Geofísica. Universidade de São Paulo.

BLITZKOW D., CINTRA J. P., FORTES L. P. S. (1990). A contribution to the geoid determination. XX General Assembly of the IUGG. Vienna.

FORTES L. P. S., CAGNIN I. F., GODOY R. A. Z. e BLITZKOW D. (1989). Determinação dos parâmetros de transformação entre os sistemas NWL-10D, NSWC-9Z2, WGS-84 e o SAD-69. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Cartografia, vol. I, pp. 157-165.

KRARUP T. (1969). A contribution to the mathematical foundation of physical geodesy. Publ. 44, Dan. Geod. Inst., Copenhagen.

MARCH J. G., LERCH I. J., PUTNEY B. H., FELSENTREGER T. L. AND SANCHEZ B. V. (1990). The GEM-T2 gravitational model. Journal of Geophysical Research, vol. 95, B13, pp. 22 043-22 071.

VANICEK P. and KRAKIWSKY E. (1986). Geodesy: The concepts. North-Holland. Amsterdam.

FIGURA - 1

DOPPLER - GEM T2

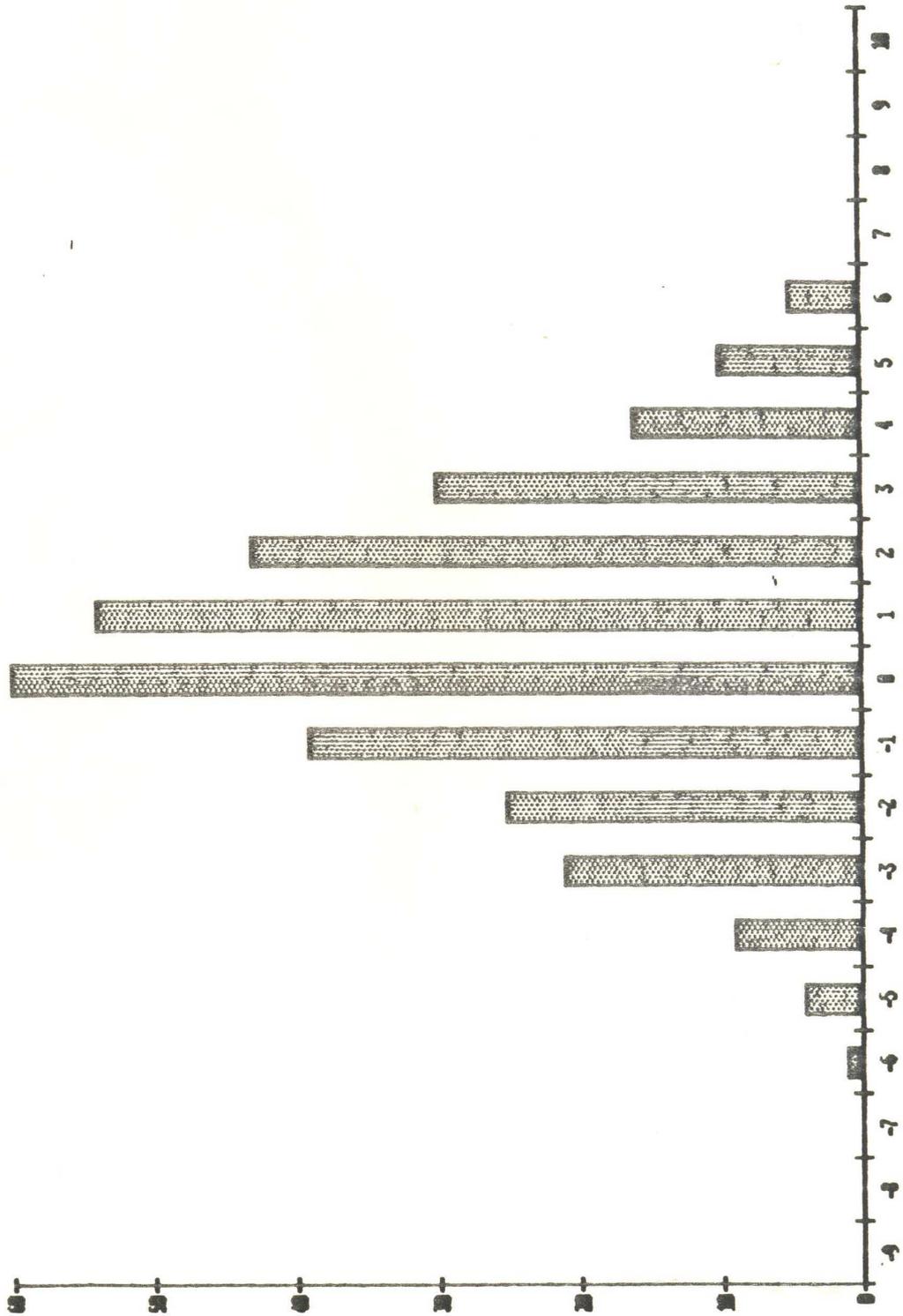


FIGURA - 2

MAPA GEOIDAL DO BRASIL

