



Universidade de Brasília

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

TESE DE DOUTORADO N° 48

**DETERMINAÇÃO E ANÁLISE DAS PRINCIPAIS COMPONENTES
DE MARÉ TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA, POR MEIO DE
DADOS DE POSIÇÃO E DO CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE**

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

MÁRIO ALEXANDRE DE ABREU

Orientador: Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta

Brasília

2019



Universidade de Brasília

**DETERMINAÇÃO E ANÁLISE DAS PRINCIPAIS COMPONENTES
DE MARÉ TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA, POR MEIO DE
DADOS DE POSIÇÃO E DO CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE**

Autor

Mário Alexandre de Abreu

Orientador

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília,
para a obtenção do título de Doutor em
Geociências Aplicadas e Geodinâmica,
área de concentração Geofísica Aplicada.

Brasília

2019

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

AAL382d Alexandre de Abreu, Mário
DETERMINAÇÃO E ANÁLISE DAS PRINCIPAIS COMPONENTES DE MARÉ
TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA, POR MEIO DE DADOS DE POSIÇÃO
E DO CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE / Mário Alexandre de
Abreu; orientador Giuliano Sant'Anna Marotta. -- Brasília,
2019.
160 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geociências Aplicadas) --
Universidade de Brasília, 2019.

1. Análise de Maré. 2. Carga Oceânica. 3. Geodésia. 4.
Geofísica. 5. Maré Terrestre. I. Sant'Anna Marotta,
Giuliano, orient. II. Título.

Comissão Julgadora:

Prof. Dr^a. Roberta Mary Vidotti – UnB
Membro Interno

Prof. Dr. Éder Teixeira Marques – UFV
Membro Externo

Prof. Dr. Gabriel Nascimento Guimarães – UFU
Membro Externo

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta - UnB
Orientador

*À minha amada filha Júlia pelo carinho,
à minha querida esposa Natacha pelo companheirismo,
e aos meus pais Magno (in memoriam) e Fátima pelo incentivo constante.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço, em especial, ao meu orientador Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta, pela preciosa orientação, dedicação, esclarecimentos, e acompanhamento durante todo o desenvolvimento do trabalho.

Ao Observatório Sismológico/Instituto de Geociências – UnB, por fornecer a estrutura adequada para a elaboração desta tese.

Aos Professores do IG/UnB pelos conhecimentos adquiridos.

Aos Professores Doutores George Sand Leão Araújo de França, Marco Ianniruberto, Mônica Giannoccaro Von Huelsen, Susanne Taina Ramalho Maciel, pelas valiosas colaborações apresentadas durante o exame de qualificação.

À amiga Lavoisiane Ferreira pelas constantes trocas de ideia, e pela grande ajuda durante parte do trabalho.

Ao Prof. Dr. Denizar Blitzkow pelas sugestões apresentadas, que contribuíram de maneira importante para o aprimoramento desta pesquisa.

À amiga Ana Cristina Oliveira Cancoro de Matos, pelo conhecimento transmitido e pelo interesse no trabalho.

Ao Prof. Dr. João Francisco Galera Monico, pela revisão dos artigos e sugestões que acrescentaram qualidade ao trabalho.

Ao amigo Daniel Silva Costa pelo auxílio no entendimento do processamento dos dados de gravidade, e por ajudar com a instalação e manutenção do gPhone.

À Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) pela cessão dos dados da RBMC.

À Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (EPUSP/PTR) pelo fornecimento dos dados gravimétricos.

Ao JPL (*Jet Propulsion Laboratory*)/NASA, por disponibilizar o *software* GIPSY OASIS 6.4 para o processamento dos dados GPS.

Ao *Royal Observatory of Belgium*, por disponibilizar o *software* TSOFT, utilizado no processamento dos dados gravimétricos.

Ao *Bundesamt für Kartographie und Geodäsie* (BKG) por disponibilizar o *software* ETERNA, utilizado para estimar as componentes de maré terrestre.

Ao Professor Aslak Grinsted, da Universidade de Copenhague, pela disponibilização da rotina *Tidal Fitting Toolbox*, utilizada na estimativa das componentes de maré terrestre e carga oceânica.

Ao CNPQ (460443/2014-3), FAPDF (0193.001230/2016), INCT-ET e CPRM pelo apoio financeiro na realização dos experimentos.

Aos colegas do Curso de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, pela amizade e apoio durante o período de estudos.

Às funcionárias e técnicos do SIS/UNB pelo auxílio e atenção.

Aos meus pais Magno (*in memoriam*) e Fátima, por sempre mostrarem o caminho do bem, e por incentivarem e proporcionarem o meu constante aprimoramento.

À minha filha Júlia, que apesar da pouca idade, entendeu meus momentos de ausência.

À minha esposa Natacha pelo companheirismo, dedicação e por me oferecer todo o tempo necessário para o desenvolvimento desta pesquisa.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma tenham contribuído para o êxito deste trabalho.

RESUMO

A Terra sofre deformações devido à atração gravitacional dos astros e também em função da redistribuição de massa d'água que ocorre por ação da maré oceânica. Estes fenômenos são denominados maré terrestre e carga oceânica, e podem ser estimados por meio das amplitudes e fases das componentes de onda de maré. A maneira convencional de investigar tais fenômenos é por meio de observações gravimétricas, porém, com o desenvolvimento dos métodos de aquisição de dados, passou a ser possível medir estes efeitos utilizando observações GNSS (*Global Navigation Satellite System*). Esta pesquisa teve por objetivo estimar e analisar as amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda de maré terrestre e de carga oceânica, por meio da análise das variações do campo de gravidade terrestre medidas utilizando gPhone, e das variações de posição utilizando observações GPS (*Global Positioning System*). Em um primeiro momento foram analisadas as principais componentes de maré terrestre, a partir de observações gravimétricas e de posicionamento com GPS, utilizando dados coletados em estações instaladas em Manaus e Brasília, Brasil, resultando na estimativa dos valores de amplitude e fase para componentes de longo período, mensais, diurnas e semidiurnas, além da análise da convergência dos valores estimados para estas componentes. As amplitudes e fases calculadas, utilizando dados gravimétricos, convergiram entre o 2º e o 6º mês analisados, enquanto para os dados de posicionamento a convergência ocorreu entre o 2º e o 17º mês observado, com exceção da componente de longo período, que não pôde ser determinada em ambos os métodos. Para o período analisado, as componentes de maré terrestre foram melhor estimadas utilizando dados gravimétricos, quando comparamos aos resultados obtidos com dados de posicionamento. Em um segundo momento, foram analisadas as amplitudes e fases das 11 componentes principais de maré terrestre e de carga oceânica, utilizando observações GPS de estações instaladas em Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria, Brasil. Desta forma, estimou-se os valores de amplitude e fase para as componentes avaliadas, bem como analisou-se a convergência dos valores para estas componentes. Os resultados mostraram que a maioria dos parâmetros estimados apresentaram convergência durante o período analisado. Além disso, as séries temporais foram corrigidas dos efeitos de maré terrestre e de carga oceânica primeiramente utilizando os parâmetros calculados, e posteriormente utilizando os modelos teóricos. Comparando os resultados foi possível sugerir que as duas soluções apresentaram comportamentos semelhantes, validando a utilização de observações GPS na estimativa de componentes de onda de maré.

Palavras chave: Análise de Maré; Carga Oceânica; Geodésia; Geofísica; Maré Terrestre.

ABSTRACT

The Earth suffers deformations due to the gravitational attraction of the celestial bodies and to the redistribution of water mass occurring by the action of the ocean tide. These effects are known as solid Earth tide and ocean tide loading, and can be estimated by observations of the amplitudes and phases of their tidal wave constituents. The conventional way of investigating such phenomena is through gravimetric observations. However, with the development of methods of data acquisition, nowadays it is possible to measure these effects using GNSS (Global Navigation Satellite System) observations. The objective of this research was to estimate and analyze the amplitudes and phases of the 11 principal wave constituents of solid Earth tide and ocean tide loading, through the analysis of the variations in terrestrial gravity field measured using gPhone, and position variations using GPS (Global Positioning System) observations. First, the principal constituents of solid Earth tide were analyzed, based on gravimetric observations and GPS positioning, using data collected at stations installed in Manaus and Brasília, Brazil, resulting in the estimation of amplitude and phase for the long period, monthly, diurnal and semidiurnal constituents, besides determining the time required for the convergence of the estimated constituent values. The estimated amplitude and phase values, using gravimetric data, converged between the 2nd and 6th months of the time series. For the positioning observations, the constituents values converged between the 2nd and 17th month of the data series, except for the long period constituent, which requires a longer time series to obtain satisfactory values for both methods. The results show that the solid Earth tide constituents were better estimated by the gravimetric data compared to the positioning data considering the series analyzed. Secondly, this research aims to analyze the amplitudes and phases of the 11 principal wave constituents of solid Earth tide and ocean tide loading, using GPS observations collected at stations located in Belém, Brasília, Eusébio, Manaus and Santa Maria, Brazil. In this way, the amplitude and phase values for the evaluated constituents were estimated, as well as the convergence values for these constituents. The results showed that the great majority of the estimated constituents presented convergence during the analyzed period of time. In addition, the time series were corrected for the effects of solid Earth tide and ocean tide loading, first using the calculated parameters, and later using the theoretical models. Comparing the results, it was possible to suggest that the two solutions presented similar behavior, validating the use of GPS observations in the estimation of tidal wave constituents.

Keywords: Geodesy; Geophysics; Ocean Tide Loading; Solid Earth Tide; Tidal Analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ilustração do princípio da lei da gravitação universal.....	6
Figura 2: Ocorrência de maré alta e baixa, resultantes da atração lunissolar. Na figura é possível observar que a Lua exerce uma maior influência sobre a Terra, quando comparada à influência exercida pelo Sol.....	7
Figura 3: Representação da força de maré. À esquerda é apresentada a geometria do problema para computar a força de maré em um ponto O na Terra, dado um corpo externo M. O gráfico à direita mostra o campo de forças (acelerações) para a atração real Terra-Lua.....	9
Figura 4: Proporção de massa e tamanho entre a Terra, a Lua e o Sol.....	10
Figura 5: Fluxograma de maré.	21
Figura 6: Efeito de maré terrestre sobre uma estação GNSS ao longo de um dia.....	21
Figura 7: Maré oceânica relacionada a componente M2. As setas indicam a direção de propagação, e as cores mostram as amplitudes em cm.	27
Figura 8: Diferentes efeitos que afetam as observações de maré.	28
Figura 9: Coordenadas do movimento polar.	29
Figura 10: Movimento polar de 2000 a 2010 e desvio polar a partir de 1900.	30
Figura 11: Amplitude média anual da deformação crustal vertical causada pela pressão atmosférica.	32
Figura 12: Influência da pressão atmosférica nos deslocamentos da superfície e variações da gravidade. O primeiro gráfico apresenta o deslocamento vertical em função da variação da pressão atmosférica, enquanto o segundo apresenta a variação do valor de gravidade em relação as mudanças de pressão.	33
Figura 13: Elementos que formam o ciclo hidrológico.	36
Figura 14: Gráfico mostra como a variação do volume de água afeta a componente altimétrica do GPS. Em azul são apresentadas as observações linimétricas realizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), em verde as observações GRACE e em vermelho a variação GPS.....	37
Figura 15: Gravímetro de mola.	39

- Figura 16: Condição mínima para o posicionamento absoluto, onde é necessária a observação simultânea de ao menos 4 satélites (S1, S2, S3 e S4) para se obter a localização instantâneo. Tal condição é imprescindível, pois, são necessárias três observações para se definir o posicionamento tridimensional e uma para se determinar o erro do relógio do receptor..... 46
- Figura 17: Determinação de coordenadas utilizando o método de posicionamento relativo, onde dois receptores observam simultaneamente dois satélites (S1 e S2) nos instantes de tempo t_1 e t_2 47
- Figura 18: Fluxograma da sequência de processamento dos dados geofísicos. 55
- Figura 19: O gráfico a esquerda apresenta o sinal bruto extraído de um gravímetro, onde podem ser vistos os pontos espúrios (spikes). No gráfico a direita é possível observar o mesmo sinal, após a eliminação dos valores espúrios, resultando na falta de dados (gaps). 55
- Figura 20: O gráfico (a) mostra o sinal corrigido com os saltos; no gráfico (b) são apresentados os trechos extraídos do modelo teórico de maré terrestre para preenchimento das falhas; e em (c) é apresentado o sinal corrigido completo, resultado da soma entre os sinais apresentados em (a) e (b). 57
- Figura 21: Espectro de frequência expandido até o grau 2, onde são apresentadas algumas componentes de onda de maré. 58
- Figura 22: Fluxograma da sequência de processamento dos dados de posicionamento. 59
- Figura 23: Mapa de localização das estações gravimétricas e de posicionamento de Manaus e Brasília. 61
- Figura 24: Séries temporais corrigidas das estações Manaus (a) e Brasília (b). 64
- Figura 25: Espectro das componentes harmônicas da estação Manaus. Em (a) é apresentado o espectro completo, (b) é o espectro ampliado apenas para as componentes mensais, (c) é o espectro das componentes diurnas, e o espectro das componentes semidiurnas é representado no gráfico (d). 65
- Figura 26: Espectro das componentes harmônicas da estação Brasília. Em (a) está representado o espectro completo, (b) refere-se ao espectro das componentes mensais, o espectro das componentes diurnas é apresentado em (c), e em (d) pode ser visto o espectro das componentes semidiurnas. 66

Figura 27: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para a componente de longo período (Ssa) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).	67
Figura 28: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE calculados para as componentes mensais (Mm e Mf) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).	67
Figura 29: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para as componentes diurnas (Q1, O1, P1 e K1) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).	67
Figura 30: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para as componentes semidiurnas (N2, M2, S2 e K2) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).	68
Figura 31: Sinais de maré e resíduos encontrados na análise dos gPhone. O gráfico a esquerda é da estação Manaus, sendo (a) o sinal de maré calculado, (b) o sinal de maré teórica e (c) a diferença entre o sinal calculado e teórico. O gráfico à direita refere-se à estação Brasília, sendo (d) sinal de maré calculado, (e) sinal de maré teórica e (f) diferença entre o sinal calculado e o teórico.	71
Figura 32: Séries temporais GPS, os três gráficos acima referem-se as direções e, n e u da estação Manaus e os três gráficos abaixo referem-se as direções e, n e u da estação Brasília.	74
Figura 33: Amplitudes e fases estimadas para a componente Ssa, para as direções e, n, e u, das estações Manaus e Brasília.	75
Figura 34: Amplitudes e fases estimadas para as componentes Mm e Mf, para as direções e, n, e u, das estações Manaus e Brasília.	75
Figura 35: Amplitudes e fases estimadas para as componentes Q1, O1, P1 e K1, para as direções e, n, e u, das estações Manaus e Brasília.	75
Figura 36: Amplitudes e fases estimadas para as componentes N2, M2, S2 e K2, para as direções e, n, e u, das estações Manaus e Brasília.	75
Figura 37: Resíduo da diferença entre o sinal observado e o sinal ajustado, após a aplicação da correção de maré terrestre estimada, para as direções e, n e u da estação Manaus.	78

Figura 38: Resíduo da diferença entre o sinal observado e o sinal ajustado, após a aplicação da correção de maré terrestre estimada, para as direções e, n e u da estação Brasília.....	78
Figura 39: Fluxograma da sequência de processamento para estimativa das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.....	85
Figura 40: Localização das estações GNSS utilizadas.....	89
Figura 41: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções e, n e u da estação BELE.....	93
Figura 42: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções e, n e u da estação BRAZ.....	94
Figura 43: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções e, n e u da estação BRFT.....	95
Figura 44: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções e, n e u da estação NAUS.....	96
Figura 45: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções e, n e u da estação SMAR.....	97
Figura 46: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções e, n e u da estação BELE.....	100
Figura 47: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções e, n e u da estação BRAZ.....	101
Figura 48: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções e, n e u da estação BRFT.....	102
Figura 49: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções e, n e u da estação NAUS.....	103
Figura 50: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções e, n e u da estação SMAR.....	104
Figura 51: Variação posicional em e, n, e u, da estação BELE, onde SGCO refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da carga oceânica, AJMT é o resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT.....	108

- Figura 52: Variação posicional em e, n, e u, da estação BRAZ, onde SGCO refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da carga oceânica, AJMT é o resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT..... 109
- Figura 53: Variação posicional em e, n, e u, da estação BRFT, onde SGCO refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da carga oceânica, AJMT é o resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT..... 110
- Figura 54: Variação posicional em e, n, e u, da estação NAUS, onde SGCO refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da carga oceânica, AJMT é o resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT..... 111
- Figura 55: Variação posicional em e, n, e u, da estação SMAR, onde SGCO refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da carga oceânica, AJMT é o resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT..... 112
- Figura 56: Variação posicional em e, n, e u, da estação BELE, onde SGMT refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da maré terrestre, AJCO é o resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT..... 116
- Figura 57: Variação posicional em e, n, e u, da estação BRAZ, onde SGMT refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da maré terrestre, AJCO é o resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT..... 117
- Figura 58: Variação posicional em e, n, e u, da estação BRFT, onde SGMT refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da maré terrestre, AJCO é o resultado após aplicação dos

parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT..... 118

Figura 59: Variação posicional em e, n, e u, da estação NAUS, onde SGMT refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da maré terrestre, AJCO é o resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT..... 119

Figura 60: Variação posicional em e, n, e u, da estação SMAR, onde SGMT refere-se a solução Gipsy corrigida apenas da maré terrestre, AJCO é o resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho, SGCOMT é a solução Gipsy aplicando-se os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, e Diferença é a subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT..... 120

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Principais tipos de onda de maré	14
Tabela 2: Argumentos astronômicos	16
Tabela 3: Exemplos de determinação dos números de Doodson	17
Tabela 4: Frequências fundamentais de maré.....	18
Tabela 5: Unidades de medidas de g	38
Tabela 6: Principais componentes de maré.	57
Tabela 7: Parâmetros de maré terrestre e RMSE estimados a partir da série temporal, contendo 21 meses de dados da estação Manaus. Sendo δ o fator de amplitude e α a diferença de fase.....	69
Tabela 8: Parâmetros de maré terrestre e RMSE estimados a partir da série temporal, contendo 18 meses de dados da estação Brasília. Sendo δ o fator de amplitude e α a diferença de fase.....	70
Tabela 9: Informações e estratégia de processamento GPS	73
Tabela 10: Parâmetros de maré terrestre estimados a partir da série temporal de dados geodésicos da estação NAUS. Onde A é a amplitude e F é a fase.....	77
Tabela 11: Parâmetros de maré terrestre estimados a partir da série temporal de dados geodésicos da estação BRAZ. Onde A é a amplitude e F é a fase.....	77
Tabela 12: Principais ondas de maré (Fonte: Adaptado de Melchior (1983)).....	87
Tabela 13: Informações sobre as estações utilizadas para a determinação das componentes de maré terrestre e carga oceânica	88
Tabela 14: Parâmetros e modelos utilizados no processamento GPS	90
Tabela 15: Tempo de convergência, em meses, das amplitudes (m) e fases (°) das 11 componentes principais de maré terrestre das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções e, n e u.	98
Tabela 16: Tempo de convergência das amplitudes (m) e fases (°) das 11 componentes principais de carga oceânica, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções e, n e u.....	105

Tabela 17: Amplitudes (A), em metros, e fases (F), em graus, estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções e, n e u.....	107
Tabela 18: Análise estatística dos dados da estação BELE, utilizando a correção de maré terrestre.....	108
Tabela 19: Análise estatística dos dados da estação BRAZ, utilizando a correção de maré terrestre.....	109
Tabela 20: Análise estatística dos dados da estação BRFT, utilizando a correção de maré terrestre.....	110
Tabela 21: Análise estatística dos dados da estação NAUS, utilizando a correção de maré terrestre.....	111
Tabela 22: Análise estatística dos dados da estação SMAR, utilizando a correção de maré terrestre.....	112
Tabela 23: Coeficiente de correlação entre as séries temporais AJMT e SGCOMT.	114
Tabela 24: Amplitudes (A), em metros, e fases (F), em graus, estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções e, n e u.....	115
Tabela 25: Análise estatística dos dados da estação BELE, utilizando a correção de carga oceânica.....	116
Tabela 26: Análise estatística dos dados da estação BRAZ, utilizando a correção de carga oceânica.....	117
Tabela 27: Análise estatística dos dados da estação BRFT, utilizando a correção de carga oceânica.....	118
Tabela 28: Análise estatística dos dados da estação NAUS, utilizando a correção de carga oceânica.....	119
Tabela 29: Análise estatística dos dados da estação SMAR, utilizando a correção de carga oceânica.....	120
Tabela 30: Coeficiente de correlação entre as séries temporais AJCO e SGCOMT.....	122

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Fontes e efeitos dos erros envolvidos nas observáveis GPS.	48
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

μ Gal	Microgal
AFB	<i>Air Force Base</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
as	Arcosegundo
BeiDou	<i>BeiDou Navigation Satellite System</i>
BIH	<i>Bureau International de l'Heure</i>
CENSIPAM	Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia
CIO	<i>Conventional International Origin</i>
CLS	<i>Collecte Localisation Satellite</i>
cm	Centímetro
CNPQ	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
Código C/A	<i>Coarse Aquisition</i>
Código P	<i>Precise or Protected</i>
cpd	Ciclos por dia
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DoD	<i>United States Department of Defense</i>
EPUSP	Escola Politécnica da Universidade de São Paulo
FAPDF	Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal
FES	<i>Finite Element Solution</i>
Gal	Galileo (unidade de medida de aceleração da gravidade)
Galileo	Sistema europeu de navegação por satélites
GIPSY/OASIS	<i>GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software</i>
GLONASS	<i>Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GPS	<i>Global Positioning Satellite System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
Hz	Hertz

IAG	<i>International Association of Geodesy</i>
IAGBN	<i>International Absolute Gravity Basestation Network</i>
ICET	<i>International Center for Earth Tides</i>
IBGE	Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IERS	<i>International Earth Rotation and Reference Systems Service</i>
IHRF	<i>International Height Reference Frame</i>
IPMS	<i>International Polar Motion Service</i>
IUGG	<i>International Union of Geodesy and Geophysics</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
JPO	<i>Joint Program Office</i>
km	Quilômetro
LEGOS	<i>Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales</i>
LLR	<i>Lunar Laser Range</i>
m/s ²	Metro por segundo ao quadrado
mas	Miliarsegundo
MATLAB	<i>MATrix LABoratory</i>
mbar	Milibar
mGal	Miligal
MHz	Megahertz
mm	Milímetro
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados
NAVSTAR-GPS	<i>Navigation Satellite with Time and Ranging - Global Positioning System</i>
nm/s ²	Nanômetro por segundo ao quadrado
NNSS	<i>Navy Navigation Satellite System</i>
OSO	<i>Onsala Space Observatory</i>
OTL	<i>Ocean Tide Load</i>
ppm	Parte por milhão
PPP	Posicionamento por ponto preciso
PRN	<i>Pseudo Random Noise</i>

QZSS	<i>Quasi-Zenith Satellite System</i>
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS
RINEX	<i>Receiver Independent Exchange Format</i>
SIS/UnB	Observatório Sismológico da Universidade de Brasília
SLR	<i>Satellite Laser Range</i>
TEQC	<i>Translate, Edit, Quality Check</i>
TOPEX/Poseidon	Sistema satelital de medição da topografia da superfície oceânica
URSS	União das Repúblicas Socialistas Soviéticas
VLBI	<i>Very Long Baseline Interferometry</i>

Sumário

RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS	XV
LISTA DE QUADROS	XVII
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	XVIII
1 Introdução.....	1
1.1 DESCRIÇÃO GERAL.....	1
1.2 OBJETIVO	3
1.3 JUSTIFICATIVA.....	4
1.4 ESTRUTURA DO TRABALHO.....	4
2 Análise de Maré.....	6
2.1 FORÇA DE MARÉ	8
2.2 POTENCIAL DE MARÉ	10
2.3 MARÉ TERRESTRE	19
2.4 CARGA OCEÂNICA	24
2.5 EFEITOS QUE INTERFEREM NAS OBSERVAÇÕES DE MARÉ.....	28
2.5.1 <i>Movimento do Polo</i>	29
2.5.2 <i>Carga Atmosférica</i>	32
2.5.3 <i>Carga Hidrológica</i>	35
3 Gravimetria.....	38
4 GNSS	41
4.1 SISTEMA GPS.....	42
4.1.1 <i>Técnicas de posicionamento GPS</i>	45
4.1.2 <i>Correções das observações GPS</i>	47
5 Análise das Principais Componentes de Maré Terrestre Estimadas por Dados Gravimétricos e GNSS, em Manaus e Brasília	51
5.1 INTRODUÇÃO	52

5.2	METODOLOGIA PARA A DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES DE ONDA DE MARÉ TERRESTRE.....	54
5.2.1	<i>Edição, Correção e Processamento dos Dados Gravimétricos.....</i>	<i>54</i>
5.2.2	<i>Edição, Correção e Processamento dos Dados Geodésicos.....</i>	<i>59</i>
5.3	ÁREA DE ESTUDO.....	60
5.4	AQUISIÇÃO DOS DADOS.....	61
5.4.1	<i>Dados Gravimétricos.....</i>	<i>62</i>
5.4.2	<i>Dados GNSS.....</i>	<i>62</i>
5.5	DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES DE MARÉ TERRESTRE.....	63
5.5.1	<i>Determinação das Componentes de Maré Terrestre utilizando Observações Gravimétricas.....</i>	<i>63</i>
5.5.2	<i>Determinação das Componentes de Maré Terrestre utilizando Observações GNSS.....</i>	<i>72</i>
5.6	CONCLUSÕES.....	79
6	Efeitos de Maré Terrestre e de Carga Oceânica à Partir de Série Temporal de Coordenadas GPS: Estudo de Caso para as Estações de Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria	81
6.1	INTRODUÇÃO	82
6.2	METODOLOGIA PARA A ESTIMATIVA DAS COMPONENTES DE MARÉ TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA UTILIZANDO DADOS DE POSIÇÃO GNSS.....	85
6.3	AQUISIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS.....	88
6.4	DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES DE MARÉ TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA	89
6.5	CONCLUSÕES.....	122
7	Considerações e Conclusões Finais.....	125
	Referências bibliográficas	128
	ANEXO A – Artigo Publicado no Âmbito deste Trabalho	138

1 INTRODUÇÃO

1.1 Descrição geral

Monitorar e interpretar as variações da superfície terrestre é de grande importância para as Geociências. A Terra sofre deformações¹ em função da força de maré, sendo que esta força está relacionada principalmente com a atração gravitacional dos astros.

A força de maré pode ser descrita como sendo a diferença entre a força que ocorre no centro de massa da Terra e aquela que ocorre na superfície terrestre em função do efeito gravitacional do astro.

Segundo Kahn (2005), as deformações causadas pela atração gravitacional dos astros, principalmente do Sol e da Lua, podem ser modeladas com boa precisão. Estas deformações de maré são conhecidas como deformações diretas e designadas por maré terrestre.

A ação do Sol e da Lua também originam maré nos oceanos, que de acordo com Lima (2009), causam indiretamente deformações na crosta terrestre. Parte destas deformações é originada pelas variações dos oceanos, e são denominadas por carga oceânica (*Ocean Tide Loading - OTL*). Apesar deste efeito ser bem conhecido, sua modelagem ainda não é precisamente conseguida, principalmente em função da complexidade em se modelar o movimento dos oceanos.

Separar os efeitos de maré terrestre dos efeitos de carga oceânica é uma tarefa difícil, uma vez que ambos são função das posições do Sol e da Lua relativamente à Terra e, por isso, com características temporais muito semelhantes.

No entanto, segundo Lima (2009), as características espaciais destes dois fenômenos são bem distintas. A maré terrestre varia de forma suave ao longo da superfície da Terra e dependem mais das propriedades da reologia global da Terra do que das propriedades locais. Por outro lado, os efeitos de carga oceânica têm uma variação mais

¹ Deformação de um corpo é qualquer mudança de sua configuração geométrica, que resulte na variação de sua forma ou dimensão, após a aplicação de uma força.

irregular e dependem mais das propriedades elásticas locais da litosfera (manto superior e crosta) em combinação com as variações das amplitudes de maré oceânica, resultando em grandes variações nas proximidades das zonas costeiras.

A investigação da deformação em função da maré tem três objetivos principais relacionados à Geofísica (Agnew, 2007):

- 1) Remover os efeitos de maré de observações geofísicas e geodésicas através da modelagem destes efeitos;
- 2) Investigar a estrutura do interior da Terra usando observações de maré sobre a superfície da mesma; e
- 3) Obter informações sobre a influência da maré em alguns eventos geofísicos.

O entendimento sobre as deformações resultantes da maré terrestre é importante, principalmente, por possuírem impacto significativo nos processos geológicos da Terra, em especial nas erupções vulcânicas que podem desencadear terremotos e vulcanismo, como demonstrado por Kasahara (2002), Cochran *et al.* (2004), Chen *et al.* (2012), e Varga e Grafarend (2018).

No início, as observações de maré eram efetuadas de maneira indireta, aproveitando-se de dados de estudos sismológicos realizados com o intuito de se conhecer o interior da Terra. Segundo Agnew (1986), as primeiras medições de maré terrestre foram realizadas utilizando-se inclinômetros e medidores de tensão, mas estes equipamentos não se mostravam confiáveis para este tipo de análise, pois, as deformações resultantes da maré terrestre são fortemente distorcidas por heterogeneidades locais na crosta terrestre, e isto influenciava as medidas realizadas por estes equipamentos.

Posteriormente, com o desenvolvimento dos métodos geodésicos e geofísicos, e com a utilização de novas técnicas de obtenção de dados terrestres, os efeitos de maré passaram a ser medidos com maior acurácia e precisão. Desta forma, este fenômeno que anteriormente podia ser negligenciado, devido a não ser possível estima-lo de maneira precisa, passou a contar com modelos para a sua correção.

Na Geofísica, gravímetros supercondutores são considerados os equipamentos mais precisos para se estimar variações de gravidade provocadas pela maré terrestre. Além destes, gravímetros relativos do tipo gPhone também se mostram eficazes na observação deste efeito.

Paralelamente, o avanço das técnicas de Geodésia permitiu medir os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica com maior precisão, como é o caso das observações VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) que passaram a ser utilizadas para analisar estes efeitos a partir da década de 1980, como demonstrado por Schuh e Moehlmann (1989), Haas e Schuh (1998), Petrov e Ma (2003), e Krásná *et al.* (2012). À partir dos anos 2000, o GPS (*Global Positioning Satellite System*) também passou a ser utilizado para este fim, como retratam os trabalhos apresentados por Khan e Tscherning (2001), Allinson *et al.* (2004), Ito *et al.* (2009), Yuan (2009) e Alihan *et al.* (2017), devido a ser um método que permite observações contínuas, apresenta boa acurácia e precisão e possui um grande número de estações distribuídas sobre a superfície terrestre.

Atualmente, existem modelos globais, como o modelo de correção de carga oceânica FES (*Finite Element Solution*), que se utilizam de observações terrestres e satelitais para calcular os deslocamentos de maré, através da observação da variação dos valores do campo de gravidade e dos deslocamentos medidos sobre a superfície da Terra. Mas, para a obtenção de modelos mais precisos, é importante que haja a densificação de observações terrestres, pois, as mesmas permitem representar de maneira mais fiel as variações locais devido aos efeitos de maré, e para este fim, as observações de gravímetros e receptores GNSS (*Global Navigation Satellite System*) demonstram ser muito úteis.

1.2 Objetivo

Esta pesquisa tem como objetivo principal determinar as amplitudes e fases das principais componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica, utilizando dados de posicionamento por GPS e do campo de gravidade terrestre.

1.3 Justificativa

Entende-se que os resultados alcançados nesta pesquisa sejam de grande importância para a contribuição de estudos destinados a estimativa das componentes de maré terrestre e de carga oceânica, já que o trabalho proposto será pioneiro nas regiões estudadas, pois, para o Brasil, só existem modelos globais que contemplam a correção destes dois fenômenos.

Espera-se que, os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica estimados neste trabalho possibilitem uma representação mais detalhada destes efeitos, resultando em correções mais precisas para as observações geofísicas e geodésicas. E, diante do exposto, entende-se que os resultados apresentados neste trabalho podem servir como subsídio para trabalhos que vêm sendo desenvolvidos no Brasil, com participação da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), que tratam da conexão entre os sistemas de referência terrestre e marítimo e do desenvolvimento do IHRF (*International Height Reference Frame*).

Por fim, entende-se que seja possível empregar os resultados deste trabalho na melhoria dos modelos de correção de maré terrestre e de carga oceânica utilizados no serviço online para pós-processamento de dados GNSS (*Global Navigation Satellite System*), disponibilizado pelo IBGE.

1.4 Estrutura do trabalho

Esta pesquisa está estruturada em sete capítulos, incluindo o capítulo introdutório, onde é apresentada uma descrição geral do tema estudado, os objetivos e a justificativa para o desenvolvimento do trabalho.

Em relação ao desenvolvimento da tese, apresenta-se no segundo capítulo informações introdutórias enfocando o histórico do estudo de maré terrestre e de carga

oceânica, além da conceituação sobre análise de maré e os efeitos que afetam as observações gravimétricas e de posição.

No terceiro capítulo é apresentada a fundamentação sobre medições gravimétricas.

O capítulo quatro traz informações acerca dos sistemas satelitais de navegação GPS, GLONASS (*Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema*), Galileo e Beidou (*BeiDou Navigation Satellite System*), além de conter uma descrição detalhada do sistema norte americano, utilizado nesta pesquisa.

No quinto capítulo é apresentado o primeiro artigo denominado “*Analysis of the Principal Constituents of Solid Earth Tides Estimated with Gravimetric and GNSS Data in Manaus and Brasília*”, publicado em março de 2019 na Revista Brasileira de Geofísica.

O segundo artigo, denominado “Efeitos de Maré Terrestre e de Carga Oceânica à partir de Série Temporal de Coordenadas GPS: Estudo de Caso das Estações de Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria”, é apresentado no sexto capítulo, e foi submetido ao Boletim de Ciências Geodésicas.

No sétimo capítulo são apresentadas as conclusões e recomendações, visando a estimativa e análise das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.

No Anexo A é apresentada a primeira página do artigo publicado na Revista Brasileira de Geofísica, no mês de março de 2019.

2 ANÁLISE DE MARÉ

A lei da gravitação universal, proposta por Isaac Newton em 1687, estabelece que dois corpos se atraem segundo uma força que é diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que os separa. Matematicamente, a lei de gravitação universal pode ser expressa pela seguinte equação:

$$F = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{d^2} \quad (2.1)$$

sendo, F a força de atração gravitacional, G a constante de gravitação universal, m_1 e m_2 as massas dos corpos 1 e 2, e d a distância entre os corpos, como mostrado na Figura 1.

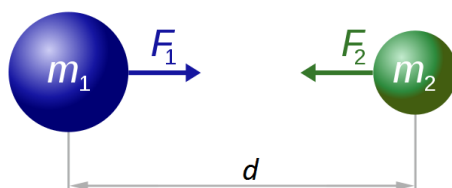


Figura 1: Ilustração do princípio da lei da gravitação universal.

Fonte: Adaptado de Wikiwand².

Quando os dois corpos estão muito distantes entre si, e a distância que os separa é muito maior que suas dimensões, então, a lei da gravitação universal pode ser aplicada considerando os corpos como dois pontos materiais, concentrando a massa de cada um em seu próprio centro de massa. Mas, caso os dois corpos estejam relativamente próximos de maneira que seus tamanhos sejam uma fração considerável da distância entre eles, então não mais se pode supor apenas as forças atuantes no centro de massa de cada um, e isto é o que acontece com a força gravitacional que os astros exercem sobre a Terra. A porção da Terra que está voltada para um destes astros sofre uma atração gravitacional maior do que aquela sofrida pela região mais distante. Essas forças desiguais resultam em acelerações distintas que acabam deformando, temporariamente, a distribuição de massas

² Disponível em: <http://www.wikiwand.com/pt/Lei_da_gravita%C3%A7%C3%A3o_universal> Acesso em fev. 2019.

na Terra, resultando na ocorrência das marés altas e baixas, como pode ser visto na Figura 2.

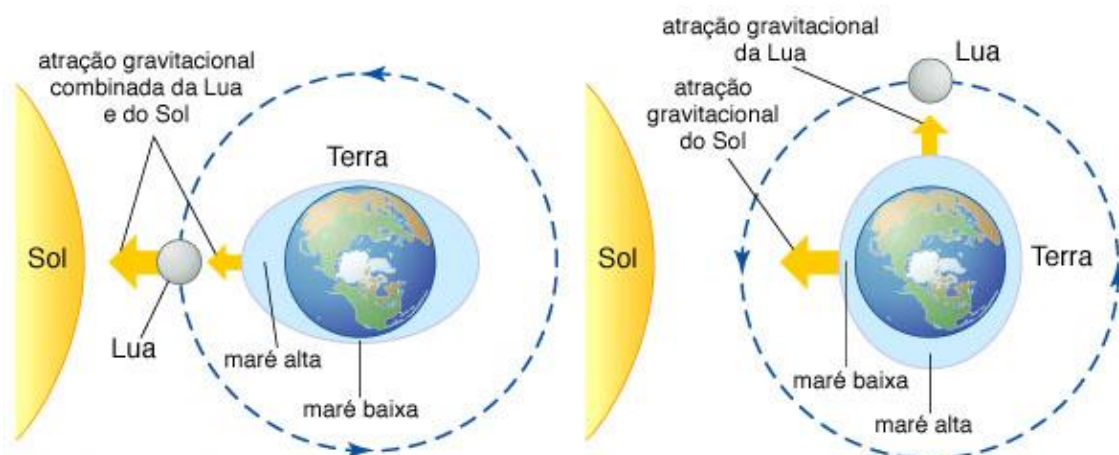


Figura 2: Ocorrência de maré alta e baixa, resultantes da atração lunissolar. Na figura é possível observar que a Lua exerce uma maior influência sobre a Terra, quando comparada à influência exercida pelo Sol.
Fonte: Adaptado de Enciclopédia Britannica³.

Desta forma, o deslocamento de maré pode ser entendido como sendo o fenômeno de subida e descida observado sobre a superfície terrestre, em função da força de maré. Portanto, a maré ocorre como resultado da combinação da atração gravitacional dos corpos celestes, principalmente da Lua e do Sol, que produzem deslocamentos que, em muitos casos, podem ser maiores do que aqueles causados por processos tectônicos. Sendo assim, a modelagem dos movimentos da maré se faz necessária na análise dos dados geodésicos e geofísicos. Segundo Thomas *et al.* (2009), ao se conseguir remover os efeitos globais de maré das observações, é possível utilizar os resíduos para investigar a estrutura geológica local, sendo esta uma aplicação onde a maré se mostra muito útil.

A análise de maré consiste em determinar as amplitudes e fases das componentes de onda de maré a partir de frequências específicas verificadas nos dados observados. Quais componentes de onda podem ser identificadas e a qual precisão pode-se chegar em sua determinação, dependem do período de observação utilizado, das características do ruído local e do equipamento empregado.

A investigação de deformação da maré tem três objetivos principais relacionados à Geofísica (Agnew, 2007):

³ Disponível em: <<https://www.britannica.com/science/tide#ref79450>> Acesso em jul. 2018.

- 1) Remover os efeitos de maré das observações geofísicas e geodésicas através da modelagem dos mesmos;
- 2) Investigar a estrutura do interior da Terra usando observações de maré sobre a superfície da mesma; e
- 3) Obter informações sobre a influência da maré em alguns eventos geofísicos. Pode-se citar, como exemplo, o fato da maré terrestre poder desencadear terremotos e vulcanismo, como o demonstrado por Kasahara (2002), Cochran *et al.* (2004), Chen *et al.* (2012) e Varga & Grafarend (2018).

2.1 Força de maré

De acordo com Agnew (2005), a força de maré é a responsável por produzir deformações na Terra e nos oceanos, sendo necessário que se entenda primeiramente o comportamento deste efeito, para que seja possível compreender a natureza do sinal de maré.

A fim de compreender a força de maré e a teoria do potencial de maré, segundo Agnew (2005), é importante entender dois fundamentos da mecânica simples. O primeiro diz que a força de maré é sempre direcionada do centro da Terra para fora, tanto abaixo do ponto considerado sobre o astro, quanto em seu ponto antípoda. O segundo está relacionado à natureza da força de maré, que só depende da atração gravitacional para ocorrer.

Agnew (2005) diz que, na situação real, como o movimento se dá ao longo de órbitas curvas, pode-se entender que ocorre a ação da força centrífuga, mas isto não acontece. Para entender que a força centrífuga não age em conjunto com a força de maré, pode-se considerar uma situação simplificada, mostrada na ilustração à esquerda da Figura 3.

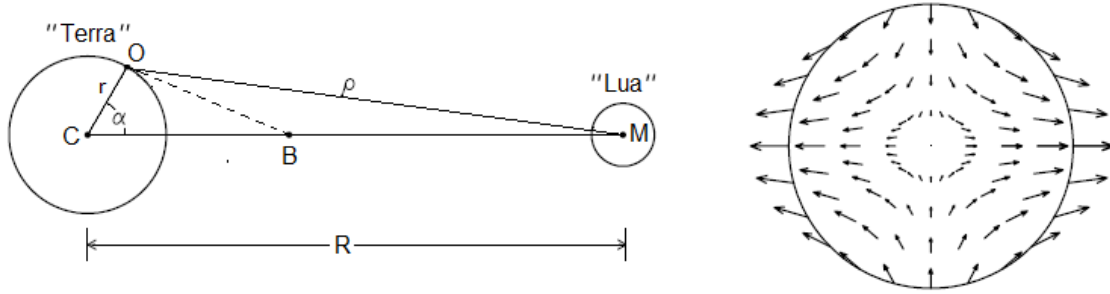


Figura 3: Representação da força de maré. À esquerda é apresentada a geometria do problema para computar a força de maré em um ponto O na Terra, dado um corpo externo M . O gráfico à direita mostra o campo de forças (acelerações) para a atração real Terra-Lua.

Fonte: Adaptado de Agnew (2005).

Presumindo que os dois corpos (Terra e Lua) orbitam em torno de seu baricentro B , que para este caso pode ser considerado fixo, já que, o problema trata de apenas dois corpos. Supondo que a Terra gire na mesma velocidade em que ela orbita, de modo que o ponto O seja fixo tanto em relação ao ponto C (centro da Terra) quanto ao ponto B , e ainda considerando que a rotação tem velocidade angular ϖ , o ponto O está sujeito a uma força centrífuga ao longo do alinhamento BO , que pode ser descrita como (Agnew, 2005):

$$\varpi^2 \overrightarrow{BO} = \varpi^2 (\overrightarrow{BC} + \overrightarrow{CO}) \quad (2.2)$$

tendo em vista o triângulo de forças formado, a aceleração ao longo do alinhamento \overrightarrow{CO} é, considerando o sistema de referência fixo na Terra, puramente radial e imutável, e pode ser negligenciado. O termo restante $\varpi^2 \overrightarrow{BC}$ (Eq. 2.2) varia com o tempo, conforme a direção \overrightarrow{BC} se altera. Essa aceleração tem direção exatamente oposta a atração que a Lua exerce em C , sendo isto o que mantém a Terra em órbita ao redor de B .

Ainda, de acordo com Agnew (2005), a força total em O , negligenciando a parte radial que é constante, será igual a atração que a Lua exerce em O , mais o termo $\varpi^2 \overrightarrow{BC}$ (Eq. 2.2), e isso é exatamente igual à atração em O menos a atração em C . Desta forma, é possível verificar que a força de maré é, portanto, uma força diferencial, distribuída conforme mostrado na Figura 3 (ilustração à direita).

Segundo Ducarme (2005), a força de maré pode ser definida como sendo a diferença entre a atração gravitacional exercida pelo corpo perturbador no ponto O e o valor da atração gravitacional no centro da Terra (C).

De acordo com Costa (2007), o valor da amplitude máxima de maré para o Sol, em módulo, é igual a $75,8 \mu\text{Gal}$, enquanto que para a Lua, o valor de amplitude máxima

vale 164,5 μGal . Analisando os números apresentados, é possível verificar que o efeito lunar representa mais que o dobro da componente solar, devido à proximidade entre a Terra e a Lua. Apesar do Sol estar a uma grande distância de nosso planeta, ele exerce uma força significativa sobre a Terra devido à sua massa, como pode ser visto na Figura 4, que mostra a proporção de massa e tamanho entre a Terra, a Lua e o Sol.

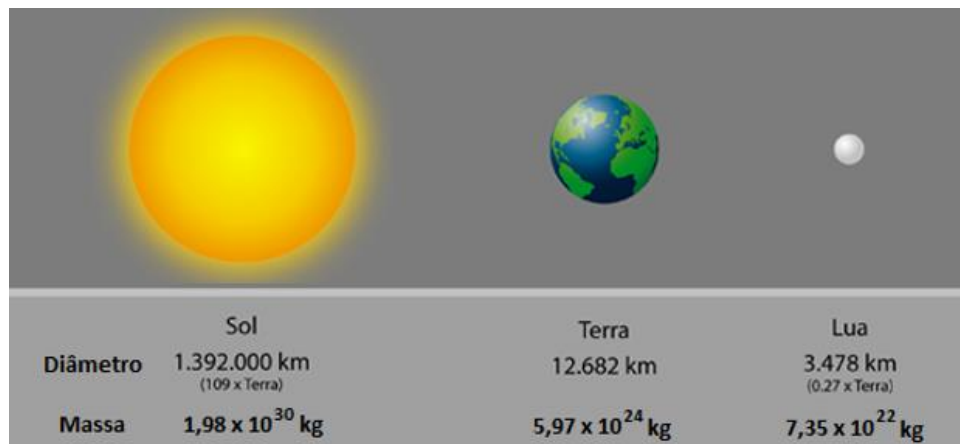


Figura 4: Proporção de massa e tamanho entre a Terra, a Lua e o Sol.
Fonte: Adaptado de Instituto Hidrográfico⁴.

2.2 Potencial de maré

De acordo com Rahman *et al.* (2017), as oscilações de maré são a resposta do oceano e do manto à atração gravitacional dos outros corpos celestes. Essas oscilações podem ser calculadas utilizando-se equações hidrodinâmicas, e são denominadas potencial de maré. Este potencial surge principalmente em função da atração gravitacional da Lua e do Sol, e sofre uma menor influência de outros astros.

Segundo Agnew (2007), observando a Figura 3 apresentada no capítulo 2.1, e considerando M_a como a massa do corpo perturbador, o potencial gravitacional (V_{tot}) dele em O , e baseando-se na regra trigonométrica dos cossenos, pode ser descrito como:

⁴ Disponível em: <http://www.hidrografico.pt/images/contents/investigacao/grafico_sol_terra_lua.png>
Acesso em ago. 2018.

$$V_{tot} = \frac{GM_a}{\rho} = \frac{GM_a}{R} \frac{1}{\sqrt{1 + (r/R)^2 - 2(r/R) \cos \alpha}} \quad (2.3)$$

onde r é a distância de O a partir de C , ρ é a distância de O a M , e α é a distância angular entre O e o ponto sob o corpo perturbador (ponto subcorpo) M (Figura 3). Escrevendo o termo da raiz quadrada como sendo uma soma de polinômios de Legendre, tem-se (Agnew, 2007):

$$V_{tot} = \frac{GM_a}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R}\right)^n P_n(\cos \alpha) \quad (2.4)$$

Por ser constante no espaço, o termo $n = 0$ possui gradiente (força) igual a zero, e deste modo, pode ser negligenciado. Para o termo $n = 1$, tem-se:

$$\frac{GM_a}{R^2} r \cos \alpha = \frac{GM_a}{R^2} x \quad (2.5)$$

onde x é a coordenada cartesiana ao longo do eixo $C-M$. O termo $n = 1$ possui gradiente constante, e exerce uma força constante em direção a M . Desta maneira, tem-se apenas a força orbital sobre C , que deve ser subtraída para obter-se a força de maré. Sendo assim, o potencial de maré (V_{tid}) a ser considerado deverá conter apenas os termos $n = 2$ e maiores, já que os dois termos mais baixos podem ser removidos. Portanto, considerando o termo $n = 2$, tem-se (Agnew, 2007):

$$V_{tid}(t) = \frac{GM_a}{R(t)} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R(t)}\right)^n P_n[\cos \alpha(t)] \quad (2.6)$$

estando R e α em função do tempo t .

Para demonstrar a situação real, segundo Agnew (2007), e considerando r como o raio da Terra, tem-se que a relação r/R para a Lua é de aproximadamente $1/60$, de modo que na prática, é necessário apenas considerar os termos $n = 2$ e $n = 3$, e em alguns casos $n = 4$, caso seja necessária uma maior precisão. Quando se utiliza o termo de grau 4, a maré pode ser detectada apenas em gravímetros muito precisos e com baixíssimo ruído.

Para o Sol, a razão r/R é de aproximadamente $1/23.000$, e desta maneira é necessário considerar apenas até o termo de grau 2.

De acordo com Agnew (2007), no termo de grau 2 a magnitude de V_{tid} é proporcional a GM_{ext}/R^3 . Normalizando este valor, e tornando o valor da força diferencial de maré da Lua igual a 1, o valor para o Sol será de cerca de 0,46, o de Vênus será 5×10^{-5} , o valor de Júpiter será 6×10^{-6} , e ainda menor para os demais planetas. Portanto, para qualquer precisão desejada, utilizando-se os atuais equipamentos de medição, é possível considerar apenas as marés lunissolares, embora algumas expansões do potencial de maré incluam também as marés planetárias.

Para uma compreensão ainda maior sobre a força de maré, pode-se utilizar as coordenadas geográficas ao invés da distância ao ponto subcorpo. Segundo Yuan (2009), utilizando-se as coordenadas colatitude e longitude (θ, φ) do ponto O , e $(\theta'(t), \varphi'(t))$ do corpo perturbador M , pode-se aplicar o teorema para a adição do desenvolvimento em séries de funções harmônicas esféricas, demonstrado por Hobson (1955), para se obter a equação (2.7):

$$V_{tid}(t) = \frac{GM_a}{R(t)} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R(t)} \right)^n \frac{4\pi}{2n+1} \sum_{m=-n}^n Y_{n,m}^*(\theta'(t), \varphi'(t)) Y_{n,m}(\theta, \varphi) \quad (2.7)$$

onde V_{tid} é o potencial de maré, G é a constante de gravitação universal, M_a é a massa do corpo perturbador, R é a distância Terra-Lua, e r é o raio da Terra.

Utilizando-se as funções harmônicas esféricas complexas normalizadas, definidas por:

$$Y_{n,m}(\theta, \varphi) = N_n^m P_n^m(\cos\theta) e^{im\varphi} \quad (2.8)$$

sendo N_n^m o fator normalizador, igual a:

$$N_n^m = (-1)^m \left[\frac{2n+1}{4\pi} \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.9)$$

temos que P_n^m é a função associada de Legendre de grau n e ordem m , como apresentado por Munk e Cartwright (1966).

Para tornar o potencial de maré mais significativo, é normal expressá-lo por V_{tid}/g , onde g é a aceleração da gravidade média da Terra. Convencionalmente, o valor de g é tomado no raio equatorial da Terra (r_{eq}), e seu valor é mantido fixo na equação (2.7), como demonstrado a seguir (Agnew, 2007):

$$\begin{aligned} \frac{V_{tid}}{g} &= r_{eq} \frac{M_a}{M_{\oplus}} \sum_{n=2}^{\infty} \frac{4\pi}{2n+1} \left(\frac{r_{eq}}{R(t)}\right)^{n+1} \sum_{m=-n}^n Y_{n,m}^*(\theta'(t), \varphi'(t)) Y_{n,m}(\theta, \varphi) = \\ &= \sum_{n=2}^{\infty} K_n \xi^{n+1} \frac{4\pi}{2n+1} \sum_{m=-n}^n Y_{n,m}^*(\theta'(t), \varphi'(t)) Y_{n,m}(\theta, \varphi) \end{aligned} \quad (2.10)$$

de modo que, a constante K engloba todas as quantidades físicas:

$$K_n = r_{eq} \frac{M_a}{M_{\oplus}} \left(\frac{r_{eq}}{\bar{R}}\right)^{n+1} \quad (2.11)$$

onde M_{\oplus} é a massa da Terra, \bar{R} é a distância média do corpo e $\xi = \bar{R}/R$ representa a mudança normalizada da distância. Resolvendo a equação 2.10, tem-se para a Lua K_2 igual a 0,35837 m, enquanto para o Sol o seu valor será igual a 0,16458 m.

De acordo com Agnew (2007), nas equações (2.6) e (2.9) pode-se pensar em θ e λ como sendo um ponto fixo observado, mas se forem considerados variáveis, $Y_{n,m}(\theta, \varphi)$ descreve a distribuição geográfica de V/g na Terra. Desta forma, o potencial de maré é dependente do tempo devido às variações que ocorrem em R e θ' , mas estas variam lentamente em virtude do movimento orbital de M ao redor da Terra, enquanto φ' varia de forma muito mais rápida em função da rotação da Terra. O segundo somatório da equação (2.9) divide o potencial de maré de grau n em partes, chamadas de componentes de onda de maré, que variam em função das frequências $0, 1, 2, \dots, n$ vezes por dia. Para as componentes de comprimentos de onda mais longos, considerando o maior grau como $n = 2$, existem 3 componentes de maré, apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Principais tipos de onda de maré

m	Tipo	Dependência da colatitude de V_{tid}/g
0	Longo período	$\frac{1}{2} (3 \cos^2 \theta - 1)$
1	Diurna	$3 \sin \theta \cos \theta$
2	Semidiurna	$3 \sin^2 \theta$

Fonte: Agnew (2005).

Segundo Agnew (2007), a componente diurna do potencial de maré é maior em latitudes médias e desaparece no Equador, enquanto a maré semidiurna apresenta maior amplitude no Equador. Ambas não têm efeito nos polos, onde as componentes de longo período da maré predominam.

Para que se possa prosseguir com este desenvolvimento, de acordo com Agnew (2007), é desejável dividir o potencial em duas partes, sendo uma dependente do tempo e outra do espaço. Adotando-se a aproximação apresentada por Cartwright e Tyler (1971), que durante muito tempo foi responsável por representar a expansão harmônica do potencial de maré, pode-se escrever a equação (2.9) da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \frac{V_{tid}}{g} &= \sum_{n=2}^{\infty} K_n \xi^{n+1} \frac{4\pi}{2n+1} \left[Y_{n0}(\theta', \varphi') Y_{n0}(\theta, \varphi) + \sum_{m=1}^n Y_{n-m}^*(\theta', \varphi') Y_{n-m}(\theta, \varphi) + \right. \\ &\quad \left. + Y_{nm}^*(\theta', \varphi') Y_{nm}(\theta, \varphi) \right] = \\ &= \sum_{n=2}^{\infty} K_n \xi^{n+1} \frac{4\pi}{2n+1} \left[Y_{n0}(\theta', \varphi') Y_{n0}(\theta, \varphi) + \sum_{m=1}^n 2 \operatorname{Real}[Y_{nm}^*(\theta', \varphi') Y_{nm}(\theta, \varphi)] \right] \quad (2.12) \end{aligned}$$

definindo-se agora o coeficiente complexo (variável no tempo), $T_{nm}(t) = a_n^m(t) i b_n^m(t)$, tal que (Agnew, 2007):

$$\frac{V_{tid}}{g} = \operatorname{Real} \left[\sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=1}^n T_{nm}^*(t) Y_{nm}(\theta, \varphi) \right] \quad (2.13)$$

para $m = 0$, estes coeficientes são:

$$T_{n0} = \left(\frac{4\pi r_{eq}}{2n+1} \right)^{1/2} K_n \xi^{n+1} P_n^0(\cos \theta') \quad (2.14)$$

e para $m \neq 0$, tem-se:

$$T_{n,m} = (-1)^m \frac{8\pi}{2n+1} K_n \xi^{n+1} N_n^m P_n^m(\theta') e^{i\varphi'} \quad (2.15)$$

Segundo Yuan (2009), os coeficientes $T_{n,m}$ dependem apenas da posição geocêntrica \bar{R} do corpo perturbador M , que varia em função do tempo. Como as efemérides dos corpos celestiais, principalmente da Lua e do Sol, são bem conhecidas, o potencial de maré pode ser calculado para qualquer ponto O situado na superfície da Terra, em um dado momento t .

De acordo com Agnew (2007), o método mais utilizado para se analisar, prever e expressar o comportamento da maré, é através da expansão em série do potencial de maré, que foi apresentada por Thomson e Darwin entre as décadas de 1870 e 1880. Nesta expansão, os coeficientes $T_{n,m}$ são expressos como uma soma de senoides, cujas frequências estão relacionadas às combinações de frequências astronômicas, e as amplitudes são determinadas através das efemérides de R , θ e θ' . Os coeficientes complexos $T_{n,m}$, em tal expansão, podem ser escritos como:

$$T_{n,m}(t) = \sum_{k=1}^{K_{n,m}} A_{n,mk} e^{i(2\pi f_{n,m,k}t + \phi_{n,m,k})} \quad (2.16)$$

onde, para cada termo de grau n e ordem m , soma-se a senoide $K_{n,m}$, com amplitudes A , frequências f , e fases ϕ . As senoides individuais são chamadas componentes de maré.

Segundo Agnew (2007), este método tem a vantagem de que, uma vez determinadas as amplitudes das componentes de maré, elas permanecem válidas por um longo período e permite que as frequências sejam analisadas no respectivo domínio, algo muito útil, principalmente para a Geofísica. Esta expansão foi utilizada primeiramente para a determinação do efeito de maré oceânica (continua sendo utilizada como padrão até hoje), e pode ser aplicada para qualquer outro fenômeno de maré, como, por exemplo, a maré terrestre.

A frequência e a fase de cada componente de maré podem ser descritas em função da combinação linear dos seis argumentos astronômicos listados na Tabela 2, sendo apresentado pela equação a seguir (Yuan, 2009):

$$2\pi f_{n,m,k}t + \varphi_{n,m,k} = d_1\tau + (d_2 + 5)s + (d_3 + 5)h + (d_4 + 5)p + (d_5 + 5)N' + (d_6 + 5)p' - \delta(n, m)\frac{\pi}{2} \quad (2.17)$$

$$\delta(n, m) = \begin{cases} 1 & \text{se } n + m \text{ for ímpar} \\ 0 & \text{se } n + m \text{ for par} \end{cases}$$

onde d_i são números inteiros que constituem os números de argumento de Doodson.

Tabela 2: Argumentos astronômicos

i	Símbolo	Argumento	Período
1	τ	<i>Dia lunar</i>	24 h 50 m 28,3 s
2	s	<i>Longitude lunar: mês tropical</i>	27,3216 dias
3	h	<i>Longitude solar: ano solar</i>	365,2422 dias
4	p	<i>Perigeu lunar</i>	8,847 anos
5	N'	<i>Nodo lunar</i>	18,613 anos
6	p'	<i>Perigeu solar</i>	20941 anos

Fonte: Yuan (2009).

Como existe uma grande quantidade de frequências de maré, Doodson criou uma notação que tornou possível a classificação de todas as componentes de onda de maré baseada na ordem crescente de suas velocidades. O parâmetro utilizado, denominado por número de argumento de Doodson, é deduzido a partir dos seis argumentos astronômicos descritos na Tabela 2, de acordo com a equação:

$$d_1\tau + d_2s + d_3h + d_4p + d_5N' + d_6p' \quad (2.18)$$

O número de argumento, de acordo com Costa (2007), também conhecido simplesmente por número de Doodson (i), é obtido pela combinação de seis algarismos consecutivos, como mostrado a seguir:

$$d_1 + (d_2 + 5) + (d_3 + 5) + (d_4 + 5) + (d_5 + 5) + (d_6 + 5) \quad (2.19)$$

Em relação a equação 2.19, os valores de d_1 variam de 0 a 9 enquanto os demais variam de -4 a 4, sendo necessário levar em conta o sinal nesta expressão. Aos algarismos de d_2 a d_6 é somada a constante 5, para que não ocorram números negativos.

De acordo com Costa (2007), os primeiros três algarismos (d_1 , d_2 e d_3) estão associados às variáveis que representam as maiores velocidades, e são separados dos três últimos (d_4 , d_5 e d_6) por um ponto, sendo apresentado na forma $d_1d_2d_3.d_4d_5d_6$. A Tabela 3 apresenta alguns exemplos da relação do argumento astronômico com o número de Doodson.

Tabela 3: Exemplos de determinação dos números de Doodson

Onda	Argumento	Número do argumento (i)
M_2	2τ	255.555
S_2	$2 \tau + 2s - 2h$	273.555
N_2	$2 \tau - s + p$	245.655
Q_1	$\tau - 2s + p$	135.655

Fonte: Costa (2007).

De acordo com o sistema apresentado, cada frequência de maré pode ser identificada pelos seus números Doodson. Por exemplo, a componente de maré M_2 possui uma frequência de 2 ciclos por dia (cpd) lunar, sendo que os números de Doodson são escritos na forma 255.555, o que significa que sua frequência é composta pelo dobro do primeiro argumento (τ) e zero vezes todos os outros. Para o caso da componente de maré S_2 , os números de Doodson são 273.555, o que significa que sua frequência é composta pelo dobro do primeiro argumento, mais duas vezes o segundo, menos duas vezes o terceiro e zero para cada um dos outros três. O sistema Doodson pode parecer complexo à primeira vista, mas ele possibilita representar cada uma das frequências de forma semelhante, facilitando sua interpretação.

Segundo Yuan (2009), o primeiro a formular a expansão harmônica do potencial de maré foi George Darwin, em 1883, sendo que foi ele também que definiu a nomenclatura das componentes de onda de maré a fim de proporcionar uma forma prática de memorizá-las. As letras escolhidas estão dispostas de forma simétrica ao longo do alfabeto em relação às letras M (do inglês *Moon*, Lua) e S (do inglês *Sun*, Sol).

Em 1921, Doodson, utilizou métodos analíticos para expandir o trabalho de Darwin, incluindo componentes harmônicos que não haviam sido determinados anteriormente. Doodson também separou o potencial de maré lunissolar em séries

harmônicas com frequências definidas por combinações lineares entre os seis argumentos astronômicos. A Tabela 4 apresenta as principais componentes de onda de maré.

Tabela 4: Frequências fundamentais de maré

Componente	i	Período	Amplitude Vertical (mm)	Amplitude Horizontal (mm)
Componentes semidiurnas				
M ₂ (Lunar principal)	255.555	12,42 hr	384	54
S ₂ (Solar principal)	273.555	12,00 hr	179	25
N ₂ (Grande elíptica lunar)	245.655	12,66 hr	73	10
K ₂ (Lunisolar)	275.555	11,98 hr	48	6,8
Componentes diurnas				
K ₁ (Lunar)	165.555	23,93 hr	191	32
O ₁ (Lunar)	145.555	25,82 hr	158	22
P ₁ (Solar)	163.555	24,07 hr	71	10
S ₁ (Solar)	164.556	24,00 hr	1,6	0,3
Componentes de longo período				
M _f (Lunisolar quinzenal)	075.555	13,66 dias	40	5,6
M _m (Lunar mensal)	065.455	27,55 dias	21	3
S _{sa} (Solar semi-anual)	057.555	0,5 ano	19	2,6

Fonte: adaptado de Melchior (1983).

Posteriormente, de acordo com Yuan (2009), Cartwright e Tayler (1971) e Cartwright e Edden (1973), utilizaram técnicas espectrais para expandir o potencial de maré lunar até o termo de grau 3 e o potencial de maré solar até o termo de grau 2. Cálculos mais extensos do potencial de maré, e sua decomposição harmônica foram possíveis devido a maior precisão das efemérides, impulsionada pela necessidade de se atingir maiores níveis de exatidão. Dentre as expansões desenvolvidas, destacam-se as de Bullesfeld (1985), Tamura (1987), Xi (1987), Hartmann e Wenzel (1995) e Roosbeek (1995). Além deles, Kudryavtsev (2004) desenvolveu 26753 harmônicos.

A modelagem dos efeitos de maré permite avaliar o tipo de frequência, que podem ser divididas em três tipos principais de componentes de onda:

- Diurnas: possuem período de cerca de 24 horas, ou seja, que ocorrem apenas uma vez ao dia;
- Semidiurnas: ocorrem duas vezes ao dia, portanto, possui período de cerca de 12 horas;
- Longo período: possui período que varia de dias a anos.

2.3 Maré Terrestre

De acordo com Xu (2007), a maré terrestre é um fenômeno de deformação do corpo elástico da Terra que ocorre em função da força de maré, e está relacionado principalmente a atração gravitacional da Lua e do Sol.

O efeito de maré terrestre, segundo Agnew (2007), vem sendo cada vez mais estudado por estar presente em qualquer registro de deformação da crosta, e por ser o sinal dominante notado durante quase todo o período das observações.

O deslocamento da superfície terrestre, devido ao efeito de maré terrestre, pode atingir uma magnitude de até 40 cm na direção vertical durante o período de um dia, e as componentes semidiurnas e diurnas são as que contribuem de maneira mais expressiva para esta movimentação.

Historicamente, o problema teórico da maré terrestre pode ser definido em três fases bem definidas (Melchior, 1983):

- antes de 1890, ou seja, antes do desenvolvimento da sismologia experimental, não era possível se ter uma ideia clara da estrutura interna da Terra. No entanto, o trabalho realizado pelo físico William Thomson (Lord Kelvin), foi o primeiro a apresentar a teoria da maré sólida para uma Terra homogênea e incompressível;
- depois de 1890, com a descoberta do movimento polar e as primeiras conclusões derivadas das observações deste efeito, Sloudsky em 1896 e Poincaré em 1911, elaboraram uma teoria de que o planeta possuía um núcleo líquido. Posteriormente, a evolução da sismologia e a descoberta do núcleo terrestre permitiu a Herglotz desenvolver a teoria para uma Terra heterogênea. No entanto,

os meios disponíveis para o cálculo eram tão limitados, que ele se satisfazia com modelos terrestres muito simples e que não representavam a realidade. Mais tarde, Schweyder, Prey, Boage e Jeffreys reduziram o sistema a uma equação diferencial de sexta ordem, e eliminaram as incógnitas que não poderiam ser observadas experimentalmente na época. Em 1950, Takeuchi realizou a primeira integração numérica, utilizando modelos compatíveis com a estrutura real da Terra;

- após 1960, com o surgimento dos computadores modernos, a direção destes estudos foi completamente modificada e, ao invés de realizar a eliminação das incógnitas uma a uma, foi construído um sistema de seis equações diferenciais lineares de primeira ordem, que pôde ser resolvido numericamente. Porém, a escolha das seis variáveis teve que ser feita com cuidado, para que a derivação de funções experimentais, tais como a densidade, pudessem ser evitadas.

Ao longo do tempo, o conhecimento sobre a maré terrestre passou a ter mais importância para a Geofísica e a Geodésia, pois, com a melhora da precisão dos equipamentos de medição, a correção dos efeitos de maré passou a ser considerada, já que anteriormente podia ser negligenciada, pois, durante um longo período os equipamentos de medição não podiam observar este fenômeno com precisão.

Para satisfazer a precisão atual das observações, é essencial que se utilizem modelos a priori na análise de dados que descrevam a deformação da Terra. Por outro lado, a precisão crescente das técnicas observacionais permite validar, a partir das observações, os parâmetros teóricos calculados pelos modelos.

A Figura 5, adaptada de Agnew (2007), apresenta um fluxograma para indicar o que está inserido no sinal de maré. A caixa nomeada como Geofísica/oceanografia abrange a resposta da Terra e do oceano à força de maré, sendo que a seta que passa acima desta caixa indica que parte do sinal de maré seria observado mesmo se a Terra fosse rígida e não possuísse oceanos. Além disso, pode-se verificar que as medições das marés sobre a superfície terrestre podem detectar outros sinais ambientais e tectônicos. Aprofundando um pouco, pode-se dizer que as marés teóricas são calculadas a partir de um conjunto de modelos. O primeiro modelo é o de força de maré, produzido por corpos externos, calculado a partir da teoria gravitacional e astronômica, e está representado no ponto *T* da Figura 5. Os dois modelos seguintes são aqueles que descrevem como a Terra e o oceano respondem a essa força, e estão inseridos dentro da caixa

Geofísica/oceanografia. O modelo da Terra sólida representa o efeito de maré terrestre resultante do que seria observado em uma Terra real sem oceanos. Já o modelo oceânico, que inclui os oceanos e a Terra elástica, fornece a carga de maré, que é a mudança na Terra sólida causada pela movimentação das massas d'água associada às marés oceânicas. Estas duas respostas somadas resultam no sinal total de maré causado pela não-rigidez da Terra. O modelo seguinte, denominado de distorções locais, indica que desvios locais afetam o resultado dos modelos concebidos. Esta contribuição é somada ao sinal de maré resultando na maré teórica total, representada no ponto *M* da Figura 5.

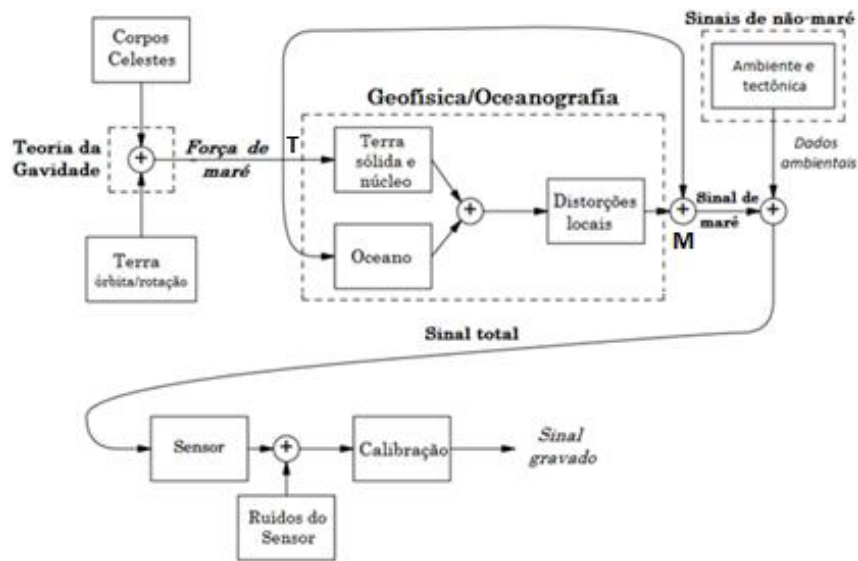


Figura 5: Fluxograma de maré.
 Fonte: Adaptado de Agnew (2007).

A Figura 6 ilustra a influência da maré terrestre a estação GNSS de Presidente Prudente (PPTE), ao longo de um período de 24 horas. Como pode ser visto, as componentes planimétricas, Norte (*n*) e Este (*e*), são menos afetadas do que a direção vertical (*u*).

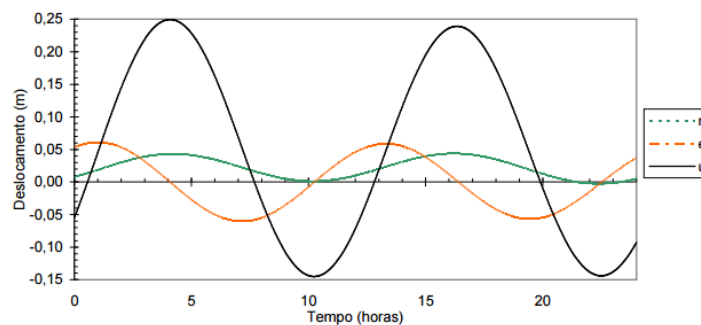


Figura 6: Efeito de maré terrestre sobre uma estação GNSS ao longo de um dia.
 Fonte: Rosa (2008).

Wahr e Sassao (1981) diz que o tratamento dos efeitos de maré terrestre pode ser realizado utilizando como base os números de Love e Shida, o que possibilita definir a relação entre o potencial de maré e o seu deslocamento, que é dependente da latitude do ponto observado, da componente de maré observada e do grau de desenvolvimento das funções harmônicas esféricas. De forma geral, o termo de grau 2 já elimina grande parte dos efeitos, já que, a partir do grau 3 os efeitos possuem magnitude abaixo do milímetro.

A seguir, são apresentadas as equações para o cálculo dos deslocamentos de maré terrestre, de acordo com Petit e Luzum (2010), nas Convenções do IERS.

Para maré de longo período com frequência f , tem-se:

$$\begin{aligned} \Delta \vec{r}_f = & \sqrt{\frac{5}{4\pi}} H_f \left\{ \left[h(\phi) \left(\frac{3}{2} \text{sen}^2 \phi - \frac{1}{2} \right) + \sqrt{\frac{4\pi}{5}} h' \right] \cos \theta_f \hat{r} + 3l(\phi) \text{sen} \phi \cos \phi \cos \theta_f \hat{n} + \right. \\ & \left. + \cos \phi \left[3l^1 \text{sen}^2 \phi - \sqrt{\frac{4\pi}{5}} l' \right] \text{sen} \theta_f \hat{e} \right\} \end{aligned} \quad (2.20)$$

Para maré diurna com frequência f :

$$\begin{aligned} \Delta \vec{r}_f = & -\sqrt{\frac{5}{24\pi}} H_f \left\{ h(\phi) 3 \text{sen} \phi \cos \phi \text{sen}(\theta_f + \lambda) \hat{r} + \left[3l(\phi) \cos 2\phi - 3l^{(1)} \text{sen}^2 \phi + \sqrt{\frac{24\pi}{5}} l' \right] \right. \\ & \left. \cdot \text{sen}(\theta_f + \lambda) \hat{n} + \left[\left(3l(\phi) - \sqrt{\frac{24\pi}{5}} l' \right) \text{sen} \phi - 3l^{(1)} \sin \phi \cos 2\phi \right] \cos(\theta_f + \lambda) \hat{e} \right\} \end{aligned} \quad (2.21)$$

Para maré semidiurna com frequência f :

$$\begin{aligned} \Delta \vec{r}_f = & -\sqrt{\frac{5}{96\pi}} H_f \left\{ h(\phi) 3 \cos^2 \phi \cos(\theta_f + 2\lambda) \hat{r} - 6 \text{sen} \phi \cos \phi [l(\phi) + l^{(1)}] \cos(\theta_f + 2\lambda) \hat{n} - \right. \\ & \left. - 6 \cos \phi [l(\phi) + l^{(1)} \text{sen}^2 \phi] \text{sen}(\theta_f + 2\lambda) \hat{e} \right\} \end{aligned} \quad (2.22)$$

sendo, para as expressões acima:

$$h(\phi) = h^{(0)} + h^{(2)} (3 \text{sen}^2 \phi - 1)/2;$$

$$l(\phi) = l^{(0)} + l^{(2)}(3 \operatorname{sen}^2 \phi - 1)/2;$$

h = números de Love;

l = números de Shida;

H_f = amplitude (m) do termo de maré de frequência f ;

ϕ = latitude geocêntrica da estação;

λ = longitude da estação;

θ_f = argumento de maré para a componente de maré de frequência f ;

\hat{r} = vetor unidade da direção radial;

\hat{e} = vetor unidade da direção Este;

\hat{n} = vetor unidade perpendicular a \hat{r} na direção Norte.

De acordo com Petit e Luzum (2010), por convenção, a amplitude de maré (H_f) utilizada é a definida por Cartwright e Tayler (1971). Pressupõem-se que os parâmetros dos números de Love e Shida são todos reais, quando aplicados nas equações 2.20, 2.21 e 2.22. A generalização, para o caso de parâmetros complexos, é feita simplesmente fazendo as seguintes substituições para as combinações $L \cos(\theta_f + m\lambda)$ e $L \sin(\theta_f + m\lambda)$, onde quer que ocorram nas equações (2.23) e (2.24):

$$L \cos(\theta_f + m\lambda) \rightarrow L^R \cos(\theta_f + m\lambda) - L^I \operatorname{sen}(\theta_f + m\lambda) \quad (2.23)$$

$$L \operatorname{sen}(\theta_f + m\lambda) \rightarrow L^R \operatorname{sen}(\theta_f + m\lambda) - L^I \cos(\theta_f + m\lambda) \quad (2.24)$$

sendo L o símbolo genérico para $h^{(0)}$, $h^{(2)}$, h' , $l^{(0)}$, $l^{(1)}$, $l^{(2)}$, e l' , onde L^R e L^I representam suas respectivas partes reais e imaginárias.

Segundo Monico (2008), a maré terrestre é composta de duas partes: uma permanente, advinda da atração média do Sol e da Lua, e outra variável. Entretanto, quando se utilizam sistemas de medidas como os satélites ou gravimetria, eles nos reportam o valor total da maré, e não permitem a separação destas duas componentes. Devido a isto, não é possível observar a maré permanente.

De acordo com Petit e Luzum (2010), o sistema de maré pode ser dividido da seguinte forma:

- a) Sistema sem maré ou livre de maré (*non-tidal* ou *tide free system*), que elimina totalmente os efeitos de maré nos levantamentos, posição e potencial, e considera como se o Sol e a Lua não existissem ou fossem trasladados artificialmente ao infinito. As coordenadas calculadas no processamento GNSS, geralmente, estão referidas a um sistema livre de maré. Tem-se como exemplo os sistemas de referência ITRF e SIRGAS;
- b) Sistema de maré média (*mean tide system*), que considera o efeito médio da maré e os respectivos efeitos diretos e indiretos no potencial e nas posições determinadas. Exemplo: sistema gravimétrico IGSN-71, e as redes de nivelamento; e
- c) Sistema de maré zero (*zero-tide system*), que considera apenas os efeitos da maré permanente de forma indireta no potencial. Como exemplo tem-se os trabalhos de gravimetria, e os modelos globais do geopotencial.

2.4 Carga Oceânica

De acordo com Pagiatakis (1982), a atração gravitacional da Lua e do Sol resulta em um movimento periódico das massas d'água da Terra, que fazem com que a crosta sofra uma variação em função das forças impostas sobre ela. Essa ação resulta em deslocamentos e em mudanças no campo gravitacional não apenas no fundo do oceano, mas também na Terra sólida.

Segundo Vaníček (1980), as deformações em função da redistribuição das massas d'água, podem ser descritas por três fenômenos distintos não independentes, tais como:

- 1) Deformação da litosfera em função das massas d'água adicionais;
- 2) Atração gravitacional das águas da maré;
- 3) Atração gravitacional da deformação crustal causada pela carga d'água.

De acordo com Vaníček e Krakiwsky (1986), o efeito percebido mais facilmente é o primeiro, sendo que a magnitude da deformação depende das características da

litosfera, ou seja, de sua espessura e de suas propriedades reológicas, de forma que, quanto mais próximo o ponto observado estiver da área de carga, mais ele será afetado. O segundo fenômeno está relacionado à atração das massas d'água adicionais, que provocam uma perturbação do potencial gravitacional resultando em uma deformação da litosfera, além de uma mudança do campo gravitacional. Como resultado das duas primeiras deformações, uma redistribuição de massas é induzida alterando o potencial gravitacional e, conseqüentemente, gerando uma nova deformação, que age indiretamente sobre o potencial de maré, sendo este o terceiro fenômeno.

Esta deformação da litosfera em função da redistribuição das massas d'água é denominada carga de maré oceânica, ou simplesmente carga oceânica.

Segundo Moreira (2010), em função da resistência lateral da crosta este efeito se expande além das áreas oceânicas, e propaga-se por seu interior, afetando com uma maior magnitude pontos que estejam mais próximos à costa. Desta maneira, seus efeitos dependem da posição geográfica da estação, e podem atingir deslocamentos da ordem de 10 cm na componente vertical e 3 cm na componente horizontal. O efeito de carga oceânica perde força conforme a distância da costa aumenta, mas ainda pode atingir uma variação da ordem de 1 cm para uma estação que esteja distante 1000 km do oceano (Baker, Curtis e Dodson, 1995).

Segundo Farrell (1972), a carga de maré oceânica pode ser separada da maré terrestre, se a resposta da Terra para a força de maré terrestre puder ser calculada com precisão. Subtraindo-se a maré terrestre calculada da maré observada, pode-se obter uma boa estimativa da carga de maré oceânica, desde que as estruturas geológicas locais sejam bem conhecidas.

Ainda, de acordo com Farrell (1972), estudos realizados por diferentes pesquisadores na década de 1970, estabeleceram a importância de se conhecer as cargas oceânicas e demonstraram que este efeito pode ser determinado com boa precisão, especialmente perto da costa. Desta forma, é possível que os efeitos de carga sejam utilizados para gerar informações úteis sobre maré oceânica, e em locais onde a maré é bem conhecida, prover informações sobre as propriedades elásticas da crosta terrestre.

O estudo e análise da carga oceânica, de acordo com Farrell (1972), é mais complicado do que o da maré terrestre. A diferença mais explícita está na natureza da força motriz, que é conhecida e determinada com boa precisão para a maré terrestre, mas

possui uma menor precisão para a carga oceânica. Observações astronômicas permitem definir com maior precisão as forças que agem sobre o corpo terrestre, mas a descrição do comportamento da maré é mais difícil de ser conseguida. Além disso, a resposta das cargas oceânicas depende fortemente das propriedades locais da crosta e do manto, ao passo que a resposta da maré terrestre depende mais da propriedade global da Terra. As diferenças estruturais da Terra, por exemplo, sob as bacias oceânicas e continentes, afetam mais a carga oceânica do que a maré terrestre.

Para o cálculo da carga oceânica, Agnew (2007) diz que é necessário iniciar com uma descrição da maré oceânica, geralmente como sendo uma função de valor complexo, onde tem-se as amplitudes e fases de seus componentes. Após esta etapa, as cargas podem ser calculadas de duas maneiras: através do somatório de funções harmônicas esféricas, ou pela convolução da altura de maré por meio da função de Green. Na prática, atinge-se uma maior precisão quando se utiliza o cálculo com a abordagem pela função de Green em comparação aos resultados obtidos utilizando-se o desenvolvimento por funções harmônicas esféricas. Devido a este fato, a maioria dos programas costumam adotar a função de Green por convolução direta para o cálculo da carga oceânica.

De acordo com Yuan (2009), a precisão da modelagem de carga oceânica é dependente do modelo de maré oceânica empregado, da função de Green aplicada, da linha de costa adotada e do compilador computacional utilizado. As diferenças de deslocamentos de carga oceânica derivados de diferentes funções de Green utilizadas são pequenas, geralmente menores que 2%, e os erros numéricos resultantes da convolução são da ordem de 2% a 5%. Atualmente, os maiores contribuintes para a incerteza nos deslocamentos de carga oceânica ainda são os erros oriundos dos modelos de maré oceânica.

Convencionalmente, segundo o Petiti e Luzum (2010), é possível modelar grande parte dos efeitos de maré oceânica utilizando-se 11 componentes harmônicos, sendo eles: as ondas semidiurnas M_2 , S_2 , N_2 e K_2 , as ondas diurnas K_1 , O_1 , P_1 e Q_1 e as ondas de longo período M_f , M_m e S_{sa} . Na maior parte das vezes, o maior efeito local é causado pela componente lunar semidiurna M_2 , como pode ser observado na Figura 7. As amplitudes e fases das demais componentes de maré podem ser obtidas por aproximação, a partir das 11 componentes principais.

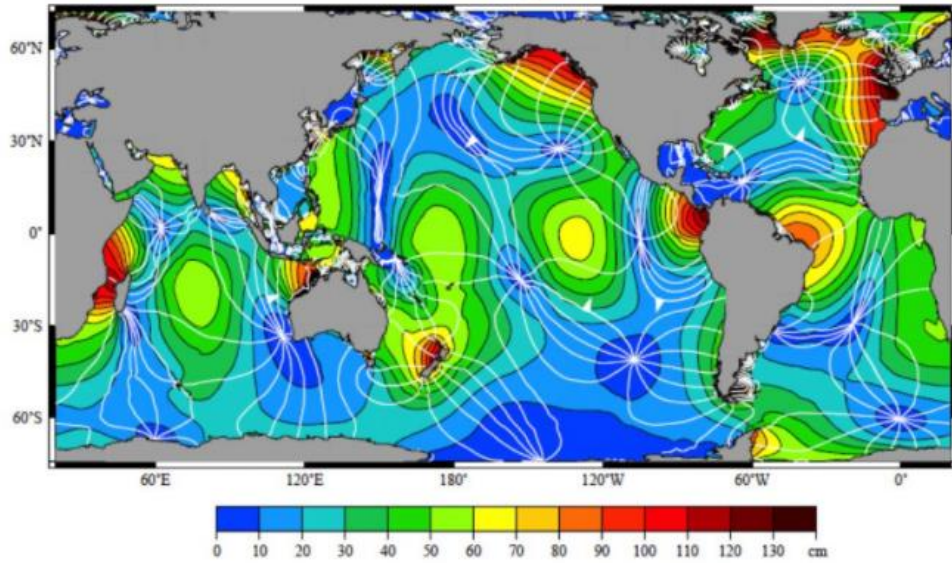


Figura 7: Maré oceânica relacionada a componente M_2 . As setas indicam a direção de propagação, e as cores mostram as amplitudes em cm.
 Fonte: *Bidston Observatory*⁵.

De acordo com Petit e Luzum (2010), o carregamento crustal em um determinado local em função de uma dada componente de maré, pode ser calculado integrando a altura de maré através de uma função peso, como a função de Green, segundo o demonstrado por Farrell (1972). Este método realiza a integração sobre todas as massas oceânicas, de modo que a carga total será obtida através do somatório dos efeitos de todas as componentes de onda. Na prática, o deslocamento tridimensional devido a carga de maré é calculado de acordo com a equação 2.25, onde Δc é o componente de deslocamento para um determinado local em um dado tempo (t):

$$\Delta c = \sum_j A_{cj} \cos(\chi_j(t) - \phi_{cj}) \quad (2.25)$$

Desta forma a soma é realizada para um conjunto de componentes de maré, onde as amplitudes A_{cj} e as fases ϕ_{cj} descrevem a resposta de carga para o local definido, e $\chi_j(t)$ é o argumento astronômico das 11 componentes principais de maré.

Apesar da existência de modelos mais recentes, atualmente, o modelo de carga oceânica indicado pelo IERS (Petit e Luzum (2010)), para correção de dados de posição e geofísicos é o FES2004. O modelo de maré *Finite Element Solution* (FES), em sua

⁵ Disponível em: <<http://www.bidstonobservatory.org.uk/modelling/>> Acesso em set. 2018.

versão 2004, foi implementado pelos institutos franceses *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales* (LEGOS) e *Collecte Localisation Satellite* (CLS). O modelo fornece as amplitudes e fases de 15 componentes de maré distribuídos por uma malha de $0,125^\circ$ de resolução, que utiliza soluções hidrodinâmicas globais de maré, observações altimétricas satelitais da missão TOPEX/Poseidon e dados de marégrafos.

2.5 Efeitos que interferem nas observações de maré

Para determinação das componentes de maré terrestre e de carga oceânica, é fundamental que outros efeitos que afetam o sinal sejam filtrados ou removidos da série temporal. Sendo assim, é importante utilizar-se de modelos que auxiliem na separação destes efeitos, ou analisar os dados e identificar as frequências correspondentes a cada efeito, para conseguir removê-las das observações. Os efeitos mais importantes que afetam as observações de maré, e que devem ser identificados e analisados podem ser vistos na Figura 8, apresentada anteriormente, e serão descritos a seguir.

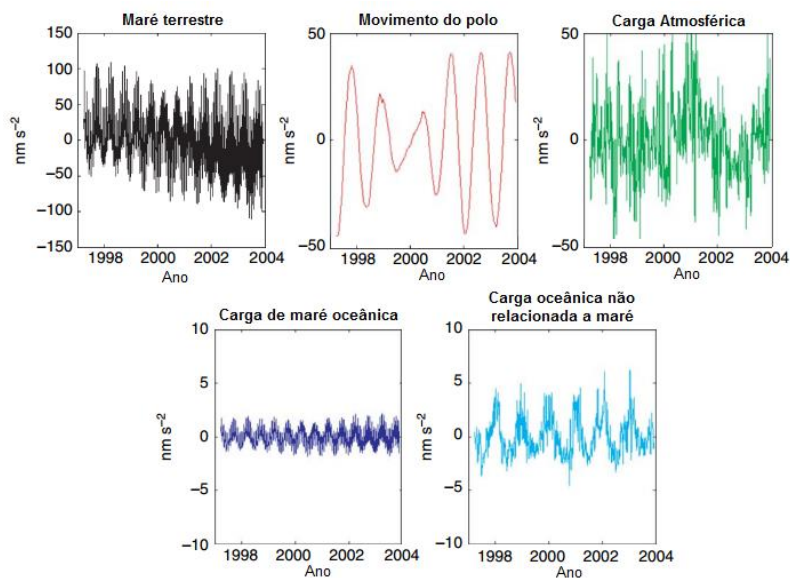


Figura 8: Diferentes efeitos que afetam as observações de maré.
Fonte: Adaptado de Hinderer *et al.* (2007).

2.5.1 Movimento do Polo

Segundo Jekeli (2012), o movimento do polo é definido como sendo a rotação do polo celeste verdadeiro (eixo de rotação instantâneo) em relação ao polo de um sistema de referência convencional fixo à Terra, denominado *Conventional International Origin* (CIO). O sistema de coordenadas do movimento polar pode ser interpretado como sendo um sistema de coordenadas cartesianas (Figura 9), variando periodicamente em torno do polo de referência, com magnitudes da ordem de 6 m.

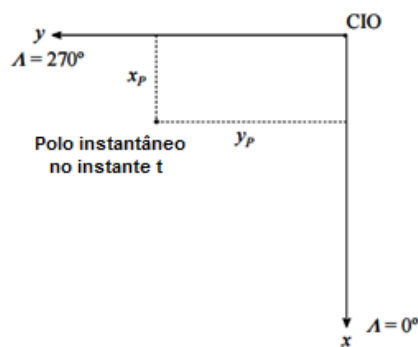


Figura 9: Coordenadas do movimento polar.
Fonte: Adaptado de Jekeli (2012).

O movimento do polo tem influência sobre a posição de todos os pontos terrestres, e pode ocorrer devido a movimentos da atmosfera e dos oceanos, mudanças na distribuição de massa da superfície, mudanças na crosta e nos fluidos (erupções vulcânicas e terremotos), e movimentos entre a crosta terrestre e seu interior (Alves *et al.* 2008).

Segundo Gemael (2004), este é um movimento praticamente periódico, que pode ser modelado geofisicamente, ainda que de maneira incompleta. O monitoramento do movimento do polo foi inicialmente realizado pelas agências *International Polar Motion Service* (IPMS) e pelo *Bureau International de l'Heure* (BIH), mas, em 1988 estas duas agências foram incorporadas ao *International Earth Rotation and Reference Systems Service* (IERS), que utilizando-se do auxílio das tecnologias VLBI, *Satellite Laser Range* (SLR), *Lunar Laser Range* (LLR), GPS, dentre outras, passou a realizar o monitoramento deste efeito.

De acordo com Schwarz & Krysni (1997), os estudos acerca do efeito do movimento do polo tiveram início em 1765, quando Euler investigou este fenômeno e o denominou de nutação livre. No entanto, por mais de 100 anos, o movimento polar foi conhecido apenas teoricamente. Somente em 1884, Kuestner conseguiu detectar uma variação do eixo de rotação da Terra com uma amplitude de aproximadamente 0,2 arcosegundo (as). Devido a este fato, em 1891, uma série de observações astronômicas simultâneas foram realizadas em Berlin e no Havaí. Analisando-se as observações realizadas, foi possível identificar uma variação de amplitude de 0,5" em 14 meses.

Ainda em 1891, segundo Schwarz & Krysni (1997), Chandler analisou observações realizadas anteriormente e concluiu que o movimento polar é resultante de duas componentes: uma com período anual e outra com período de 428 dias, sendo esta segunda denominada posteriormente como oscilação de Chandler, e possui amplitude de cerca de 0,2 as. Embora estes resultados gerassem dúvidas no começo, os mesmos foram confirmados pelo experimento Berlin/Havaí.

Segundo Jekeli (2012), outros componentes do movimento polar incluem o deslocamento anual devido a redistribuição de massas pelos processos meteorológicos e geofísicos, e a oscilação livre quase diurna, que ocorre devido ao desalinhamento dos eixos de rotação do manto e do núcleo externo líquido. Além destes, existe ainda o movimento secular do polo, denominado por passeio polar. Este efeito foi notado ao observar-se que o eixo de rotação da Terra se moveu cerca de 0,004 as por ano na direção do meridiano 80°W, no período de 1900 a 2000. A Figura 10 mostra o movimento polar de Chandler para o período de 2000 a 2010, e também a tendência geral para os últimos 110 anos.

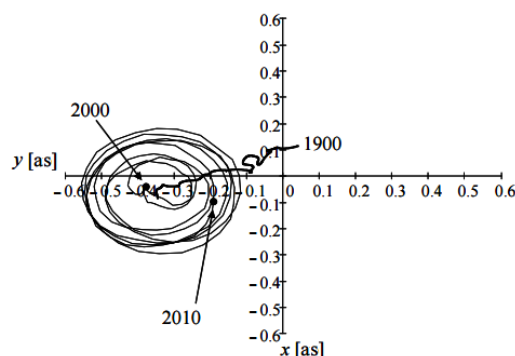


Figura 10: Movimento polar de 2000 a 2010 e desvio polar a partir de 1900.
Fonte: Adaptado de Jekeli (2012).

De acordo com Wahr (1985), conforme apresentado na nota técnica 36 do IERS, a perturbação de primeira ordem no potencial V causada pelo movimento do polo, é dada pela equação (2.26):

$$\Delta V(r, \theta, \lambda) = -\frac{\Omega^2 r^2}{2} \sin 2\theta (m_1 \cos \lambda + m_2 \sin \lambda) \quad (2.26)$$

onde Ω é a velocidade angular média de rotação da Terra, m_1 e m_2 descrevem o deslocamento instantâneo do polo em relação a sua posição média, e r é a distância geocêntrica da estação.

Além disso, a *International Absolute Gravity Basestation Network* (IAGBN) estabeleceu procedimentos a serem utilizados na determinação de um conjunto de estações absolutas de sua rede. Em sua publicação “*Absolute Gravity Observations Data Processing Standards & Station Documentation*”, apresenta padrões a serem seguidos para o processamento de observações gravimétricas, baseando-se nas resoluções da *International Association of Geodesy / International Union of Geodesy and Geophysics* (IAG/IUGG).

Segundo o documento da IAGBN, a variação da posição geométrica da Terra em relação ao seu eixo de rotação provoca uma alteração na gravidade da ordem de $5 \cdot 10^{-3}$ mGal, e recomenda-se que o efeito do movimento do polo seja corrigido através da equação (2.27), desenvolvida por Wahr (1985):

$$\delta g = 1,164 \cdot 10^8 \cdot \omega^2 \cdot a \cdot 2 \cdot \sin \phi \cdot \cos \phi \cdot (x \cdot \cos \lambda - y \cdot \sin \lambda) [10^{-8} \text{ms}^{-2}] \quad (2.27)$$

Onde:

x, y = coordenadas do polo no sistema IERS (em radianos);

ω = velocidade angular;

a = semi – eixo maior;

ϕ, λ = coordenadas geográficas da estação observada.

2.5.2 Carga Atmosférica

De acordo com Van Dam e Wahr (1998), variações na distribuição da massa atmosférica induzem a deformações no interior da Terra, através da pressão exercida sobre a superfície, e também por meio da atração gravitacional da massa atmosférica. A este fenômeno dá-se o nome de carga atmosférica.

A carga aplicada na superfície terrestre perturba, principalmente, a componente vertical, e causa uma alteração na aceleração da gravidade na superfície deslocada, afetando com maior intensidade os longos comprimentos de onda.

Na Figura 11 é possível observar a deformação crustal vertical média anual causada pela pressão atmosférica.

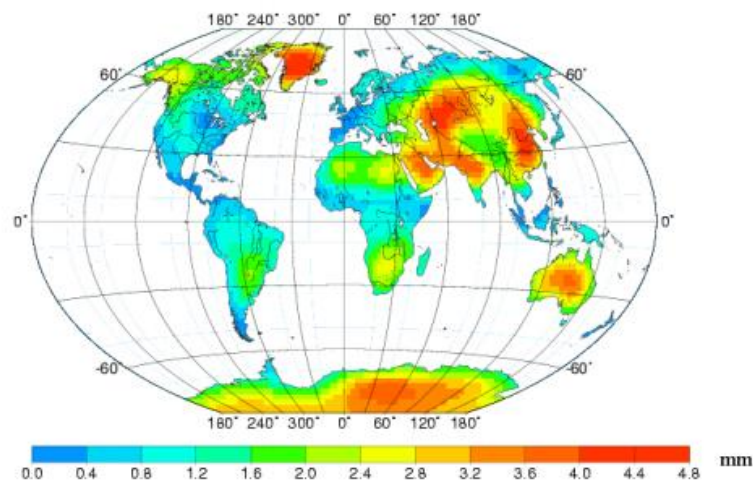


Figura 11: Amplitude média anual da deformação crustal vertical causada pela pressão atmosférica.
Fonte: Mangiarotti *et al.* (2001).

As maiores variações de pressão atmosférica, segundo Van Dam e Wahr (1998), estão associadas a eventos de escala sinótica em latitudes elevadas, onde pode-se observar deslocamentos da superfície terrestre da ordem de 10 mm na componente horizontal e de 25 mm na componente vertical. As mudanças de gravidade causadas por esses deslocamentos podem atingir uma magnitude aproximada de 3 μ Gal, sendo que este efeito pode ser observado com maior clareza ao longo da passagem de uma tempestade. A gravidade também pode ser afetada pela passagem de células móveis de pressão, sendo que a magnitude dos efeitos de carga atmosférica diminui com a redução da latitude, devido as variações de pressão serem menores em médias e baixas latitudes.

Fenômenos relacionados a carga atmosférica, segundo Wallace e Hobbs (2006), podem atingir uma área que varia de algumas centenas a alguns milhares de quilômetros, além de apresentarem uma duração temporal que pode variar de alguns dias a algumas semanas.

De acordo Van Dam e Wahr (1997), as maiores variações relacionadas aos efeitos de carga atmosférica são verificadas em períodos curtos de observação, geralmente de duas semanas, e em regiões de alta latitude em virtude do intenso regime climático. Por outro lado, as menores amplitudes são verificadas em sinais anuais, e em regiões de média latitude próximas ao oceano, em função do efeito de barômetro invertido ocasionado pelo oceano. O efeito da pressão atmosférica na variação do nível do mar, segundo Nunes (2007), é denominado por efeito de barômetro invertido, de maneira que, o aumento da pressão atmosférica causa uma diminuição no nível do mar, e de forma análoga, a diminuição na pressão atmosférica resulta em um aumento no nível do mar, de maneira que as pressões observadas no fundo oceânico não são afetadas pelas mudanças da superfície.

A Figura 12 apresenta a relação entre as mudanças do campo de gravidade e os deslocamentos da superfície em função da variação de pressão.

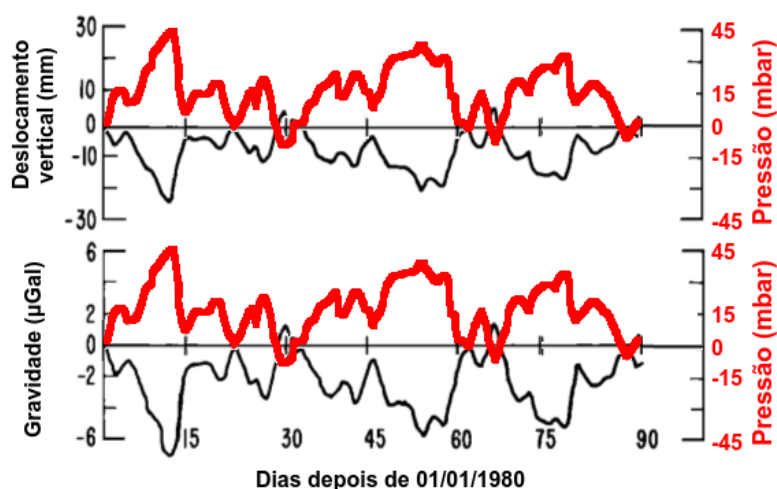


Figura 12: Influência da pressão atmosférica nos deslocamentos da superfície e variações da gravidade. O primeiro gráfico apresenta o deslocamento vertical em função da variação da pressão atmosférica, enquanto o segundo apresenta a variação do valor de gravidade em relação as mudanças de pressão.

Fonte: Adaptado de Van Dam e Wahr (1987).

De acordo com Petrov e Boy (2004), o primeiro a constatar este fenômeno foi Evangelista Torricelli, no ano de 1644, ao verificar que a pressão atmosférica não é constante e que a mesma pode variar entre 20 a 50 mbar. Depois dele, em 1882, Darwin

foi o primeiro a identificar que esta variação pode causar deformações na crosta, ao nível de alguns centímetros, e propôs um modelo simples para seu cálculo. No entanto, antes do advento da Geodésia espacial, deslocamentos aleatórios centimétricos não podiam ser medidos diretamente e, portanto, podiam ser negligenciados.

Ainda, segundo Petrov e Boy (2004), o desenvolvimento das técnicas de Geodésia, principalmente na década de 1980, tornou viável a detecção dos sinais de carga de pressão atmosférica a partir de medições locais. Trubytsyn e Makalkin (1976) e, posteriormente, Rabbel e Zschau (1985), Rabbel e Schuh em (1986) e Van Dam e Wahr (1987), fizeram avaliações quantitativas do impacto da passagem de ciclones e anticiclones nas medidas locais, assumindo que a distribuição da pressão destes fenômenos pode ser descrita por um modelo matemático. Manabe *et al.* (1991), tentou encontrar uma correlação entre a carga atmosférica prevista e as séries temporais determinadas a partir de observações VLBI em várias estações, durante os anos de 1984 a 1989, mas não conseguiu concluir que a movimentação era causada pela carga atmosférica, uma vez que a dispersão dos deslocamentos verticais observados era muito grande.

Petrov e Boy (2004), diz que MacMillan e Gipson, em 1994, estimaram coeficientes relacionando os deslocamentos verticais com a pressão local, utilizando dados VLBI. Eles descobriram que estes coeficientes, para a maioria dos locais analisados, estão próximos aos coeficientes obtidos por Manabe *et al.* (1991). Van Dam e Herring (1994), utilizando o mesmo conjunto de dados VLBI analisaram a redução da variância derivada das estimativas dos comprimentos de linha de base, e concluíram que a carga atmosférica calculada influencia na determinação do comprimento destas.

Aproximadamente 90% das alterações do campo da gravidade devido à variação atmosférica, segundo Merriam (1992), são advindos de efeitos locais causados dentro de um raio de até 50 km da estação, observando-se um sistema meteorológico de 1000 km de diâmetro.

A pressão tem um papel importante nos efeitos de carga atmosférica. De acordo com Schubert (1997), no inverno, por exemplo, onde o ar sobre uma estação gravimétrica é mais frio e denso, a força gravitacional da atmosfera “atrai” a superfície terrestre, diminuindo o valor da gravidade medida, de maneira que variações sazonais de até 0,8 μGal podem ser observadas.

Segundo Hinderer *et al.* (2007), existe um grande número de estudos empíricos e de métodos físicos para correção de pressão em dados gravimétricos, mas mesmo com os tratamentos mais sofisticados, ainda não é possível remover completamente este efeito de carga.

A carga atmosférica (q) pode ser deduzida a partir da variação da pressão na superfície em função da latitude (φ) e longitude (λ) do ponto observado, utilizando a lei fundamental da dinâmica (Mangiarotti *et al.* 2001):

$$q(\varphi, \lambda) = \frac{p(\varphi, \lambda)}{g} \quad (2.28)$$

onde, p é a pressão na superfície e g é a gravidade média da superfície.

De acordo com Ponte *et al.* (1991), o efeito de barômetro invertido dos oceanos deve ser assumido para perturbações atmosféricas maiores que 10 dias, tendo vários estudos que demonstram a validade desta estática de equilíbrio. Em consequência disto, a carga atmosférica deve ser considerada apenas sobre os continentes.

2.5.3 Carga Hidrológica

O ciclo hidrológico terrestre causa uma variação no volume de água dos rios e na quantidade de água armazenada no solo e nas rochas, o que gera uma carga sobre a bacia hidrográfica resultando em sua deformação crustal. Este fenômeno é conhecido por carga hidrológica, do inglês *water storage* ou *hydrological load*, e apresenta efeitos em escala local ou regional, mas que ainda não são devidamente modelados em função da complexidade em compreender a variação temporal dos fenômenos causadores, e da dificuldade em se estimar sua distribuição espacial.

Segundo Nascimento (2016), as variações de carga hidrológica são causadas pela transição sazonal de água entre os continentes e os oceanos, e se deve principalmente a alteração de massa d'água em função do ciclo hidrológico (Figura 13), que envolve a chuva, evaporação, infiltração e os escoamentos superficial e subterrâneo. Além disso,

segundo Hoffmann *et al.* (2001), a saturação e dessaturação dos solos pela água modifica seu volume poroso e também resultam em deslocamentos.

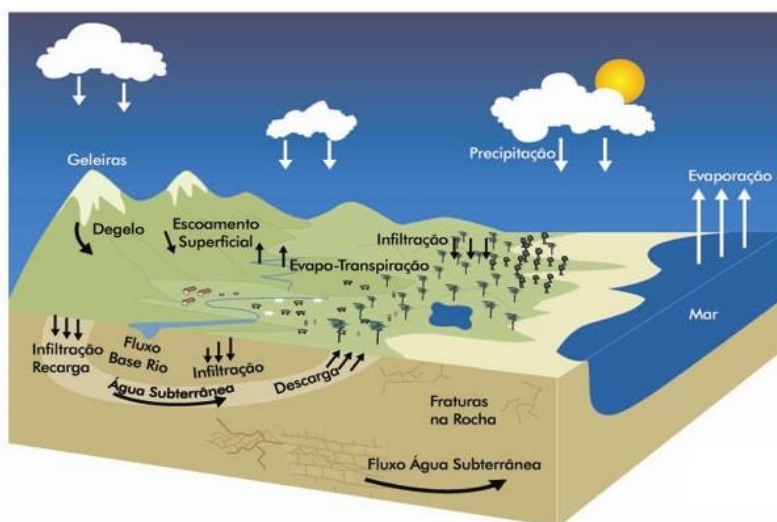


Figura 13: Elementos que formam o ciclo hidrológico.
Fonte: Ministério do Meio Ambiente⁶.

Fica claro então que os efeitos da carga hidrológica são mais perceptíveis e relevantes em regiões com estações de chuvas e secas bem definidas, dentre as quais pode-se citar a região Amazônica, e as regiões de monções, que ocorrem na África Central, no Sul da Ásia e no Norte da Oceania.

No trabalho apresentado por Van Dam *et al.* (2001), os fenômenos de carga hidrológica foram modelados e a amplitude dos efeitos de carga em geral foram estimados em torno de 1,5 cm, chegando a até 3 cm em regiões que apresentam grande variação de volume de água, como é o caso da Bacia Amazônica.

Posteriormente, Bevis *et al.* (2005), realizaram um estudo utilizando dados da estação GPS MANA, pertencente a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) situada em Manaus, e verificaram através de uma modelagem hidrológica simplificada que os efeitos de carga hidrológica que afetam a estação abrangem um raio de até 200 km. Além disso, identificaram uma variação vertical de aproximadamente 7,5 cm, valor 2,5 vezes maior do que o apresentado por Van Dam *et al.* (2001).

Dill e Dobslaw (2013), realizaram trabalho semelhante na Bacia Amazônica, e encontraram as maiores deformações devido as grandes variações de armazenamento de

⁶ Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/167/imagens/167_08122008121516.jpg> Acesso em jun. 2017.

água e de carga adicional gerada pelos afluentes. Os deslocamentos encontrados para as estações analisadas em Manaus (estação GPS NAUS) e Porto Velho (estação GPS POVE), são predominantemente dominados pela estação anual de chuvas. Na estação NAUS foi observado um deslocamento com amplitude que varia de 50 mm a 75 mm, enquanto em Porto Velho, esta amplitude variou de 30 mm a 40 mm na componente vertical. A estação de Manaus apresentou uma maior amplitude, pois, está localizada diretamente na margem do Rio Negro e a poucos quilômetros a montante do rio Amazonas, características que fazem que a carga hidrológica seja fortemente influenciada pela variação da carga de água dentro do canal do rio.

Costa et al (2012), apresentam a comparação entre medições linimétricas, medições do satélite *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) e medições GPS em Manaus, onde é possível observar que quando há um aumento do volume das águas o GPS sofre um decréscimo em sua altitude, e que quando ocorre a diminuição do volume das águas o GPS sofre um acréscimo em sua componente vertical, como pode ser visto na Figura 14.

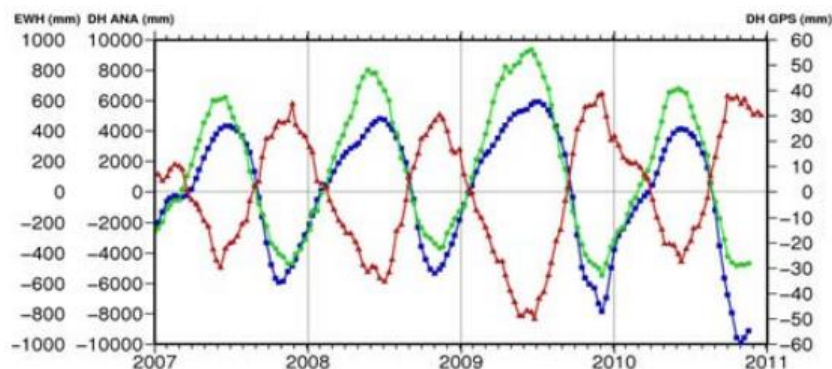


Figura 14: Gráfico mostra como a variação do volume de água afeta a componente altimétrica do GPS. Em azul são apresentadas as observações linimétricas realizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), em verde as observações GRACE e em vermelho a variação GPS.

Fonte: Costa *et al.* (2012).

Apesar do aumento das pesquisas relacionadas ao efeito de carga hidrológica, ainda não há referências nas convenções do IERS sobre o tratamento e modelagem deste efeito, sendo necessário e importante o acompanhamento deste fenômeno através de técnicas de Geodésia, como por exemplo, o GPS e as missões satelitais, para que futuramente seja possível a criação de um modelo de carga hidrológica que apresente boa confiabilidade.

3 GRAVIMETRIA

De acordo com Guimarães (2010), Gravimetria é o conjunto de procedimentos e técnicas utilizadas para se medir as variações da aceleração da gravidade sobre toda a superfície terrestre.

A aceleração da gravidade (g) é definida como sendo a resultante da aceleração gravitacional (devido a atração das massas terrestres) com a aceleração centrífuga (motivada pela rotação da Terra). Usualmente se utiliza a unidade *Gal* e seus submúltiplos para se representar o valor de g , como pode ser visto na Tabela 5.

Tabela 5: Unidades de medidas de g

Nome	Símbolo	Equivalência
gal	Gal	1 cm/s ²
miligal	mGal	0,001 Gal
microgal	μGal	1.10 ⁻⁶ Gal
nanômetro por segundo ao quadrado	nm/s ²	1.10 ⁻⁷ Gal

Fonte: Adaptado de Guimarães (2010).

A determinação do valor de g pode ser realizada de forma absoluta quando obtido diretamente sobre uma estação, ou de forma relativa, quando o valor é determinado entre duas estações.

Segundo Guimarães (2010), dois métodos de medidas absolutas foram apresentados por Galileo Galilei, o pendular e o de “queda-livre”. O método pendular foi utilizado para executar a primeira medição da aceleração de gravidade, realizada no ano de 1906 no observatório de Potsdam, na Alemanha. O movimento do pêndulo pode ser descrito pela seguinte equação:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \quad (3.1)$$

onde T é o período, l o comprimento e g a aceleração da gravidade. A partir do comprimento do pêndulo e de uma série de observações do período do movimento durante

certo intervalo de tempo, pode-se obter o valor da aceleração da gravidade por meio do ajustamento de observações (Gemael, 1999).

Segundo Castro Júnior *et al.* (2018), o valor de g na superfície terrestre não é constante, e sua variação tem relação com a distância ao centro da Terra. Desta forma, um corpo situado nos polos sofre uma maior influência da gravidade do que quando está colocado sobre a linha do equador. Pode-se afirmar que a latitude e a altitude têm grande influência na variação de g , mas, as diferenças de densidades das massas do interior e exterior da crosta terrestre também interferem nessas variações.

Castro Júnior *et al.* (2018), diz que nas determinações relativas são medidas diferenças do valor de g . A maior parte dos instrumentos utilizados nestas determinações utilizam o princípio em que há uma massa sustentada por um sistema elástico, que está contraposto à força de gravidade (Figura 15). Quando o sistema entra em equilíbrio, realiza-se as observações. Desta forma, medições realizadas entre dois ou mais pontos permitem que as diferenças de gravidade sejam calculadas a partir de uma estação de referência, onde tem-se um valor conhecido de g .

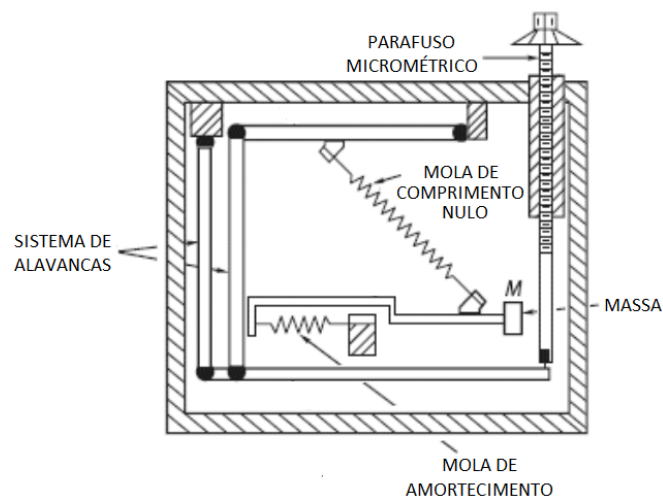


Figura 15: Gravímetro de mola.
Fonte: Adaptado de Hinze *et al.* (2013).

Segundo Blitzkow (1996), o gravímetro de mola apresenta melhor precisão quando comparado ao método pendular.

De acordo com Castro Júnior *et al.* (2018), existem instrumentos que embora sejam classificados como relativos, podem ser considerados exceções à regra. Este é o

caso dos gravímetros supercondutores e do gPhone, que são destinados ao monitoramento da crosta terrestre.

Os gravímetros relativos de medição contínua, que é o caso do gPhone, de acordo com Herring (2007), são apropriados para estudos de maré terrestre, sendo particularmente eficientes na análise da influência do núcleo fluido nas amplitudes de maré, dos movimentos sísmicos de grandes terremotos, e das variações na massa atmosférica.

O gravímetro do tipo gPhone, segundo gPhone Brochure (2019), utiliza um sistema de mola suspensa (*zero-length spring suspension system*), e seu sistema de aquisição de dados é sincronizado por um relógio de rubídio. Este equipamento apresenta uma baixa deriva instrumental, o que viabiliza sua utilização para a observação de sinais periódicos, como é o caso do efeito de maré terrestre. Vários trabalhos utilizam o gPhone para a observação de sinais periódicos, dentre os quais: Wang *et al.* (2019), Benedito *et al.* (2017), Schilling e Gitlein (2015), Tanaka *et al.* (2013), Kang *et al.* (2011), Riccardi *et al.* (2011).

Medições do campo de gravidade terrestre, quando utilizada em conjunto com outras técnicas de observação, são importantes para responder a muitas questões práticas, tais como para se quantificar os depósitos naturais de água, petróleo, gás, e muitos outros minerais que se encontram armazenados em profundidade.

4 GNSS

O termo GNSS refere-se a uma constelação de satélites capazes de transmitir dados de localização e tempo, proporcionando uma cobertura global.

Durante muito tempo, o GNSS foi praticamente sinônimo de *Navigation Satellite with Time and Ranging - Global Positioning System* (NAVSTAR-GPS), sistema mais conhecido apenas pela sigla GPS. Ele não era o único sistema GNSS disponível na época, pois, o sistema russo GLONASS também já era operacional durante grande parte deste período.

Com a grande importância que os sistemas de navegação por satélite passaram a ter, decidiu-se no final dos anos 1990 e início dos anos 2000 pela modernização e a integração de novos sinais do GPS, além da manutenção e modernização do GLONASS, sendo que este último se encontrava degradado, devido à redução do financiamento para a indústria espacial russa após o fim da União das Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS).

Mas, sem dúvida, a mais significativa mudança veio com a ideia de se criar um terceiro sistema GNSS sediado na Europa. Denominado Galileo, este será o primeiro sistema desenvolvido visando a sua utilização pela comunidade civil, já que os outros foram concebidos para fins militares, e posteriormente passaram a ser utilizados em outras aplicações. No segundo semestre de 2016 foi iniciada a fase de exploração com a liberação de sinais para posicionamento e navegação, mas ainda existem satélites a serem adicionados ao sistema, com previsão de que esteja totalmente operacional a partir de 2020.

Um outro sistema GNSS desenvolvido pelos chineses, chamado BeiDou, também está em fase de implantação. Atualmente ele oferece cobertura apenas para uma região do continente asiático, mas deve estar totalmente operacional oferecendo uma cobertura global a partir de 2020.

Além destes citados anteriormente, ainda temos o sistema japonês, denominado QZSS (*Quasi-Zenith Satellite System*), que se tornou operacional em novembro de 2018, e o sistema indiano, nomeado *Navigation with Indian Constellation* (NavIC), que cobre a Índia e regiões próximas, e encontra-se operacional.

A seguir, está descrito o sistema de posicionamento global GPS, pois, neste trabalho foram utilizados apenas dados desse sistema. Isto se deve ao fato de que a versão do *software GNSS–Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software* (GIPSY/OASIS), utilizado nesta pesquisa, só permite o processamento de dados do sistema norte americano.

4.1 Sistema GPS

Criado pelo *United States Department of Defense* (DoD), o sistema NAVSTAR – GPS foi construído para ser o sistema de navegação mais preciso para fins militares, com o objetivo de substituir o sistema de navegação Transit.

Segundo Rueger (1998), o sistema Transit, oficialmente chamado por *Navy Navigation Satellite System* (NNSS), foi planejado nos anos 1950 e desenvolvido nos anos 1960, sendo o antecessor do sistema GPS. Atualmente não conta com nenhum satélite em órbita, pois, todos foram desativados em 1996, após praticamente 33 anos de serviço.

De acordo com Hofmann-Wellenhof *et al.* (2001), o sistema de satélites para posicionamento era de responsabilidade do *Joint Program Office* (JPO), localizado na *Air Force Base* (AFB) em Los Angeles. Em 1973, o JPO, foi orientado pelo DoD a fim de estabelecer, desenvolver e testar um novo sistema de posicionamento global, sendo que deste projeto surgiu o NAVSTAR-GPS.

O GPS tornou possível o posicionamento tridimensional em tempo real, o que ainda não era possível com o sistema Transit. Além disso, permitiu a obtenção de informações precisas de tempo, com a vantagem de poder ser utilizado sob qualquer condição climática além de não necessitar de intervisibilidade entre os pontos. Devido à sua alta exatidão e ao grande desenvolvimento de sua tecnologia, passou a ser utilizado em larga escala nos mais diferentes segmentos da comunidade civil, como, por exemplo: navegação, levantamentos geodésicos e geofísicos, meteorologia, controle de frotas, agricultura de precisão, monitoramento do movimento da crosta, dentre outros.

O sistema GPS é composto por três segmentos fundamentais dependentes entre si, descritos a seguir:

- Segmento Espacial: tem como função principal gerar e transmitir os sinais do sistema GPS;
- Segmento de Controle: é responsável pela operação do sistema, e consiste de uma rede global de estações terrestres que rastreiam os satélites GPS, monitoram suas transmissões, realizam análises e enviam comandos e dados para a constelação;
- Segmento de Usuários: constituído por tudo que se relaciona com a comunidade usuária do sistema, como receptores e programas, ou seja, está associado às aplicações do sistema GPS, e está dividido em duas classes, civil e militar.

Todos os satélites da constelação GPS transmitem duas portadoras (L1 e L2), que tem suas frequências geradas a partir da frequência fundamental (f_0) de 10,23 MHz, que ao ser multiplicada por 154 e 120 geram as seguintes frequências na banda L e respectivos comprimentos de onda (λ):

$$L1 = 154 \cdot f_0 = 1575,42 \text{ MHz e } \lambda \cong 19 \text{ cm} \quad (4.1)$$

e

$$L2 = 120 \cdot f_0 = 1227,60 \text{ MHz e } \lambda \cong 24 \text{ cm} \quad (4.2)$$

As duas frequências citadas são geradas simultaneamente e permitem aos usuários a correção de grande parte dos efeitos causados pela atmosfera.

Segundo Monico (2008), o sistema GPS possui duas observáveis básicas que permitem determinar a posição, a velocidade e o tempo.

A primeira observável é a pseudodistância a partir do código, que é utilizada para levantamentos em que não se deseja alcançar grande precisão. Ela é obtida a partir da correlação entre o código gerado pelo satélite no instante de transmissão e sua réplica gerada no receptor no instante de recepção, e apresenta uma incerteza de cerca de 10 m. Segundo Seeber (2003), as pseudodistâncias são medidas a partir dos códigos pseudo-aleatórios (*Pseudo Random Noise* – PRN). O código PRN é modulado sobre as duas portadoras, sendo composto por uma sequência binária (0 e 1, ou +1 e -1) que apresenta

característica aleatória. Como essa sequência é gerada por um algoritmo, o PRN pode ser univocamente identificado. Na portadora L1, são modulados os códigos *Coarse Aquisition (C/A)* e *Precise or Protected (P)* e, a mensagem de navegação, enquanto que na portadora L2 apenas o código P é modulado.

A outra observável é a medida da fase de batimento da onda portadora, que é determinada a partir da diferença entre a fase gerada pelo satélite, no instante de transmissão do sinal, e sua réplica gerada pelo receptor no instante de recepção do sinal. Esta observável é utilizada em levantamentos em que se necessite de alta precisão, e a magnitude de sua incerteza vai do milímetro a menos de 1 metro, sendo que esta variação da incerteza se deve ao tipo de processamento, tempo de rastreamento, e correções que sejam aplicadas no processamento dos dados. Por ser muito mais precisa que a pseudodistância, a fase da onda portadora é uma observável fundamental para várias atividades geodésicas e geofísicas.

Desde 2005 o GPS passa por um período de modernização, com o lançamento do primeiro satélite capaz de transmitir a nova portadora L2C. Desenvolvida para fins comerciais, ela será transmitida na mesma frequência da portadora L2 convencional e proporcionará uma aquisição de sinal mais rápida, confiável, menos suscetível a multicaminhamento e possibilitará a recepção do sinal mesmo em condições desfavoráveis, como embaixo de árvores e dentro de construções. No mês de dezembro de 2018, o sistema GPS passou a contar com 19 satélites que transmitem a nova portadora L2C, mas para que a mesma passe a ser considerada totalmente operacional, é necessário que 24 satélites a transmitam, e isto deve ocorrer até o ano de 2021 com o lançamento previsto de cinco novos satélites.

Outro novo sinal denominado por L5 também está em fase de implantação, e a sua frequência de 1176,45 MHz será menos suscetível a interferências, devido ao seu comprimento de onda. Permitirá a atenuação do efeito ionosférico quando combinado com o sinal L1, além de proporcionar uma resolução de ambiguidade instantânea ou quase instantânea a partir da combinação tripla dos sinais L1, L2 e L5. Também, no mês de dezembro de 2018, apenas 12 satélites transmitiam o sinal L5, e a previsão é de que em 2024 sejam 24 satélites transmitindo a nova portadora, o que tornará sua operação completa.

Além destes, existe um outro sinal denominado L1C projetado para melhorar de forma significativa a navegação autônoma, e permitir a interoperabilidade com sinais L1

de outros sistemas de navegação por satélite. O sinal L1C foi desenvolvido originalmente para ser um sinal civil comum para o GPS e o Galileo, mas os sistemas de satélite QZSS e BeiDou também estão adotando sinais semelhantes. No caso do GPS, a L1C será transmitida na mesma frequência que o sinal L1 C/A original, que será mantido para compatibilidade com versões anteriores. O lançamento de satélites com este novo sinal deve ser iniciado no ano de 2019, e espera-se que ao final de 2020 já existam 24 satélites transmitindo esta nova portadora.

4.1.1 *Técnicas de posicionamento GPS*

O posicionamento por meio do GPS pode ser realizado empregando-se diferentes técnicas e observáveis, as quais fornecem diferentes níveis de incerteza que podem variar de cerca de alguns metros a poucos milímetros, sendo importante salientar que a observável utilizada no processo de determinação das coordenadas é um dos fatores que mais afetam os níveis de precisão alcançados.

As técnicas de posicionamento podem ser classificadas quanto ao método adotado, optando-se por utilizar ou não uma estação de referência, sendo denominadas de posicionamento relativo e posicionamento por ponto, respectivamente. Além disso, podem ser classificadas em relação a antena estar parada (estático) ou em movimento (cinemático), e do tipo de processamento, que pode ser em tempo real, quando as coordenadas são corrigidas durante o levantamento, ou pós-processado quando a correção das coordenadas se dá após o término do rastreamento.

A técnica de posicionamento por ponto, também denominado posicionamento absoluto, requer a utilização de um único receptor, sendo a referência das coordenadas determinadas definida pelas efemérides dos satélites.

O posicionamento por ponto pode ser subdividido em:

- Posicionamento por ponto convencional (Figura 16): utiliza a pseudodistância derivada do código C/A presente na portadora L1 para determinar a posição do usuário instantaneamente, enquanto quatro ou mais satélites estiverem visíveis ao receptor. A necessidade de se ter ao menos quatro satélites para se obter uma

posição instantânea, está relacionada as três correções referentes as coordenadas da estação (ΔX , ΔY e ΔZ) e ao erro do relógio do receptor. Este tipo de posicionamento oferece precisão inferior quando comparado a outras técnicas, pois conta apenas com a modelagem dos erros do relógio do satélite e do receptor na solução final, sendo utilizado principalmente em atividades que necessitam de uma menor precisão, como aplicativos de recreação e de navegação;

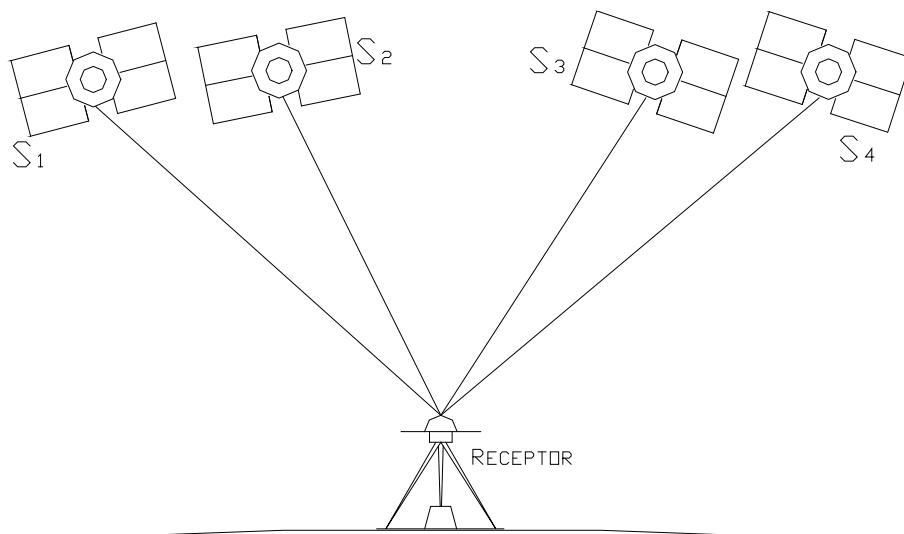


Figura 16: Condição mínima para o posicionamento absoluto, onde é necessária a observação simultânea de ao menos 4 satélites (S_1 , S_2 , S_3 e S_4) para se obter a localização instantâneo. Tal condição é imprescindível, pois, são necessárias três observações para se definir o posicionamento tridimensional e uma para se determinar o erro do relógio do receptor.

- Posicionamento por ponto preciso (PPP): esta técnica de posicionamento se baseia na remoção e modelagem de erros e efeitos que afetam o GPS, a fim de fornecer um alto nível de precisão e acurácia na determinação da posição do receptor. Utiliza a pseudodistância e a fase das ondas portadoras L1 e L2, o que possibilita a redução dos efeitos da ionosfera. Além disso, os efeitos da troposfera, os erros de órbita e de relógio dos satélites, e os parâmetros de rotação devem ser modelados. Esta técnica pode ser utilizada no modo estático, quando o receptor permanece parado sobre um mesmo ponto, ou no modo cinemático, quando o receptor permanece em movimento durante o período de observação.

A técnica de posicionamento relativo requer o emprego de dois ou mais receptores rastreando simultaneamente, no mínimo, dois satélites, sendo que ao menos um receptor deve ocupar uma estação que possua coordenadas conhecidas, denominada por estação base ou de referência. A utilização desta técnica de posicionamento permite minimizar as fontes de erro através da diferença entre as observações simultâneas recebidas pelos receptores que ocupam as estações. A Figura 17 apresenta o princípio do posicionamento relativo.

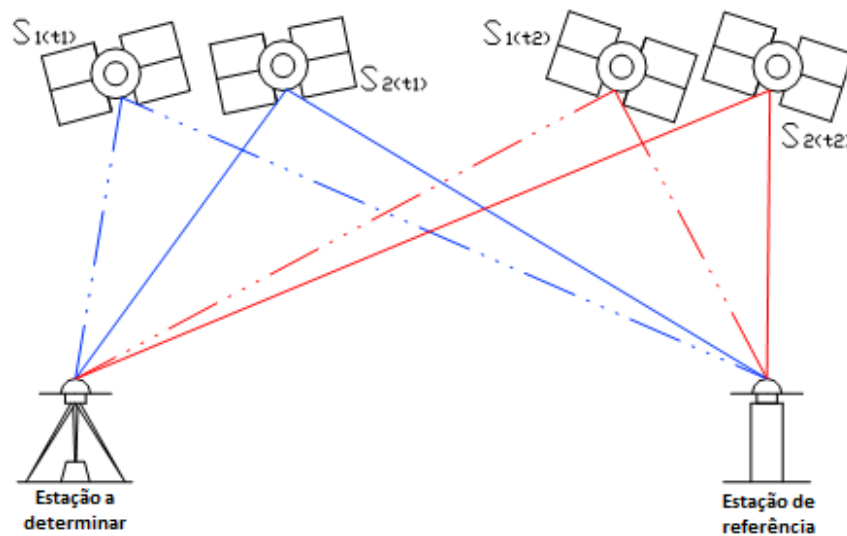


Figura 17: Determinação de coordenadas utilizando o método de posicionamento relativo, onde dois receptores observam simultaneamente dois satélites (S_1 e S_2) nos instantes de tempo t_1 e t_2 .

Como visto, o GPS possibilita ao usuário a utilização de várias técnicas de posicionamento para a execução de levantamentos, mas para a escolha da técnica correta deve-se levar em consideração algumas variáveis, como a precisão a ser alcançada, tempo de rastreamento sobre cada ponto, distância ao receptor de referência, dentre outras.

4.1.2 Correções das observações GPS

Para que se consiga obter resultados confiáveis, é necessário que grande parte dos erros e efeitos que afetam o GPS sejam modelados e tratados durante o processamento e

coleta dos dados. Os principais erros que afetam as observações GPS e uma estimativa de suas respectivas magnitudes de incerteza podem ser vistos no Quadro 1.

Quadro 1: Fontes e efeitos dos erros envolvidos nas observáveis GPS.

FONTES	ERROS	TIPO DE ERRO	MAGNITUDE DO ERRO (1σ)
Satélite	Erro da órbita	Sistemático	Até 100 cm (<i>International GNSS Service, 2017</i>)
	Erro do relógio	Sistemático	Até 5 ns (15 cm) (<i>International GNSS Service, 2017</i>)
	Relatividade	Sistemático	Até 18,7 mm no sinal GPS (Hofmann-Wellenhof <i>et al.</i> , 2001). Este efeito é compensado antes do lançamento do satélite.
	Atraso entre as duas portadoras no <i>hardware</i> do satélite	Sistemático	Determinada na calibração dos satélites e corrigida através de informação inserida na mensagem de navegação (Monico, 2008)
Propagação do sinal	Refração troposférica	Sistemático	Varia de acordo com a elevação do satélite, gerando uma incerteza de 2,3 a 20 m nos sinais GPS (Sebeer, 2003)
	Refração ionosférica	Sistemático	1 a 2 ppm linha de base (Sebeer, 2003)
	Perdas de ciclos	Sistemático	Depende do nº de ciclos perdidos
	Rotação da Terra	Sistemático	Erro angular de $\approx 1,25''$. Este valor é corrigido através da rotação das coordenadas do satélite sobre o eixo Z.
Receptor/ antena	Erro do relógio	Sistemático	3 horas de rastreamento pode gerar um erro aproximado de 10 ns (30 cm) (Hofmann-Wellenhof <i>et al.</i> , 2001)
	Erro entre os canais	Sistemático	Depende do receptor
	Centro de fase da antena	Sistemático	Depende da antena utilizada, sendo geralmente menor que 7 cm.
Estação	Erro nas coordenadas	Aleatório	Erro de 5 m na estação base, gera até 1 ppm em ($\Delta\phi$, Δl e Δh) (Monico, 2008)
	Multicaminhamento	Sistemático	Até $\frac{1}{4} \lambda$ (Seeber, 2003)
	Maré terrestre	Sistemático	Até 40 cm em h durante um período de 6 horas (Baker, 1984)
	Tectônica de placas litosféricas	Sistemático	Depende da região, máximo de 7 cm/ano (Instituto Geográfico Nacional, 2006)
	Movimento do Pólo	Sistemático	Amplitude máxima de até 10 m por período de 434 dias (Instituto Geográfico Nacional, 2006)
	Carga oceânica	Sistemático	Até 10 cm em h (Monico, 2008)
	Carga atmosférica	Sistemático	Até 10 mm em h (Van Dam e Wahr, 1987)
	Identificação da estação	Grosseiro	Não há como estimar
	Medição da altura da antena	Grosseiro	Não há como estimar

Fonte: Adaptado de Monico (2008).

Segundo Monico (2008), as observáveis GPS estão sujeitas a 3 tipos de erros: aleatórios, sistemáticos e grosseiros. Erros sistemáticos são definidos como aqueles que

têm suas causas conhecidas e podem ser modelados como termos adicionais, ou eliminados utilizando técnicas apropriadas de observação e/ou processamento. Erros aleatórios não podem ser modelados e, por isso, são considerados como uma característica da observação. Erros grosseiros, na maioria das vezes, são os erros introduzidos por falha humana na operação do instrumento e podem ser detectados realizando-se várias sessões de coleta sobre o mesmo ponto e são minimizados por operadores cuidadosos. A modelagem e o tratamento destes erros e efeitos são de extrema importância para que se possa obter maior exatidão e menor incerteza nas medidas.

É correto dizer que, de acordo com o Quadro 1, os efeitos de maré terrestre e de carga oceânica estão classificados como fontes de erro de natureza sistemática, relacionados à estação. Portanto, estes efeitos podem ser modelados e devem ser utilizados na determinação de pontos em que sejam requeridas coordenadas precisas.

Para a determinação da pseudodistância através da correlação com o código P sobre as portadoras L1 e L2 e/ou com o código C/A sobre a portadora L1, e considerando os erros inerentes as observações, tem-se (Monico, 2008):

$$PD_r^s = \rho_r^s + c[dt_r - dt^s] + I_r^s + T_r^s + dm_r^s + \varepsilon_{PD_r^s} \quad (4.3)$$

onde:

PD_r^s – pseudodistância satélite/receptor;

ρ_r^s – distância geométrica satélite/receptor;

c – velocidade da luz no vácuo;

dt_r – erro do relógio do receptor em relação ao tempo GPS;

dt^s – erro do relógio do satélite em relação ao tempo GPS;

I_r^s – refração ionosférica;

T_r^s – refração troposférica;

dm_r^s – efeitos de multicaminhamento;

$\varepsilon_{PD_r^s}$ – erro de medida da pseudodistância.

Para a fase da onda portadora, tem-se (Monico, 2008):

$$\phi_r^s(t) = f \left(\frac{\rho_r^s - I_r^s + T_r^s + dm_r^s}{c} \right) + f \cdot [dt_r - dt^s] + [\phi_t^s(t_0) - \phi_r(t_0)] + N_r^s + \varepsilon_{\phi_s^s} \quad (4.4)$$

sendo:

ϕ_r^s – fase da onda portadora no instante de recepção t ;

f – frequência;

ρ_r^s – distância geométrica satélite/receptor;

I_r^s – refração ionosférica;

T_r^s – refração troposférica;

dm_r^s – efeitos de multicaminhamento;

c – velocidade da luz no vácuo;

dt_r – erro do relógio do receptor em relação ao tempo GPS;

dt_s – erro do relógio do satélite em relação ao tempo GPS;

$\phi_t^s(t_0)$ – fase da onda portadora gerada no satélite s e recebida na estação r no instante t_0 ;

$\phi_r(t_0)$ – fase gerada no receptor no instante de recepção t_0 ;

N_r^s – ambiguidade da fase;

$\varepsilon_{PD_s^s}$ – erro da fase da onda portadora.

Deve-se perceber que o efeito da ionosfera é somado na observação da pseudodistância, enquanto na fase da onda portadora é subtraído.

Para um melhor entendimento, a descrição detalhada dos principais erros e efeitos que afetam os sinais GPS pode ser encontrada em Monico (2008), Seeber (2003), Hofmann-Wellenhof *et al.*(2001).

5 ANÁLISE DAS PRINCIPAIS COMPONENTES DE MARÉ TERRESTRE ESTIMADAS POR DADOS GRAVIMÉTRICOS E GNSS, EM MANAUS E BRASÍLIA

Artigo intitulado “*Analysis of the Principal Constituents of Solid Earth Tides Estimated with Gravimetric and GNSS Data in Manaus and Brasília*” publicado em março de 2019 pela Revista Brasileira de Geofísica, na sua versão original em língua inglesa.

Mário Alexandre de Abreu¹ - ORCID: 0000-0001-9146-1352

Giuliano Sant’Anna Marotta¹ - ORCID: 0000-0003-1073-0683

Lavoisiane Ferreira¹ - ORCID: 0000-0002-0997-1589

Denizar Blitzkow² - ORCID: 0000-0003-1412-3063

Ana Cristina Oliveira Cancoro de Matos² - ORCID: 0000-0002-0040-588X

João Francisco Galera Monico³ - ORCID: 0000-0003-4101-9261

¹Universidade de Brasília - UnB, Instituto de Geociências, Brasília - DF, Brasil.

E-mail: mario.abreu@ibge.gov.br; marotta@unb.br; lavoisiane@outlook.com

²Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – EPUSP/PTR, São Paulo - SP, Brasil.

E-mail: dblitzko@usp.br; acocmatos@gmail.com

³Faculdade de Ciências e Tecnologia “Júlio de Mesquita Filho” - UNESP, Departamento de Cartografia, Presidente Prudente - SP, Brasil.

E-mail: galera.monico@unesp.br

Abstract:

Solid Earth tide is the periodic displacement due to the tidal force. The tidal force is understood as the difference between the Earth mass center and surface forces due to the gravitational effect. This effect is present in all geodesic and geophysical observations and should be eliminated when high accuracy surveying is required. It is necessary to determine the amplitudes and phases of the harmonic constituents to estimate the terrestrial tide effect magnitude. This article presents a methodology for estimating and analyzing the amplitudes and phases of the solid Earth tide principal constituents from gravimetric/GNSS positioning observations. The methodology was applied to data collected in the Manaus/AM and Brasília/DF stations, Brazil, to determine the amplitude and phase values for the long period, monthly, diurnal and semidiurnal constituents, besides determining the time required for the convergence of the estimated constituent values. The estimated amplitude and phase values, using gravimetric data, converged between the 2nd and 6th months of the time series. For the positioning observations, the constituents values converged between the 2nd and 17th month of the data series, except for the long period constituent, which requires a longer time series to obtain satisfactory values for both methods. The results show that the solid Earth tide constituents were better estimated by the gravimetric data compared to the positioning data considering the series analyzed.

Keywords: *Gravimetry, GNSS Positioning, Solid Earth Tide, Tidal Constituents.*

Resumo:

Maré terrestre é o deslocamento periódico decorrente da força de maré. A força de maré pode ser entendida como sendo a diferença entre a força que ocorre no centro de massa da Terra e aquela que ocorre na superfície terrestre, em função do efeito gravitacional. Este é um efeito que deve ser eliminado quando se deseja realizar levantamentos em que se necessita de alta acurácia tanto em observações geodésicas quanto geofísicas. Para se estimar o efeito de maré terrestre é necessário determinar as amplitudes e fases de suas componentes harmônicas. Este artigo apresenta uma metodologia para a estimativa das amplitudes e fases das principais componentes de maré terrestre, a partir de observações gravimétricas e de posicionamento com GNSS. A metodologia foi aplicada a dados coletados em estações instaladas em Manaus/AM e Brasília/DF, Brasil, resultando na determinação dos valores de amplitude e fase para componentes de longo período, mensais, diurnas e semidiurnas, além da análise da convergência dos valores estimados para estas componentes. As amplitudes e fases calculadas, utilizando dados gravimétricos, convergiram entre o 2º e o 6º mês analisados, enquanto para os dados de posicionamento a convergência ocorreu entre o 2º e o 17º mês observado, com exceção da componente de longo período, que não pôde ser determinada em ambos os métodos. Para o período analisado, as componentes de maré terrestre foram melhor estimadas utilizando dados gravimétricos, quando comparados aos resultados obtidos com dados de posicionamento.

Palavras-chave: Componentes de Maré – Gravimetria – Posicionamento com GNSS – Maré Terrestre

5.1 Introdução

Maré terrestre é o fenômeno que ocorre em função da força de maré, através da movimentação da crosta terrestre, e que pode ser observado pelo deslocamento periódico sofrido pela superfície da Terra. A força de maré pode ser entendida como sendo a diferença entre o deslocamento que ocorre no centro de massa da Terra e o deslocamento que ocorre na superfície terrestre, em função da atração gravitacional.

A maré terrestre passou a ser observada a partir de 1863, de acordo com Ekman (1993), quando William Thomson apresentou a ideia de que a Terra não é um corpo totalmente rígido e está sujeito a deformações visco-elásticas, principalmente em função da atração lunissolar. Recentemente, os estudos sobre maré terrestre ganharam maior importância, pois, o desenvolvimento dos métodos geofísicos e geodésicos, e a utilização

de novas técnicas de obtenção de dados, resultaram em um aumento da acurácia nas medições, tornando necessário realizar correções de efeitos que anteriormente podiam ser negligenciados.

Atualmente, existem modelos globais utilizados para redução do efeito de maré terrestre, que foram desenvolvidos utilizando observações da variação dos valores do campo de gravidade e dos deslocamentos medidos sobre a superfície da Terra. Para o refinamento e a obtenção de modelos mais precisos, é importante que haja a densificação de observações terrestres, e para este fim, as observações de gravímetros e receptores GNSS demonstram ser muito úteis.

Na Geofísica, gravímetros supercondutores são considerados o equipamento mais preciso para se estimar variações de gravidade provocadas pela maré terrestre, mas gravímetros relativos do tipo gPhone também se mostram eficazes na observação deste fenômeno. Baseando-se em levantamentos gravimétricos, vários estudos foram realizados com o intuito de se entender melhor o efeito da maré terrestre, dentre os quais pode-se citar: Baker e Bos (2003), Arnosó *et al.* (2011), Miranda *et al.* (2015) Middlemiss *et al.* (2016) e Benedito *et al.* (2017).

No caso da Geodésia, a partir da década de 1980, observações VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) passaram a ser utilizadas para analisar os efeitos de maré terrestre, como pode ser visto em Krásná *et al.* (2012). Mais recentemente, o GNSS apresentou-se como uma ferramenta útil para estudar o movimento crustal, por ser um método que permite observações contínuas, apresenta boa acurácia, além de possuir um grande número de estações distribuídas sobre a superfície terrestre. Ao utilizar o GNSS para monitorar a maré terrestre, é necessário levar em conta os erros relacionados aos satélites, receptores e de propagação do sinal, além dos efeitos deformacionais pertinentes a carga oceânica, movimento do polo, carga atmosférica e carga hidrológica. Estes erros e efeitos devem ser analisados e removidos, a fim de se obter uma modelagem confiável da maré terrestre. Dentre os vários trabalhos que utilizam o GNSS no estudo de maré terrestre, pode-se destacar Watson *et al.* (2006), Ito *et al.* (2009), Yuan (2009), Yin *et al.* (2010), Yuan *et al.* (2013) e Alihan *et al.* (2017).

O entendimento sobre as deformações resultantes da maré terrestre, torna-se importante por este efeito estar presente em todas as observações geofísicas e geodésicas, e devido ao fato de possuírem impacto significativo nos processos geológicos da Terra. A exemplo, existem estudos, como apresentado por Kasahara (2002), Cochran *et al.*

(2004), Chen *et al.* (2012) e Varga & Grafarend (2017), demonstrando que a maré terrestre pode contribuir para o desencadeamento de terremotos e vulcanismo.

O objetivo deste estudo é estimar as principais componentes de onda maré terrestre, através de observações geofísicas e de posicionamento realizadas nas cidades de Manaus e Brasília, de maneira a contribuir para o conhecimento deste efeito, por entender que a modelagem da maré terrestre ainda é pendente de compreensão, e que sua aplicação no Brasil ainda é muito limitada.

5.2 Metodologia para a determinação das componentes de onda de maré terrestre

Para determinação das componentes de maré terrestre, é importante que os dados sejam tratados, possibilitando uma menor incerteza na identificação e estimativa destas componentes. Para isto, são necessários a realização de edição, correção e processamento dos dados gravimétricos e geodésicos.

5.2.1 Edição, Correção e Processamento dos Dados Gravimétricos

Para a edição, correção e processamento dos dados de variação do campo de gravidade medidos de forma contínua por um gravímetro relativo do tipo gPhone, pode-se considerar o fluxo de trabalho apresentado na Figura 18.

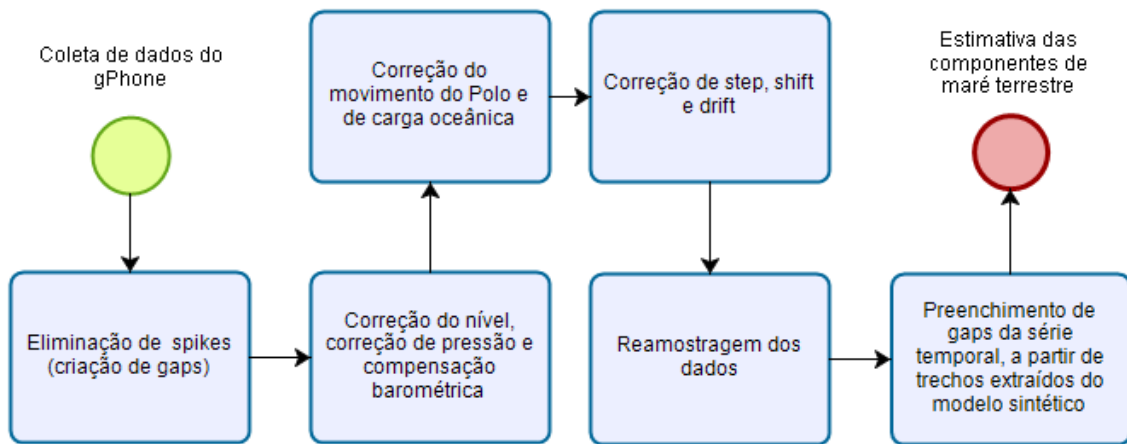


Figura 18: Fluxograma da sequência de processamento dos dados geofísicos.

A edição dos dados inicia-se com a eliminação dos pontos espúrios (*spikes*) da série temporal, com o objetivo de se manter apenas o sinal periódico medido pelo gravímetro. Geralmente, os pontos espúrios estão relacionados a problemas na gravação dos dados, ou por movimentação sísmica registrada pelo equipamento. A partir da análise da série temporal, pode-se identificar e eliminar os pontos mais discrepantes de maneira visual. O objetivo da eliminação de valores espúrios é o de se aumentar a precisão na identificação das componentes de onda de maré terrestre a serem determinadas. Mas a sua eliminação resulta em falta de dados (*gaps*) em seu lugar, como pode ser observado na Figura 19.

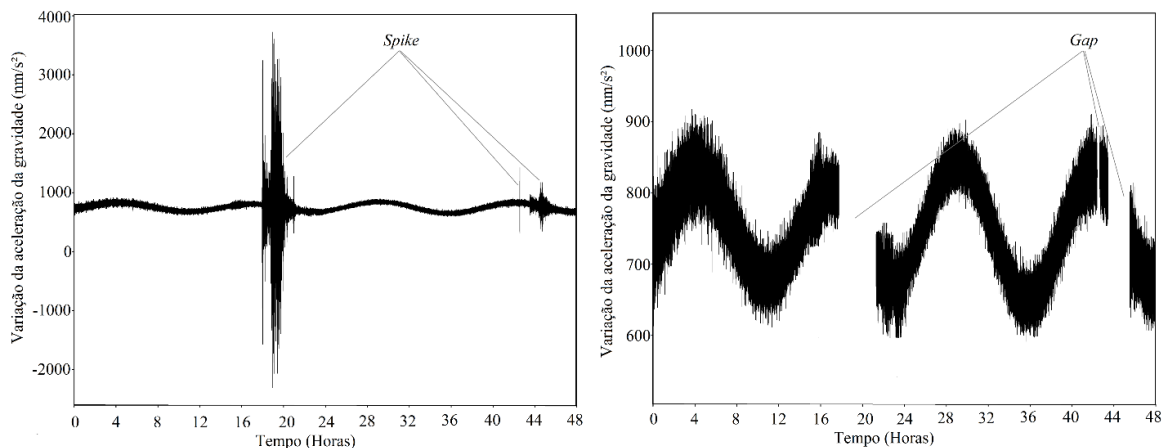


Figura 19: O gráfico a esquerda apresenta o sinal bruto extraído de um gravímetro, onde podem ser vistos os pontos espúrios (*spikes*). No gráfico a direita é possível observar o mesmo sinal, após a eliminação dos valores espúrios, resultando na falta de dados (*gaps*).

É importante realizar o preenchimento das falhas dos dados observados utilizando como referência o modelo sintético, pois, métodos de interpolação não permitiriam

reconstruir o sinal de maré terrestre de maneira completa, e a utilização do modelo teórico possibilita a obtenção de um sinal mais próximo ao observado.

O preenchimento das falhas é necessário, pois, a ausência de dados na série temporal pode ser interpretada no processamento como o início de uma nova sequência de observação, resultando em uma maior incerteza na determinação das componentes de maré terrestre. Uma série temporal contínua (Figura 20c), sem falhas, é fator preponderante para a determinação destas componentes de forma mais precisa.

Posteriormente, correções referentes ao nível do gravímetro (Melchior, 2008), a pressão atmosférica (Boy *et al.*, 2008) e a compensação barométrica (Warburton e Goodkind, 1977) podem ser aplicadas, visando minimizar os efeitos atmosféricos registrados pelo gPhone. Outras correções importantes, que devem ser consideradas, estão relacionadas aos efeitos do movimento do polo (Jekeli, 2012) e de carga oceânica (Farrell, 1972).

Os saltos (*steps*) e o deslocamento instrumental (*shift*) também devem ser corrigidos.

Além disso, é importante que a deriva instrumental (*drift*) seja corrigida, utilizando um polinômio que se ajuste aos dados observados. Para a reparação destes erros instrumentais, recomenda-se a utilização do Método dos Mínimos Quadrados (MMQ), utilizando-se o seguinte modelo funcional:

$$F(t) = a + bt + ct^2 + \sum_{i=1}^n dH(t)_i \quad (5.1)$$

sendo: a o deslocamento instrumental; t o tempo; b e c são os coeficientes de deriva instrumental; d são os saltos; e H é a função salto.

Para que a série temporal fique livre de descontinuidades, os intervalos de *gaps* podem ser preenchidos utilizando-se trechos do modelo teórico de maré terrestre local. A partir das informações de início e fim de cada salto criado na etapa de eliminação de pontos espúrios, pode-se extrair este trecho de salto do modelo teórico de maré terrestre, e utilizá-lo para preencher os saltos para se obter uma série temporal sem interrupções. O resultado desta operação, de extração dos trechos de salto do sinal teórico e da complementação do sinal observado pode ser visto na Figura 20.

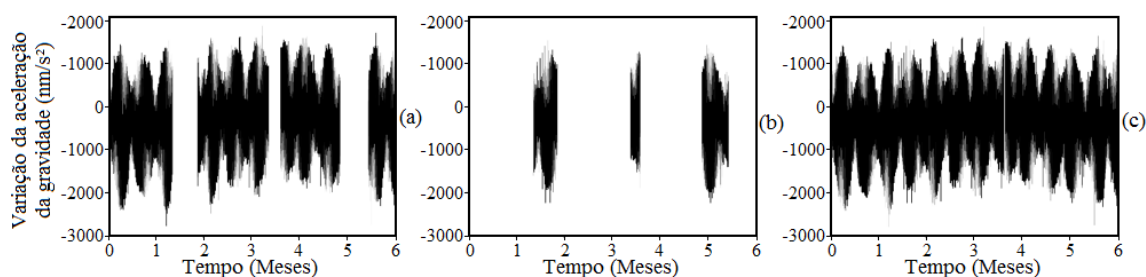


Figura 20: O gráfico (a) mostra o sinal corrigido com os saltos; no gráfico (b) são apresentados os trechos extraídos do modelo teórico de maré terrestre para preenchimento das falhas; e em (c) é apresentado o sinal corrigido completo, resultado da soma entre os sinais apresentados em (a) e (b).

Para estimar as componentes de maré, é importante definir-se dentre as várias componentes existentes quais serão determinadas. De acordo com o Petit e Luzum (2010), a maré possui 11 componentes principais, apresentadas na Tabela 6.

Tabela 6: Principais componentes de maré.

Nome	i	Argumento	Frequência ($^{\circ}/h$)	Origem
Componentes de longo período				
S_{sa}	057.555	$2h$	0,082137	S onda declinacional
M_m	065.455	$s - p$	0,544375	L onda elíptica
M_f	075.555	$2s$	1,098033	L onda declinacional
Componentes diurnas				
Q_1	135.655	$(\tau - s) - (s - p)$	13,398661	L onda elíptica de O_1
O_1	145.555	$\tau - s$	13,943036	Onda lunar principal
P_1	163.555	$t - h$	14,958931	Onda solar principal
K_1	165.555	$\tau + s$	15,041069	Onda lunissolar diurna
Componentes semidiurnas				
N_2	245.655	$2\tau - (s - p)$	28,439730	L maior onda elíptica de
M_2	255.555	2τ	28,984104	Onda principal lunar
S_2	273.555	$2t$	30,000000	S onda principal
K_2	275.555	$2(\tau + s)$	30,082137	Onda lunissolar

Fonte: Adaptado de Melchior (1983).

Sendo i o número de Doodson, t o tempo médio solar, τ o tempo médio lunar, s a variação da declinação da Lua, p a revolução do perigeu médio lunar e h o período de um ano (365,25 dias).

Após definidas as componentes a serem estimadas, é conveniente analisar o espectro do sinal observado, para que sejam identificados os intervalos de frequência (Figura 21) onde estão situadas as componentes que serão estimadas.

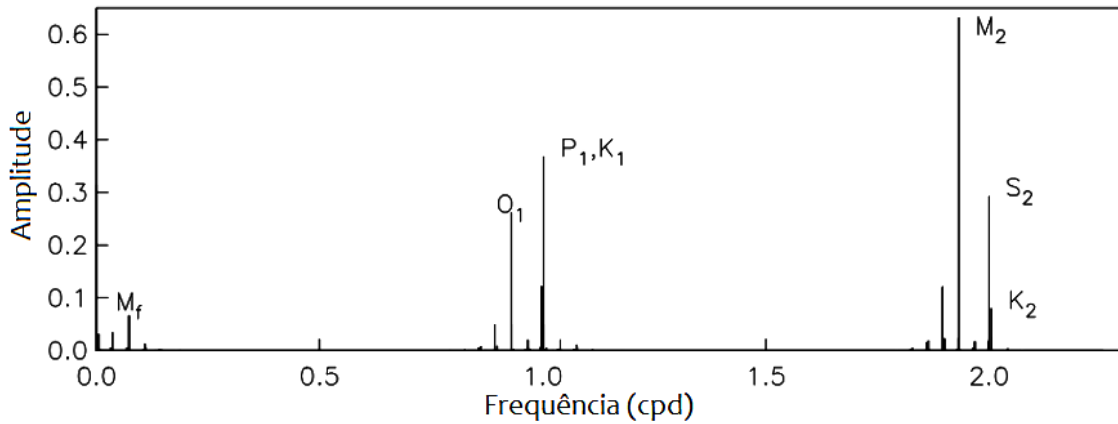


Figura 21: Espectro de frequência expandido até o grau 2, onde são apresentadas algumas componentes de onda de maré.

Fonte: Adaptado de Agnew (2007).

Os intervalos de frequência identificados no espectro podem ser inseridos no processamento e utilizados para a estimativa do fator de amplitude e da diferença de fase das componentes harmônicas de maré terrestre.

Para a determinação das componentes de maré, pode-se utilizar o potencial gerador de maré apresentado por Hartmann e Wenzel (1995):

$$V(t) = \sum_{l=1}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{r}{a}\right)^l P'_{lm} \cos(\theta) \sum_i [C_i^{lm}(t) \cos(\alpha_i(t)) + S_i^{lm}(t) \sin(\alpha_i(t))] \quad (5.2)$$

onde $C_i^{lm}(t)$ e $S_i^{lm}(t)$ são os coeficientes do potencial de maré dependentes do tempo; P'_{lm} é a função normalizada de Legendre; a é o semieixo maior do elipsoide de referência; t é o tempo referido a J2000 em séculos Julianos; $l = 1, \dots, l_{max} = 6$ e m são, respectivamente, o grau e ordem da série; r , θ e λ são as coordenadas esféricas geocêntricas; e $\alpha_i(t) = m\lambda + \sum_{j=1}^{11} k_{ij} arg_j(t)$ são os argumentos astronômicos.

5.2.2 Edição, Correção e Processamento dos Dados Geodésicos

Para a edição, padronização e processamento dos dados geodésicos coletados por estações GNSS, pode-se utilizar a metodologia de trabalho demonstrada na Figura 22, e apresentada ao longo deste capítulo.

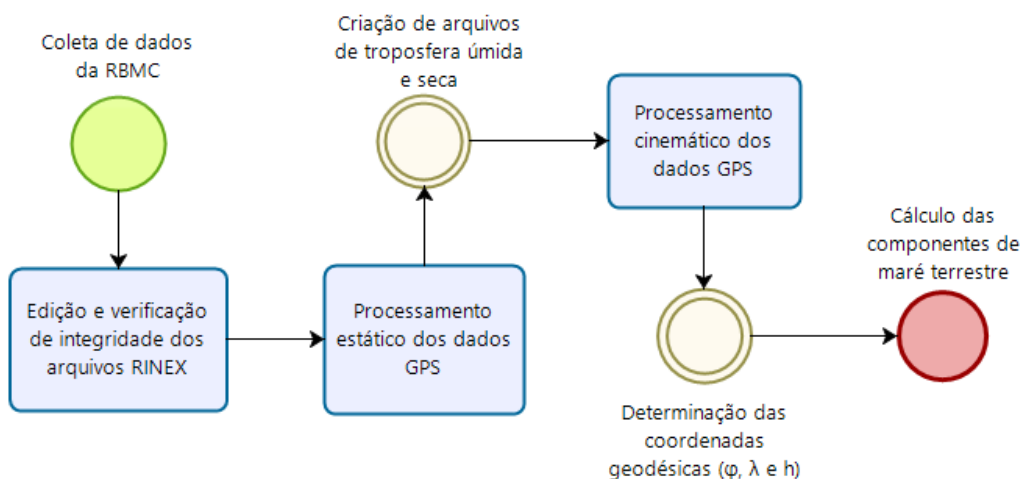


Figura 22: Fluxograma da sequência de processamento dos dados de posicionamento.

A edição dos dados GNSS inicia-se com a verificação da integridade dos arquivos para averiguar se possuem alguma falha que possa afetar o processamento. Existem programas específicos para este tipo de análise, dentre os quais pode-se citar o *Translation, editing and quality check* (TEQC), descrito por Estey e Meertens (1999).

Na determinação das coordenadas geodésicas, pode-se utilizar o método de Posicionamento por Ponto Preciso (PPP), apresentado por Zumberge *et al.* (1997), aplicando-se o modo cinemático (Monico, 2008). Para se determinar coordenadas com uma maior precisão, recomenda-se a utilização de órbitas precisas no processamento, além de outras correções que podem ser levadas em consideração, como: correção dos relógios dos satélites, correção do centro de fase da antena, correção troposférica e ionosférica, correção de movimento do polo e correção de carga oceânica. Num primeiro momento a solução é estática, para que sejam solucionadas as ambiguidades, e determinados os parâmetros de correção troposférica. Na sequência, realiza-se o posicionamento no modo cinemático com as ambiguidades solucionadas, melhorando a qualidade da solução.

A partir das coordenadas latitude (φ), longitude (λ) e altitude geométrica (h) calculadas, pode-se iniciar a determinação das componentes de maré terrestre. É importante definir quais componentes serão estimadas. A Tabela 6, mostrada anteriormente, apresenta as 11 principais componentes de maré, sendo que estas componentes podem ser estimadas a partir dos argumentos astronômicos.

5.3 Área de Estudo

Neste trabalho foram utilizadas estações gravimétricas e GNSS estabelecidas nas cidades de Manaus e Brasília, localizadas no Brasil.

Em Manaus o gravímetro e o receptor GNSS foram instalados no Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM), como pode ser visto na Figura 23. A cidade de Manaus possui altitude média de 92 m e média anual de chuvas de 2300 mm, apresentando épocas de precipitação e seca muito bem definidas. Está localizada na bacia Amazônica, região de grande interesse científico em função da sua relevância ambiental e climática em escala global e à sua biodiversidade (Costa *et al.*, 2012). Ademais, esta região carece de informações gravimétricas devido à dificuldade de acesso para a realização de levantamentos em campo.

Em Brasília o gravímetro foi instalado no Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB), enquanto o receptor GNSS está situado na Reserva Ecológica da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), e a localização de ambos pode ser vista na Figura 23. A cidade de Brasília está situada no planalto central brasileiro, a uma altitude média de cerca de 1170 m e apresenta precipitação média anual de 1540 mm. Assim como Manaus, caracteriza-se por apresentar épocas de precipitação e seca muito bem definidas, mas recebe um volume de chuvas 35% menor quando comparada a Manaus.



Figura 23: Mapa de localização das estações gravimétricas e de posicionamento de Manaus e Brasília.

Um fator importante para a escolha dos locais a serem estudados, está relacionado ao fato de que nas duas cidades os gravímetros instalados continham uma série temporal com mais de um ano de dados, além das cidades possuírem estações GNSS ativas, pertencentes a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) e ao Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas – Monitoramento Contínuo (SIRGAS-CON).

5.4 Aquisição dos Dados

A seguir são apresentadas as informações relevantes em relação a aquisição dos dados gravimétricos e GNSS.

5.4.1 *Dados Gravimétricos*

Os dados gravimétricos utilizados nesta pesquisa foram obtidos por gravímetro relativo (Kahle, 1984) do tipo gPhone, da marca Micro-g LaCoste, que oferece resolução de 0,1 μGal e precisão de 1 μGal (gPhone Brochure, 2019). Devido a sua construção possibilitar uma baixa deriva instrumental, da ordem de 1,5 mGal/mês, este gravímetro é recomendado para a observação de sinais periódicos, e por isso é indicado para o estudo de maré terrestre.

Ambos os gravímetros foram instalados sobre um pilar de concreto, isolado do prédio, de modo a minimizar os ruídos que pudessem afetá-los. A calibração dos gravímetros foi realizada antes do início da aquisição dos dados, e sua verificação era realizada sistematicamente.

Os dados gravimétricos foram gerados de forma diária, sendo configurada a taxa de 1 Hz para amostragem. Foram utilizados quatro canais observados pelo gravímetro, sendo eles: medida contínua da aceleração da gravidade; correção do nível do gPhone; correção de pressão atmosférica; e compensação barométrica, todas expressas em μGal .

Vale ressaltar que, as medidas de aceleração da gravidade, em análise neste trabalho, não foram corrigidas automaticamente de nenhum efeito.

5.4.2 *Dados GNSS*

Neste trabalho também foram utilizados dados de posição, oriundos das estações GNSS ativas NAUS (instalada em 2005), e da estação BRAZ (instalada em 1995). Ambas as estações utilizam atualmente um receptor GNSS da marca Trimble, modelo NetR9, ligado a uma antena Zephyr Geodetic Model II que possibilita o rastreamento dos sistemas GPS, GLONASS, Galileo e Beidou. Este equipamento apresenta precisão no posicionamento estático da ordem de 3 mm para a componente horizontal e 3,5 mm para a componente vertical (Trimble NetR9 *User Guide*, 2010).

As duas estações tem seus dados disponibilizados de forma gratuita através do sítio do IBGE.

Os dados geodésicos foram armazenados de forma diária com taxa de amostragem de um registro a cada 15 segundos ($\approx 0,067$ Hz) e estão em formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*).

5.5 Determinação das Componentes de Maré Terrestre

Os procedimentos de edição e processamento dos dados para determinação das componentes de maré terrestre, utilizando observações gravimétricas e geodésicas, são exibidos na sequência.

Todo o procedimento foi realizado para as duas estações analisadas neste trabalho, mas, é importante ressaltar que, a estação de Manaus possui uma série histórica que conta com 21 meses de observação (de 26/01/2016 a 01/11/2017), enquanto Brasília possui 18 meses de dados (de 25/04/2016 a 11/11/2017).

5.5.1 Determinação das Componentes de Maré Terrestre utilizando Observações Gravimétricas

A preparação dos dados e a determinação das componentes de maré terrestre utilizando dados gravimétricos obtidos por gPhone, foi baseada na metodologia descrita no item 5.2.1.

A primeira etapa realizada foi a eliminação dos pontos espúrios das séries temporais. Na sequência, as correções de nível do gravímetro, de pressão atmosférica e de compensação barométrica foram aplicadas aos dados.

Também foram efetuadas as correções de movimento do polo, disponibilizadas pelo Observatório de Paris, e as correções de carga oceânica geradas no sítio do *Onsala*

Space Observatory (OSO). Para este trabalho, o modelo de carga oceânica escolhido foi o *Finite Element Solution 2004* (FES2004), recomendado por Petit e Luzum (2010), que leva em consideração as 11 componentes principais com suas respectivas amplitudes e fases.

Para a realização das correções de saltos, deriva e deslocamento instrumental foi utilizada uma rotina desenvolvida em MATLAB (*Matrix Laboratory*), conforme modelo apresentado na equação (5.1).

Após aplicadas as correções, os dados que originalmente possuíam taxa de amostragem de um segundo foram reamostrados para um minuto. Na reamostragem foi utilizado um filtro passa baixa com frequência de corte de 720 ciclos por dia (Kang *et al.*, 2011), aplicado a uma janela móvel de 480 pontos, equivalente a 16 horas de observação. A utilização desta janela na reamostragem dos dados, possibilita que a diferença entre as frequências de maré observadas e as frequências de maré reamostradas seja menor que 0,05% (Van Camp & Vauterin, 2005).

A última etapa na preparação da série temporal foi a extração dos trechos com falta de dados do modelo teórico de maré terrestre. Para a execução desta tarefa foi desenvolvida uma nova rotina em MATLAB.

Os sinais das séries temporais corrigidos podem ser vistos na Figura 24. Neste sinal é possível observar um movimento cíclico em ambas as estações, que pode estar relacionado a carga atmosférica, a carga hidrológica, ao ciclo de chuvas e a capacidade de permeabilidade e/ou absorção do solo nas localidades estudadas.

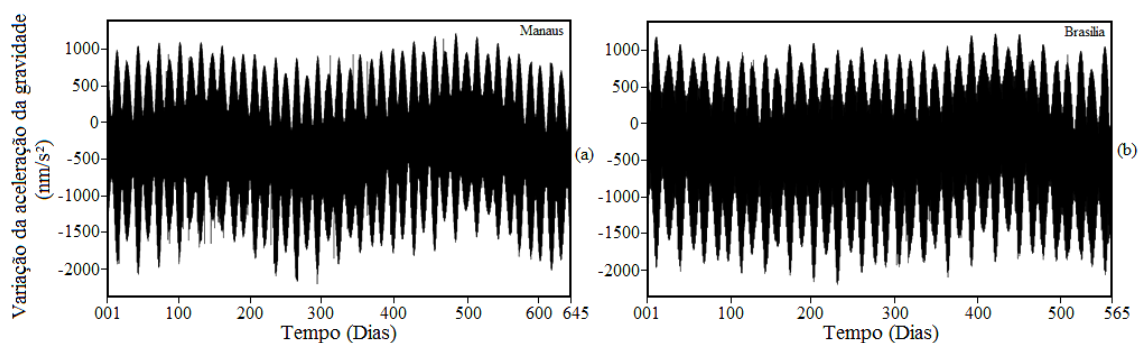


Figura 24: Séries temporais corrigidas das estações Manaus (a) e Brasília (b).

Na estimativa das componentes de onda de maré neste trabalho, foi utilizado o *software* ETERNA-V61, e definiu-se por estimar as 11 componentes principais definidas por Petit e Luzum (2010), apresentadas na Tabela 6.

Na análise dos harmônicos utilizou-se o catálogo de potencial de maré de Hartmann e Wenzel (1995), onde estão computadas 12395 ondas de maré, resultando em um total de 19300 parâmetros ajustados.

Como indicado na metodologia descrita em 5.2.1, foram identificados os intervalos das componentes de maré a serem determinadas, sendo analisado o espectro do sinal de variação da gravidade de ambas as estações, como pode ser visto nas Figuras 25 e 26. A componente de longo período (Ssa) não pode ser identificada com precisão, pois, há um grande acúmulo de energia na região de baixa frequência, e por isso não foi apontada nos gráficos.

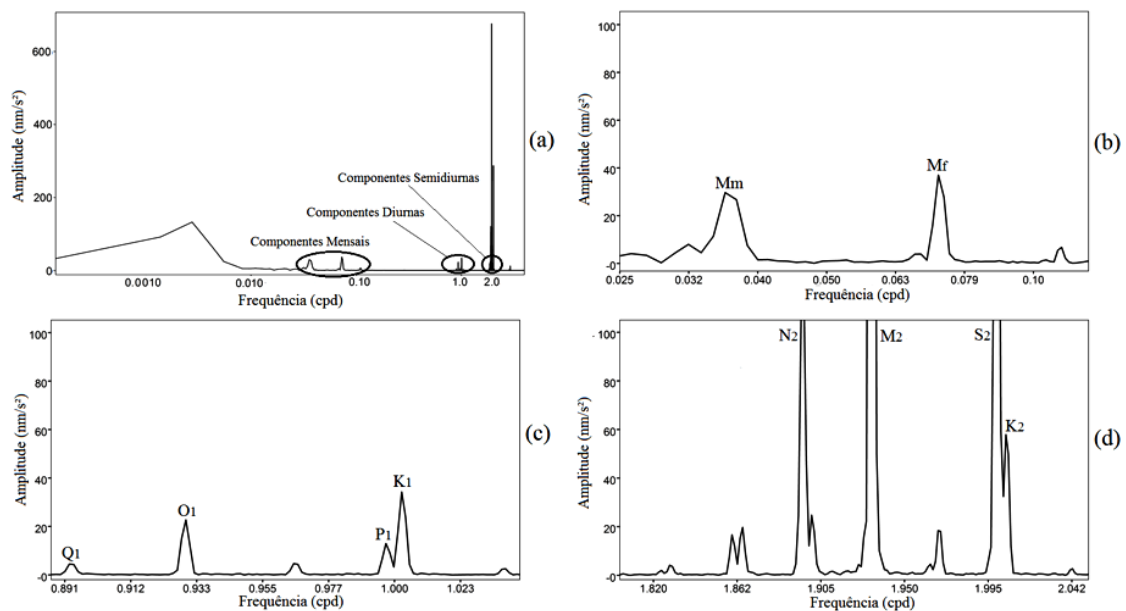


Figura 25: Espectro das componentes harmônicas da estação Manaus. Em (a) é apresentado o espectro completo, (b) é o espectro ampliado apenas para as componentes mensais, (c) é o espectro das componentes diurnas, e o espectro das componentes semidiurnas é representado no gráfico (d).

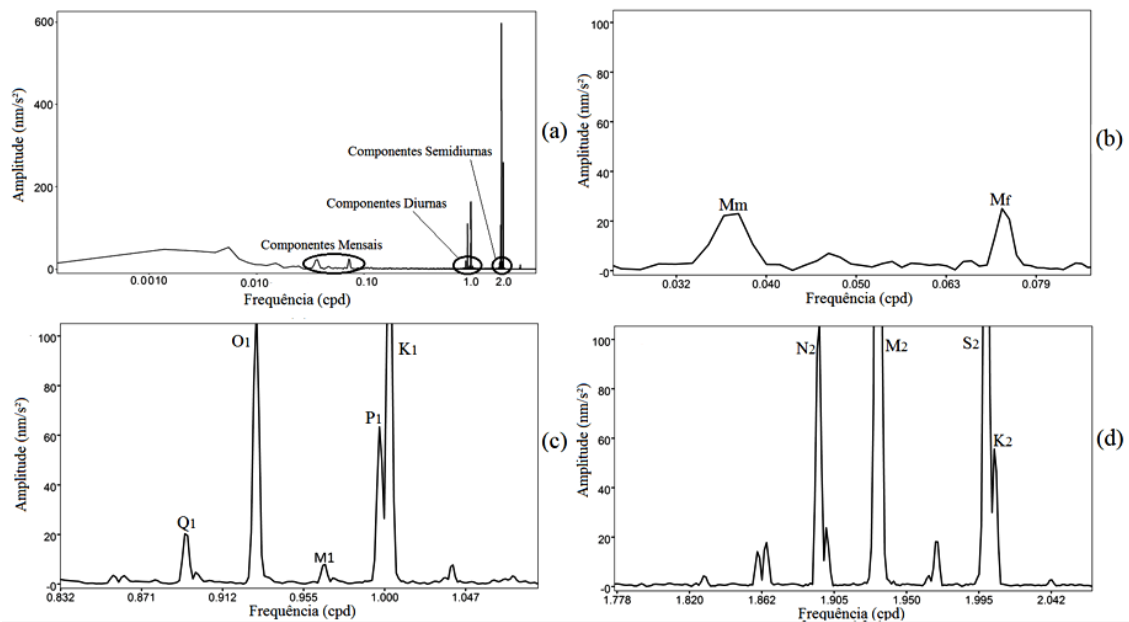


Figura 26: Espectro das componentes harmônicas da estação Brasília. Em (a) está representado o espectro completo, (b) refere-se ao espectro das componentes mensais, o espectro das componentes diurnas é apresentado em (c), e em (d) pode ser visto o espectro das componentes semidiurnas.

Os intervalos identificados no espectro foram inseridos no processamento e utilizados para determinar as componentes de onda de maré terrestre.

No processamento das componentes estimadas neste trabalho, não foi utilizado nenhum tipo de filtro, pois, entende-se que a aplicação de um filtro poderia afetar as frequências calculadas, minimizando ou eliminando variações locais relevantes passíveis de análise.

O processamento foi realizado utilizando primeiramente um mês de dados, depois foi agregado mais um mês. Depois foi incluído mais um mês de dados resultando no processamento de três meses, e assim sucessivamente até se atingir o processamento do período completo das séries temporais. Este método de processamento foi adotado para identificar quanto tempo cada componente de maré analisada necessita para a convergência dos valores calculados de amplitude, fase e de seus respectivos desvios.

Nas Figuras 27, 28, 29 e 30 são apresentados os valores de fator de amplitude, diferença de fase, e suas respectivas incertezas estimadas para as 11 componentes principais de onda de maré terrestre, das estações Manaus e Brasília. Deve-se observar que os gráficos não tiveram suas escalas normalizadas a fim de possibilitar a visualização da variabilidade de todas as componentes.

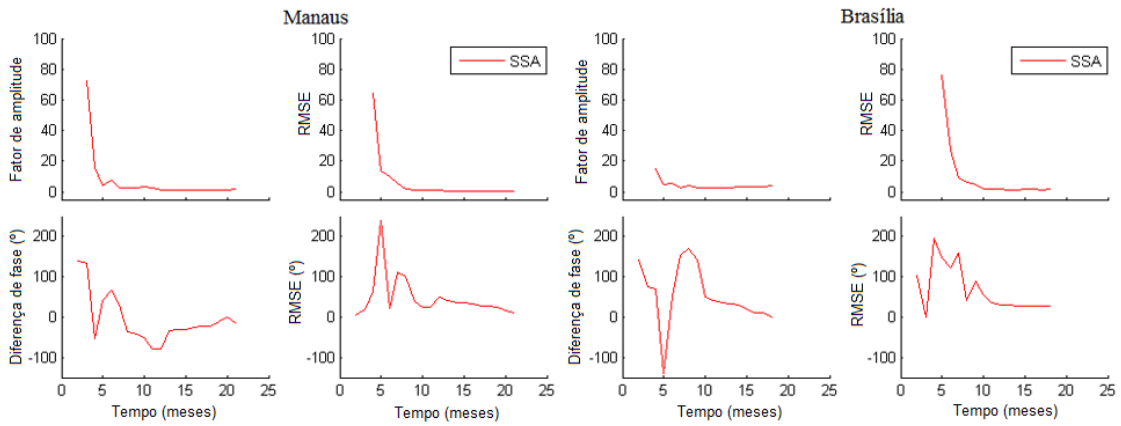


Figura 27: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para a componente de longo período (Ssa) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).

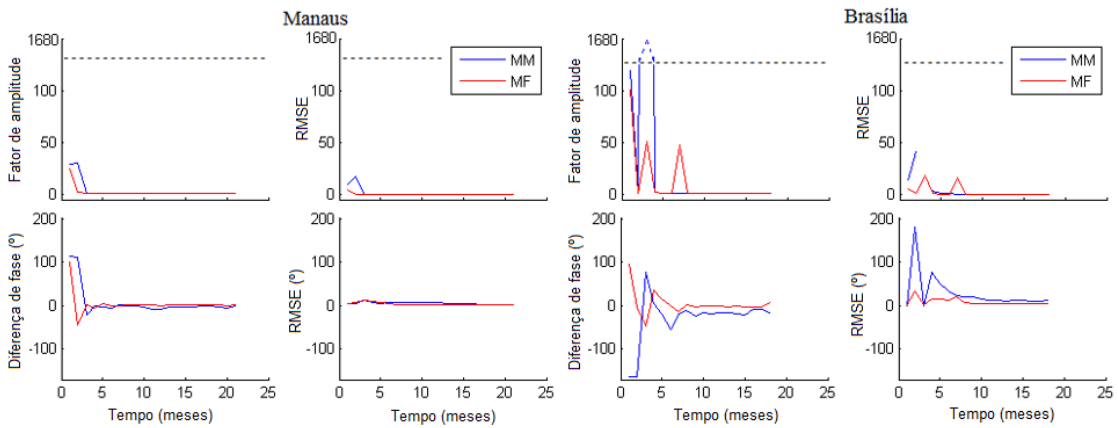


Figura 28: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE calculados para as componentes mensais (Mm e Mf) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).

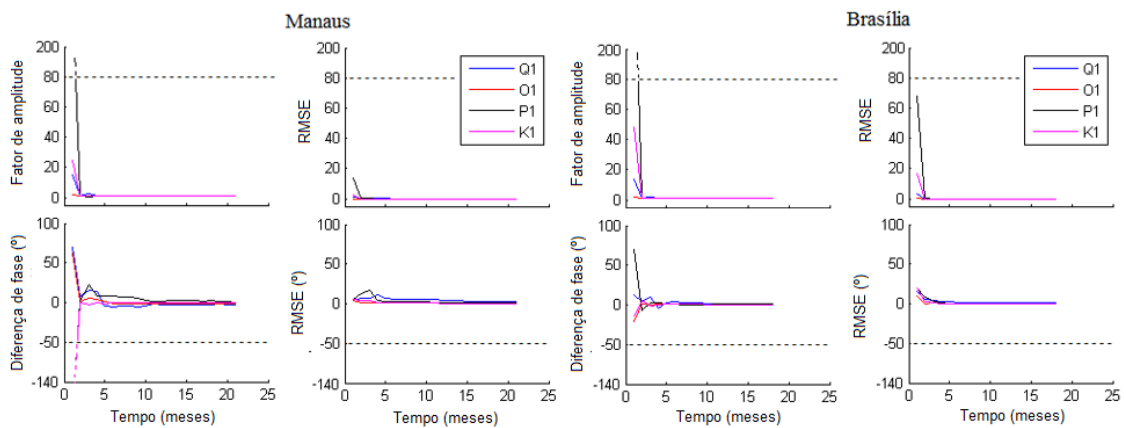


Figura 29: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para as componentes diurnas (Q1, O1, P1 e K1) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).

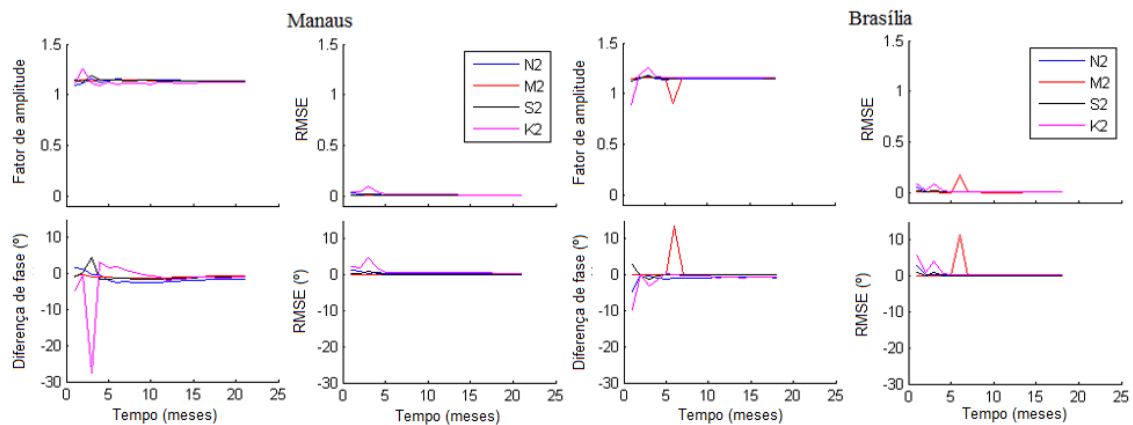


Figura 30: Fator de amplitude, diferença de fase e respectivos RMSE estimados para as componentes semidiurnas (N2, M2, S2 e K2) das estações Manaus (gráficos a esquerda) e Brasília (gráficos a direita).

Analisando as Figuras 27, 28, 29 e 30, é possível realizar as seguintes considerações:

- A componente de longo período (Figura 27), não apresentou resultado satisfatório. Por algumas vezes não foi possível determinar o seu valor, em ambas as estações. Isto se deve ao fato desta componente necessitar de um longo período de observação para que possa ser determinada com precisão;

- Em relação as componentes Mm e Mf (Figura 28), o fator de amplitude e seus RMSE, no caso de Manaus, começam a convergir a partir de 3 meses de observação. Para Brasília essa convergência se deu utilizando 5 meses de dados. Analisando os gráficos das diferenças de fase e suas incertezas, para o caso da estação Manaus, começam a convergir a partir do 6º mês, enquanto para a estação Brasília a convergência se deu após o processamento de 8 meses de dados;

- As componentes diurnas, apresentadas na Figura 29, iniciam a convergência do fator de amplitude e de suas incertezas a partir do 2º mês, tendo comportamento similar para as duas estações. Para o caso das diferenças de fase, as componentes diurnas apresentaram convergência após 5 meses de dados processados, para ambas as estações. O RMSE das diferenças de fase da estação Manaus apresentarem uma melhor convergência depois de 14 meses de observação.

- Observando-se as componentes semidiurnas, mostradas na Figura 30, pode-se concluir que o fator de amplitude e seu RMSE apresentam um bom ajuste desde o 2º mês observado, para ambas as estações. Para as diferenças de fase calculadas, no caso da estação Manaus, apresentam convergência utilizando 4 meses de observações, com

exceção da componente K2, que apresentou uma maior variabilidade, e passou a convergir após nove meses de processamento. Para a estação Brasília, as diferenças de fase estimadas convergem após 5 meses de observação, mas a componente M2 apresenta um comportamento anormal no 6º mês, retornando para a linha de convergência no mês subsequente. Este comportamento também pode ser observado na análise do fator de amplitude da componente M2, e pode estar relacionado a algum problema nas observações que possa ter causado interferência na frequência desta componente.

Nas Tabelas 7 e 8 são apresentados os valores do fator de amplitude (δ), diferença de fase (α), e seus respectivos erros médios quadráticos (RMSE), para cada componente de maré calculada para as estações Manaus e Brasília, respectivamente. A amplitude teórica (A_t) é obtida a partir de um modelo inelástico rígido para um planeta sem oceanos de Wahr-Dehant, e o fator de amplitude é a relação entre a amplitude medida e a obtida a partir do modelo inelástico rígido, de acordo com as coordenadas geográficas locais (Costa, 2007).

Tabela 7: Parâmetros de maré terrestre e RMSE estimados a partir da série temporal, contendo 21 meses de dados da estação Manaus. Sendo δ o fator de amplitude e α a diferença de fase.

Onda	A_t (nm/s ²)	δ	RMSE	α (graus)	RMSE
Ssa	31,8501	2,1818	0,4219	-15,3164	11,0136
Mm	33,0586	1,0781	0,0503	-1,0864	2,6786
Mf	68,5361	1,1739	0,0220	2,6360	1,0778
Q1	6,4742	1,0816	0,0454	-3,2291	2,4022
O1	33,8560	1,1290	0,0105	-1,6805	0,5309
P1	15,7176	1,0813	0,0180	0,5982	0,9531
K1	47,1243	1,0918	0,0067	0,4292	0,3522
N2	143,0996	1,1380	0,0042	-1,4821	0,2134
M2	747,7105	1,1391	0,0008	-0,5758	0,0408
S2	347,5228	1,1379	0,0018	-0,8447	0,0916
K2	101,0867	1,1223	0,0087	-0,7401	0,4428

Tabela 8: Parâmetros de maré terrestre e RMSE estimados a partir da série temporal, contendo 18 meses de dados da estação Brasília. Sendo δ o fator de amplitude e α a diferença de fase.

Onda	At (nm/s ²)	δ	RMSE	α (graus)	RMSE
Ssa	25,0458	3,8773	1,8887	0,2638	27,5354
Mm	25,9961	1,1029	0,2454	-15,0626	12,7522
Mf	53,8944	1,0294	0,0965	7,7549	5,3717
Q1	32,1543	1,1367	0,0364	-0,1024	1,8369
O1	168,1466	1,1444	0,0071	-0,0799	0,3576
P1	78,0620	1,1227	0,0127	0,7165	0,6468
K1	234,0442	1,1220	0,0047	0,2830	0,2397
N2	132,9573	1,1485	0,0050	-0,7581	0,2507
M2	694,7159	1,1560	0,0009	0,0881	0,0467
S2	322,8918	1,1525	0,0021	0,0332	0,1048
K2	93,9221	1,1540	0,0099	-0,5257	0,4925

A partir das Tabelas 7 e 8 é possível observar que a componente de longo período ainda não pode ser definida com precisão. Como já dito anteriormente, isso se deve ao pouco tempo de observação para determinação da mesma, pois, como a série temporal de Manaus possui 21 meses de dados, e a de Brasília possui 18 meses, tem-se apenas um ciclo anual completo o que impossibilita a redundância nas observações.

As componentes mensais tiveram o seu fator de amplitude bem estimado, mas para a determinação da fase com maior precisão há a necessidade de uma série temporal maior. Isso fica evidente, principalmente para a estação Brasília, pois, os valores de diferença de fase e os respectivos RMSE destas componentes apresentaram-se altos.

As demais componentes diurnas e semidiurnas foram bem estimadas, com exceção da componente Q1 determinada para a estação Manaus, que apresentou diferença de fase e RMSE maiores quando comparada as outras componentes diurnas.

A Figura 31, apresentada na sequência, traz os gráficos referentes ao sinal de maré calculado, ao sinal de maré teórica e ao resíduo resultante da subtração dos sinais de maré, das estações Manaus e Brasília.

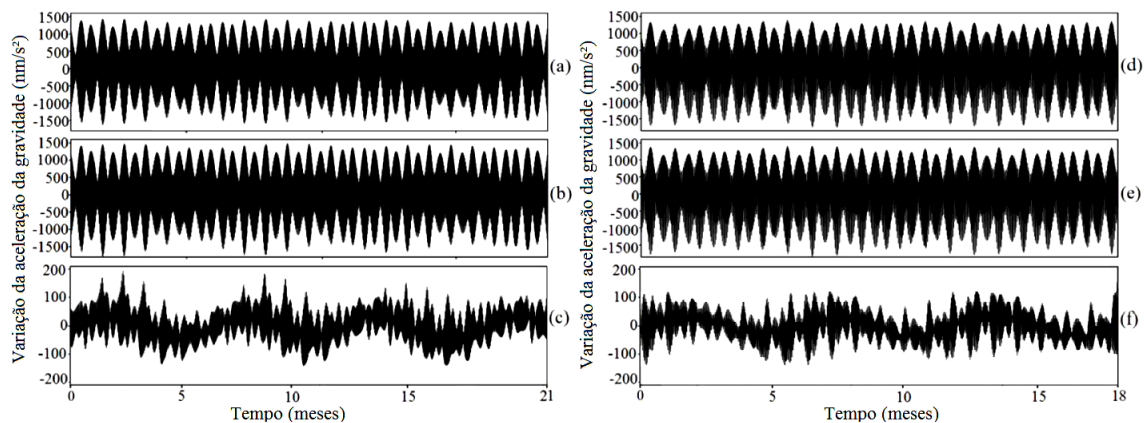


Figura 31: Sinais de maré e resíduos encontrados na análise dos gPhone. O gráfico a esquerda é da estação Manaus, sendo (a) o sinal de maré calculado, (b) o sinal de maré teórica e (c) a diferença entre o sinal calculado e teórico. O gráfico à direita refere-se à estação Brasília, sendo (d) sinal de maré calculado, (e) sinal de maré teórica e (f) diferença entre o sinal calculado e o teórico.

Para a reconstrução do sinal de maré calculado, foram utilizadas as componentes mensais, diurnas e semidiurnas determinadas. A maré de longo período (Ssa) não foi incluída, pois, não apresentou resultado satisfatório.

O sinal de maré teórica foi gerado utilizando as mesmas componentes empregadas na construção do sinal calculado.

A diferença entre o modelo calculado e o modelo teórico, em valor absoluto, para a estação Manaus ficou abaixo dos 0,018 mGal, enquanto a estação Brasília apresentou diferenças abaixo de 0,013 mGal. Essa diferença pode ser justificada em função do modelo calculado permitir a observação de variações locais que não podem ser quantificadas com precisão pelo modelo teórico.

Observando o resultado da diferença encontrada entre o sinal de maré calculada e o sinal de maré teórica, é possível identificar variações de frequência, fase e amplitude. Além disso, permite identificar um comportamento sazonal em ambas as estações, possivelmente causado em sua maior parcela pela carga hidrológica. Mas, para se chegar a uma resposta conclusiva, recomenda-se a realização de estudos direcionados a este fenômeno, em ambas as localidades.

5.5.2 Determinação das Componentes de Maré Terrestre utilizando Observações GNSS

De acordo com a metodologia apresentada no item 5.2.2, os dados geodésicos foram preparados, processados e as componentes de maré terrestre foram estimadas.

Primeiramente, foi realizada a edição e padronização dos arquivos RINEX das estações NAUS e BRAZ. Posteriormente, foram verificadas as informações referentes ao nome da estação, nomenclatura dos equipamentos e altura da antena presentes no cabeçalho do arquivo. Além disso, foi analisada a integridade dos arquivos RINEX, utilizando o programa TEQC, para garantir que não haveria problemas ao realizar o processamento.

Para determinar as coordenadas geodésicas, primeiramente, foi realizado o processamento utilizando o método PPP no modo estático (Monico, 2008), necessário para a solução das ambiguidades e para se estimar os parâmetros de correção troposférica a serem aplicados no processamento cinemático.

O processamento cinemático foi configurado para determinar uma coordenada a cada 3600 segundos (1 hora) de observação, pois, desta maneira, pode-se avaliar os deslocamentos sofridos pela estação ao longo do tempo, sendo possível analisar o comportamento das componentes altimétrica e planimétrica, para a extração de informações relacionadas a maré terrestre.

Os arquivos de correção de órbita, de relógio e de centro de fase da antena, utilizados no processamento, foram disponibilizados pela JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) gerenciado pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Neste trabalho foram utilizadas órbitas não fiduciais no processamento, pois, de acordo com Blewitt *et al.* (1992), este tipo de órbita está livre dos erros relacionados aos sistemas de referência.

Vale ressaltar que, apesar das estações GNSS possuírem uma longa série histórica observada, neste trabalho foram utilizados os dados compreendidos no mesmo período de observação do gPhone, para que fosse possível comparar a performance de ambos os métodos na determinação das componentes de maré terrestre.

Além disso, as observações GLONASS, Galileo e Beidou foram suprimidas, pois, o programa GIPSY/OASIS (*GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software*) em sua versão 6.4, utilizada nesta pesquisa, só processa observáveis GPS.

A Tabela 9, apresentada na sequência, mostra a estratégia utilizada para a determinação das coordenadas GPS.

Tabela 9: Informações e estratégia de processamento GPS

Local	Manaus	Brasília
Posição (Lat.; Long.; h)	-03° 01' 22,5"; -60° 03' 18,1"; -15° 56' 50,9"; -47° 52' 40.3";	
	93,89 m	1106,02 m
Período de observação	26/01/2016 a 01/11/2017	25/04/2016 a 11/11/2017
Intervalo de processamento	300 segundos	
Correção de 2ª ordem da Ionosfera	Arquivos IONEX (<i>Ionosphere Exchange</i>)	
Função de mapeamento da troposfera	Função de mapeamento de Viena	
Correções de órbita, relógio e	JPL (<i>Jet Propulsion Laboratory</i>)	
Correção de carga oceânica	FES2004	
Correção de maré terrestre	Não aplicada	
Sistema de referência	ITRF2008 (órbitas IGB08)	

Depois de finalizado o processamento dos dados GPS, a primeira coordenada calculada foi definida como referência, sendo subtraída de todas as coordenadas subsequentes, de forma a se ter apenas a variação posicional ao longo da série temporal processada.

Na Figura 32, é apresentado o sinal processado para as estações GPS NAUS e BRAZ, das componentes Este (*e*), Norte (*n*) e Altura (*u*), sendo que, os gráficos apresentados em mesma escala para facilitar a visualização de que as estações sofrem uma maior movimentação altimétrica quando comparada a planimétrica. Os sinais apresentados abaixo foram utilizados na estimativa das componentes de onda de maré terrestre.

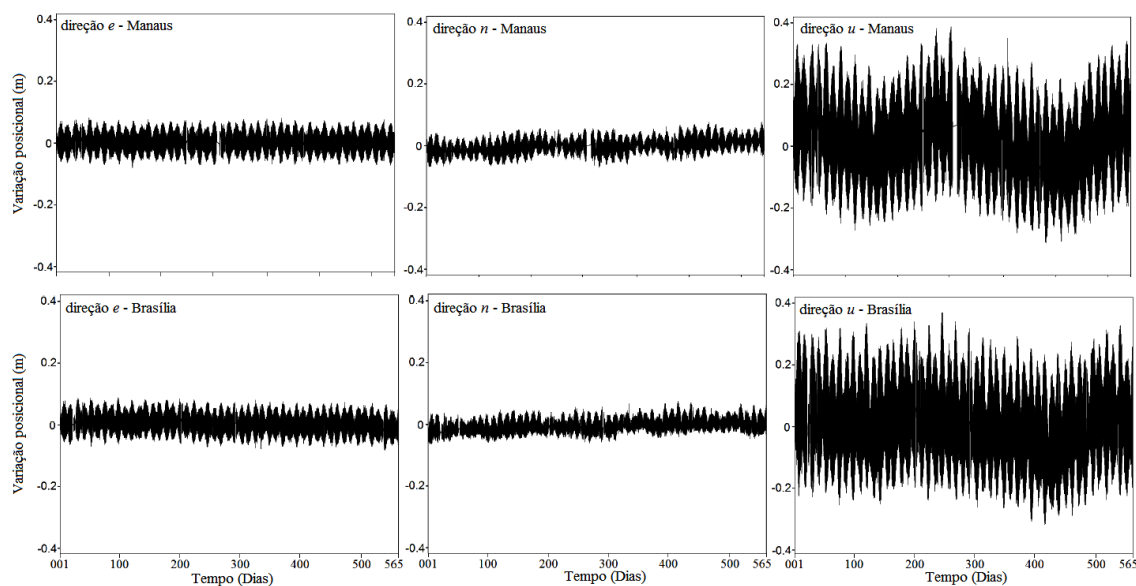


Figura 32: Séries temporais GPS, os três gráficos acima referem-se as direções e, n e u da estação Manaus e os três gráficos abaixo referem-se as direções e, n e u da estação Brasília.

Antes de se estimar as componentes de onda de maré terrestre, foram inseridos os valores de velocidade de deslocamento das estações NAUS e BRAZ, de modo a ajustar as coordenadas das estações ao longo do tempo.

Para a estimativa das amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda de maré terrestre (Tabela 6) foi utilizada a rotina *Tidal Fitting Toolbox*, desenvolvida pelo Professor Aslak Grinsted, da Universidade de Copenhague.

A estimativa das componentes de maré terrestre por GPS seguiu o mesmo padrão definido para o gPhone. O processamento foi iniciado com um mês de dados, sendo posteriormente agregados um a um os meses subsequentes, sendo necessária a realização de novo processamento a cada mês adicionado. O processamento foi realizado desta forma para que fosse possível acompanhar a convergência dos valores de amplitude e fase ao longo da série temporal analisada.

O comportamento das amplitudes e das fases estimadas para as 11 componentes principais de onda de maré terrestre, das estações Manaus e Brasília, para as direções e, n, e u, pode ser visto nas Figuras 33, 34, 35 e 36.

Como a estimativa das componentes de maré terrestre por GPS não foi realizada individualmente para cada uma delas, não foi possível estimar o desvio padrão das amplitudes e fases calculadas.

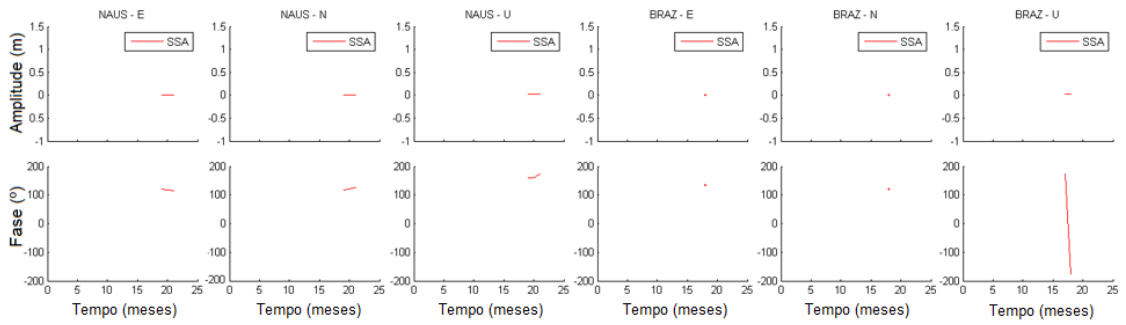


Figura 33: Amplitudes e fases estimadas para a componente Ssa, para as direções e , n , e u , das estações Manaus e Brasília.

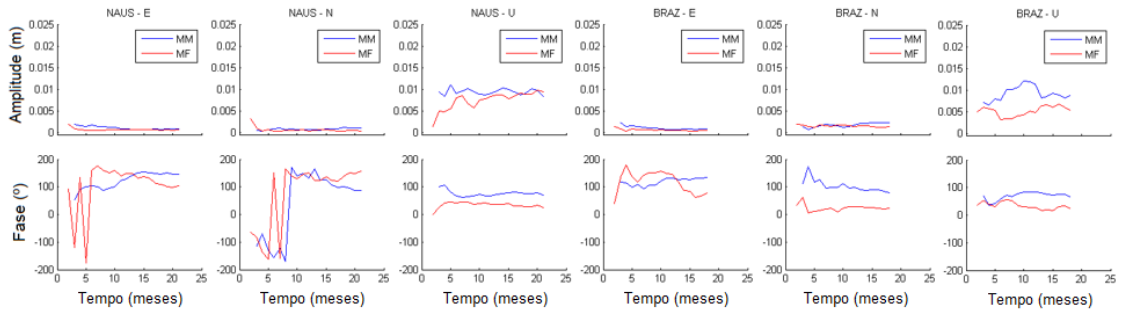


Figura 34: Amplitudes e fases estimadas para as componentes Mm e Mf, para as direções e , n , e u , das estações Manaus e Brasília.

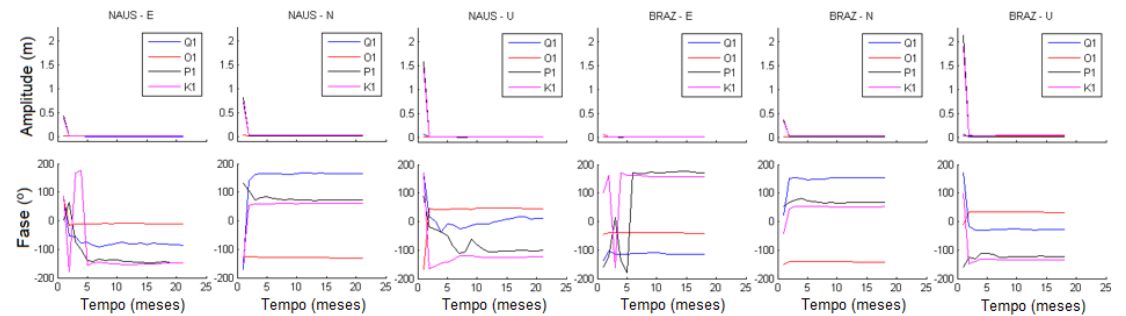


Figura 35: Amplitudes e fases estimadas para as componentes Q_1 , O_1 , P_1 e K_1 , para as direções e , n , e u , das estações Manaus e Brasília.

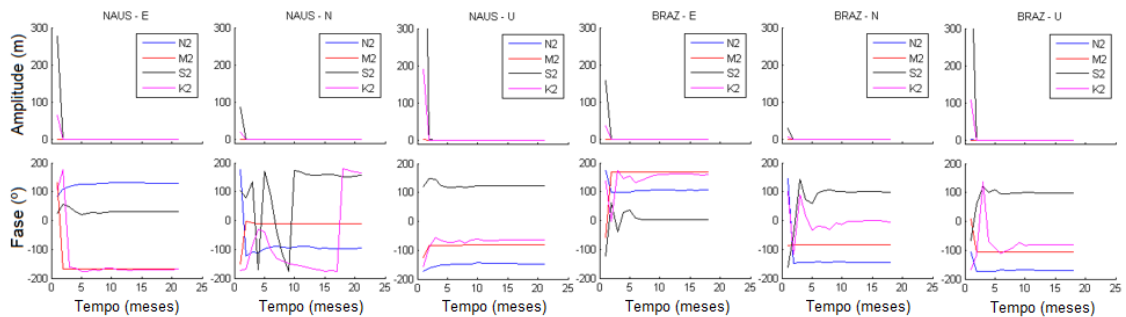


Figura 36: Amplitudes e fases estimadas para as componentes N_2 , M_2 , S_2 e K_2 , para as direções e , n , e u , das estações Manaus e Brasília.

Analisando as Figuras 33, 34, 35 e 36, é possível realizar as seguintes ponderações:

- Em relação a componente Ssa (Figura 33), a mesma não apresentou resultados satisfatórios, para ambas as estações. Como dito anteriormente, para ser determinada com precisão esta componente necessita de um período maior de observação;

- As componentes Mm e Mf (Figura 34), em ambas as estações, demonstram convergência dos valores de amplitude a partir do 7º mês para a posição *e*, a partir do 4º mês para a posição *n*, e para a componente *u* apresentam uma maior dispersão, mas começam a convergir a partir do 14º mês. No caso das fases estimadas para as duas estações, iniciam a convergência entre o 5º e o 10º mês de observação, dependendo da componente posicional observada, mas ainda apresentam dispersão ao longo da série analisada. Possivelmente, uma série de observação mais longa poderia acarretar em resultados mais consistentes;

- Observando-se as componentes diurnas, apresentadas na Figura 35, é possível verificar que a amplitude inicia sua convergência a partir do 2º mês, tendo comportamento similar para as componentes posicionais das duas estações. Para o caso das fases das componentes diurnas, apresentam convergência entre o 2º e o 5º mês processado, mas algumas delas não demonstraram resultado satisfatório. Uma série histórica maior seria importante para verificar se há uma melhora na determinação da fase destas componentes;

- A partir da análise das componentes semidiurnas, mostradas na Figura 36, pode-se concluir que os valores de amplitude apresentam um bom ajuste desde o 2º mês observado, para ambas as estações. As fases estimadas, apresentam convergência entre o 3º e o 10º mês de observação, com exceção da componente K2, que para a componente posicional *n* da estação Manaus, apresentou uma mudança brusca de comportamento e passou a convergir a partir do 17º mês. Assim como ocorreu com as componentes diurnas, algumas fases não foram bem determinadas, e entende-se que, a partir da utilização de uma série histórica maior seja possível determinar as fases com melhor precisão.

As Tabelas 10 e 11, apresentadas a seguir, mostram os valores de amplitude (*A*) e fase (*F*) calculados para as 11 componentes principais de maré terrestre estimadas para cada uma das direções *e*, *n* e *u*, respectivamente para as estações NAUS e BRAZ.

Tabela 10: Parâmetros de maré terrestre estimados a partir da série temporal de dados geodésicos da estação NAUS. Onde A é a amplitude e F é a fase

Onda	A (m) (direção e)	F (°) (direção e)	A (m) (direção n)	F (°) (direção n)	A (m) (direção u)	F (°) (direção u)
Ssa	0,0013	113,86	0,0018	126,62	0,0227	172,98
Mm	0,0009	146,13	0,0010	87,74	0,0083	69,17
Mf	0,0007	104,38	0,0004	155,72	0,0094	26,03
Q1	0,0006	-86,17	0,0030	163,80	0,0011	9,82
O1	0,0024	-11,33	0,0156	-131,10	0,0048	45,04
P1	0,0010	-148,51	0,0084	72,62	0,0017	-101,18
K1	0,0033	-147,04	0,0241	61,20	0,0062	-123,22
N2	0,0074	128,99	0,0006	-95,89	0,0284	-146,95
M2	0,0378	-167,26	0,0026	-11,24	0,1478	-81,92
S2	0,0168	30,58	0,0004	155,60	0,0687	122,87
K2	0,0026	-168,61	0,0004	165,65	0,0120	-63,10

Tabela 11: Parâmetros de maré terrestre estimados a partir da série temporal de dados geodésicos da estação BRAZ. Onde A é a amplitude e F é a fase

Onda	A (m) (direção e)	F (°) (direção e)	A (m) (direção n)	F (°) (direção n)	A (m) (direção u)	F (°) (direção u)
Ssa	0,0025	134,88	0,0018	120,90	0,0198	-175,09
Mm	0,0008	134,32	0,0023	79,57	0,0088	66,15
Mf	0,0005	78,53	0,0013	22,10	0,0053	25,17
Q1	0,0012	-115,42	0,0023	154,91	0,0053	-28,89
O1	0,0050	-41,30	0,0130	-142,22	0,0270	31,60
P1	0,0023	171,68	0,0071	66,59	0,0141	-123,00
K1	0,0067	157,16	0,0205	51,82	0,0357	-133,00
N2	0,0068	105,14	0,0020	-145,43	0,0260	-169,29
M2	0,0360	167,29	0,0093	-82,81	0,1386	-106,45
S2	0,0155	3,80	0,0036	98,88	0,0609	99,06
K2	0,0038	159,16	0,0006	-6,64	0,0109	-80,12

Observando as Tabelas 10 e 11, é possível verificar que o efeito de maré terrestre apresenta maior magnitude na direção vertical (u) quando comparada as componentes horizontais (e e n). Isto ocorre porque a deformação terrestre, relacionada a força de maré, tem um maior efeito sobre a componente altimétrica do que sobre a planimétrica.

As Figuras 37 e 38, apresentam os gráficos de resíduos resultantes da diferença entre o sinal observado e o sinal ajustado.

O sinal ajustado foi gerado aplicando-se sobre o sinal observado os valores de correção das componentes de maré terrestre estimadas neste trabalho.

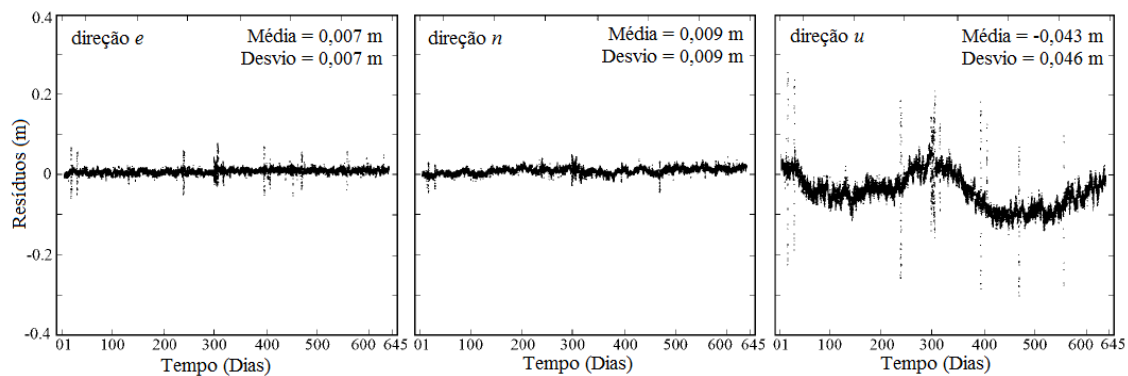


Figura 37: Resíduo da diferença entre o sinal observado e o sinal ajustado, após a aplicação da correção de maré terrestre estimada, para as direções e , n e u da estação Manaus.

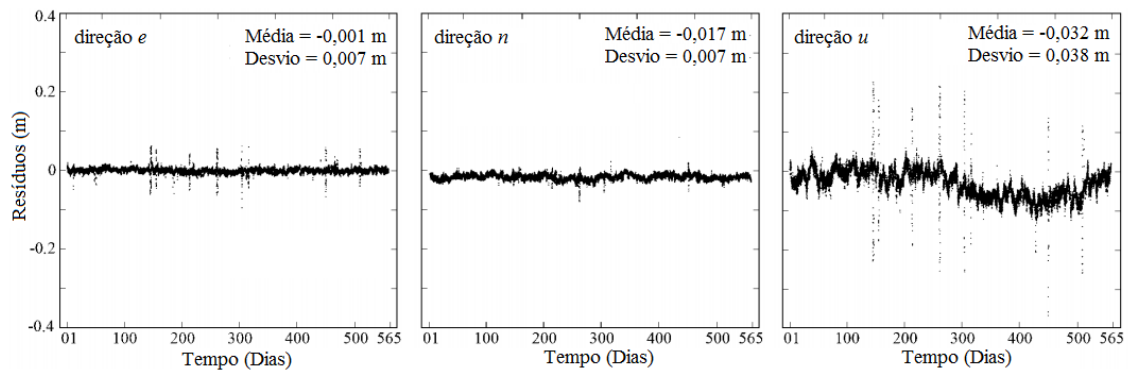


Figura 38: Resíduo da diferença entre o sinal observado e o sinal ajustado, após a aplicação da correção de maré terrestre estimada, para as direções e , n e u da estação Brasília.

Analisando-se as Figuras 37 e 38, é possível observar com clareza que os resíduos apresentados para a direção u , em ambas as estações, evidencia um movimento cíclico. Isto pode estar relacionado a algum fenômeno, como a carga hidrológica, a carga atmosférica e outros efeitos de menor magnitude não modelados. Além disso, as diferenças de amplitude e fase entre os modelos também afetam os resíduos encontrados.

5.6 Conclusões

Este artigo apresenta uma metodologia para a estimativa dos valores de amplitude e fase das principais componentes de maré terrestre em Manaus e Brasília, utilizando dados de gravidade, obtidos por gPhone, e de posicionamento, coletados por GPS. Perante os resultados apresentados neste trabalho, algumas conclusões e recomendações podem ser apresentadas.

A partir da análise dos dados gerados, é possível observar que, para o período estudado, as componentes de maré terrestre foram melhor estimadas utilizando dados gravimétricos quando comparadas aos resultados obtidos com dados de posição, principalmente em relação a determinação das fases das componentes analisadas. Possivelmente, a utilização de uma série histórica GPS maior levará a resultados mais precisos com relação a determinação destas componentes.

Observando os gráficos de resíduos apresentados para os resultados obtidos pelo processamento dos dados gPhone e GPS, percebe-se um movimento cíclico, que pode estar relacionado a efeitos não modelados, que podem causar uma maior incerteza na determinação das componentes de maré terrestre. O ciclo de carga hidrológica é um dos efeitos não modelados que tem forte influência nas observações, mas devido a sua grande complexidade, ainda não apresenta uma modelagem satisfatória para ser aplicada as observações geofísicas e geodésicas de alta precisão. Além disso, diferenças de amplitude e fase entre os modelos calculados e teóricos, contribuem para os resíduos encontrados.

Diante do que foi exposto neste artigo, recomenda-se o prosseguimento das análises utilizando observações GPS, visando a obtenção de resultados mais conclusivos, principalmente no que concerne a estimativa das componentes de longo período, dos valores de fase determinados para as componentes de maré terrestre, e aos efeitos de natureza cíclica.

AGRADECIMENTOS

A Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), pela cessão dos dados geodésicos. A Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (EPUSP), pela cessão dos dados gravimétricos. Ao CNPQ (460443/2014-3), FAPDF (0193.001230/2016), INCT-ET e CPRM pelo suporte financeiro.

6 EFEITOS DE MARÉ TERRESTRE E DE CARGA OCEÂNICA À PARTIR DE SÉRIE TEMPORAL DE COORDENADAS GPS: ESTUDO DE CASO PARA AS ESTAÇÕES DE BELÉM, BRASÍLIA, EUSÉBIO, MANAUS E SANTA MARIA

Solid Earth tide and ocean tide loading effects from GPS coordinate time series: case of study for the Belém, Brasília, Eusébio, Manaus and Santa Maria Station

Mário Alexandre de Abreu¹ - ORCID: 0000-0001-9146-1352

Giuliano Sant'Anna Marotta¹ - ORCID: 0000-0003-1073-0683

João Francisco Galera Monico² - ORCID: 0000-0003-4101-9261

¹Universidade de Brasília - UnB, Instituto de Geociências, Brasília - DF, Brasil.

E-mail: mario.abreu@ibge.gov.br; marotta@unb.br

²Faculdade de Ciências e Tecnologia "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Departamento de Cartografia, Presidente Prudente - SP, Brasil.

E-mail: galera.monico@unesp.br

Abstract:

The Earth suffers deformations due to the gravitational attraction of the celestial bodies and to the redistribution of water mass occurring by the action of the ocean tide. These effects are known as solid Earth tide and ocean tide loading, and can be estimated by observations of the amplitudes and phases of their tidal wave constituents. Since the 2000's, GNSS (Global Navigation Satellite System) observations have been used in order to estimate these effects. In consequence of this, the objective of this research was to estimate and analyze the amplitudes and phases of the 11 principal wave constituents of solid Earth tide and ocean tide loading, using GPS (Global Positioning System) observations. The presented methodology was applied to time series of data collected at GNSS stations located in Belém, Brasília, Eusébio, Manaus and Santa Maria, resulting in the estimation of amplitude and phase for the long term (S_{sa}), monthly (M_m and M_f), diurnal (Q_1 , O_1 , P_1 and K_1) and semidiurnal (N_2 , M_2 , S_2 and K_2) constituents, and the convergence analysis of the estimated values for these constituents. The results showed that the great majority of the estimated constituents, for the directions e (East), n (North) and u (Up), presented convergence of their amplitudes and phases during the analyzed period of time. Based on the analysis of the corrected time series, using solid Earth tide and ocean tide loading displacements calculated in this work, and the same series

corrected using the theoretical models, it was possible to suggest that the two solutions showed very high correlation validating the use of GPS observations in the estimation of amplitudes and phases of the solid Earth tide and ocean tide loading constituents.

Keywords: *Geodesy – Solid Earth Tide – Tidal Constituents – Ocean Tide Loading*

Resumo:

A Terra sofre deformações devido à atração gravitacional da Lua e do Sol e também em função da redistribuição de massa d'água que ocorre por ação da maré oceânica. Estes fenômenos são denominados maré terrestre e carga oceânica, respectivamente, e podem ser estimados por meio de observações das amplitudes e fases das componentes de onda de maré. Desde os anos 2000, observações GNSS (*Global Navigation Satellite System*) passaram a ser utilizadas com o intuito de se estimar estes efeitos. Por consequência, este trabalho tem por objetivo apresentar uma metodologia para a estimativa e análise das amplitudes e fases das 11 componentes principais de maré terrestre e de carga oceânica, utilizando posições advindas das observações GPS. A metodologia apresentada foi aplicada a séries temporais de dados coletados nas estações GNSS instaladas em Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria. Desta forma, determinou-se os valores de amplitude e fase para as componentes de longo período (S_{sa}), mensais (M_m e M_f), diurnas (Q_1 , O_1 , P_1 e K_1) e semidiurnas (N_2 , M_2 , S_2 e K_2), bem como analisou-se o tempo necessário para a convergência dos valores estimados para estas componentes. Os resultados mostraram que a grande maioria das componentes estimadas, para as direções e (Este), n (Norte) e u (Altura), apresentaram convergência de suas amplitudes e fases durante o período analisado. A partir da análise das séries temporais corrigidas, utilizando os parâmetros de maré terrestre e de carga oceânica calculados neste trabalho, e as mesmas séries corrigidas utilizando os modelos teóricos de maré terrestre e de carga oceânica, foi possível sugerir que as duas soluções apresentaram comportamento muito próximos, validando a utilização de observações GPS na estimativa de amplitudes e fases das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.

Palavras-chave: Carga Oceânica – Componentes de Maré – Geodésia – Maré Terrestre

6.1 Introdução

A Terra sofre deformações devido à atração gravitacional da Lua e do Sol e também em função da redistribuição de massa d'água que ocorre por ação da maré oceânica (Baker, 1984; Agnew, 2007), sendo estes fenômenos denominados maré terrestre e carga oceânica, respectivamente. Segundo Yuan et al. (2013), os dois fenômenos possuem os mesmos períodos de ocorrência (semidiurno, diurno e longo

período), e podem ser estimados por meio de observações das amplitudes e fases das componentes de onda de maré.

Para a maioria das observações geofísicas e geodésicas, os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica devem ser removidos para que se consiga atingir resultados precisos. Como demonstrado por Penna *et al.* (2007) e Fu *et al.* (2012), estes fenômenos precisam ser corrigidos com o maior rigor possível, pois, uma vez que seus modelos se mostrem imprecisos, podem acarretar em efeitos espúrios nas observações.

A maneira convencional de se observar os fenômenos citados é por meio de medições realizadas com gravímetros supercondutores, porém, o avanço das técnicas geodésicas de observação permitiu que o *Very Long Baseline Interferometry* (VLBI), conforme demonstrado por Petrov e Ma (2003) e Krásná *et al.* (2012), e o *Global Navigation Satellite System* (GNSS), como retratam os trabalhos apresentados por Khan e Tscherning (2001), Allinson *et al.* (2004), Ito *et al.* (2009), Yuan (2009) e Alihan *et al.* (2017), também passassem a ser utilizados na estimativa dos deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica. Em relação a utilização destes 3 métodos de observação, de acordo com Yuan *et al.* (2010), o GNSS leva vantagem sobre os outros dois, pois, possui cobertura global, possibilita gerar observações contínuas, realiza operações em tempo real e apresenta baixo custo. No Brasil, um primeiro trabalho envolvendo GPS e maré terrestre, foi apresentado por Monico *et al.* (1997), e mostrou a importância de se incluir as correções deste efeito para aplicações de alta acurácia.

De acordo com Penna *et al.* (2015), o GNSS tem sido utilizado para estimar deslocamentos de maré desde os anos 2000, com o objetivo de se validar os modelos de correção de maré terrestre, e as previsões de deslocamento de carga oceânica, levando-se em conta diferentes modelos de maré oceânica. Em regiões onde estes modelos mostram-se imprecisos, a estimativa do deslocamento de carga oceânica por GNSS pode ser utilizada ao invés de previsões geradas por um modelo global.

Alguns trabalhos utilizando GPS foram realizados com o objetivo de se avaliar os modelos de maré oceânica, tendo como área de estudo regiões costeiras onde a modelagem deste efeito é imprecisa. Dentre os estudos desenvolvidos, destacam-se: Khan e Tscherning (2001), King *et al.* (2005), Vergnolle *et al.* (2008), Ito *et al.* (2009) e Yeh *et al.* (2011), que analisaram as diferenças entre o valor estimado e modelos teóricos de carga oceânica, e atribuíram as diferenças encontradas principalmente aos erros nos modelos de maré oceânica e a imprecisão inerente às observações GPS.

Schenewerk *et al.* (2001), estimaram os deslocamentos verticais de maré para as oito principais componentes de onda de maré diurnas e semidiurnas, utilizando 3 anos de observações de 353 estações GPS distribuídas sobre o globo terrestre, e encontraram diferenças sistemáticas entre os valores observados e o modelo analisado.

Utilizando dados de uma rede GPS de monitoramento contínuo, situada em Hong Kong, Yuan *et al.* (2009) avaliaram a precisão das estimativas de deslocamento de maré. Os resultados obtidos mostraram que o erro de medição inerente ao GPS não se apresenta como um fator limitante para se estimar os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica.

Ito e Simons (2011), com base em deslocamentos de carga oceânica obtidos de observações GPS no Oeste dos Estados Unidos, fizeram inferências sobre a estrutura da astenosfera, e posteriormente, Yuan e Chao (2012), na mesma região, utilizando uma longa série temporal de observações GPS demonstraram a precisão das estimativas de deslocamentos de maré, salientando que os erros não advêm somente dos modelos de carga oceânica, mas também dos modelos de maré terrestre, pois, estes, não consideram as heterogeneidades do interior da Terra.

Mais recentemente, Tu *et al.* (2017), realizaram um trabalho utilizando 12 estações GNSS em Hong Kong com 8 anos de observação contínua, com o intuito de desenvolver um método mais preciso para estimativa dos parâmetros de deslocamento de carga oceânica. Além destes, Zhao *et al.* (2018), utilizando os mesmos dados empregados anteriormente, apresentaram um novo método, no qual predições globais de topologia oceânica são definidas como informação a priori para acelerar a convergência e melhorar a precisão dos parâmetros de deslocamento de carga oceânica estimados por GPS.

Considerando que no Brasil ainda existem poucos estudos acerca da estimativa de parâmetros de maré terrestre e de carga oceânica utilizando GPS, esta pesquisa se concentrou em estimar as amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda (S_{sa} , M_m , M_f , Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 e K_2) de maré terrestre e de carga oceânica, utilizando-se observações de estações GPS instaladas nas cidades de Belém/PA, Brasília/DF, Eusébio/CE, Manaus/AM e Santa Maria/RS. Além disso, foram analisados o tempo de convergência e os deslocamentos estimados na determinação das componentes citadas.

6.2 Metodologia para a estimativa das componentes de maré terrestre e de carga oceânica utilizando dados de posição GNSS

Para a estimativa das componentes de maré terrestre e de carga oceânica utilizando dados de posição (série temporal de coordenadas), provenientes de técnica de posicionamento GNSS, pode-se considerar os processos mostrados na Figura 39, os quais definem as etapas de tratamento e processamento dos dados utilizados.

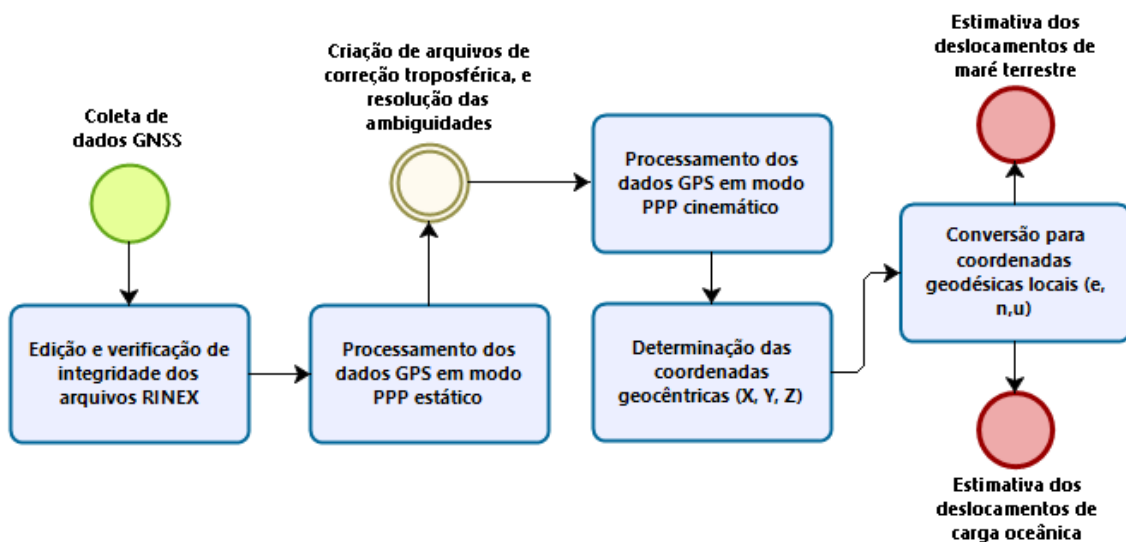


Figura 39: Fluxograma da sequência de processamento para estimativa das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.

No tratamento dos dados utilizados, de acordo com o fluxo apresentado na Figura 39, há a necessidade de realizar edição e verificação da integridade dos dados GNSS utilizados para evitar falhas que possam afetar o processamento.

Para atender à finalidade do trabalho, o processamento dos dados GNSS visando estimativa de posições e construção de séries temporais é realizado, inicialmente pelo método de Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) estático, apresentado por Zumberge *et al.* (1997), e na sequência utilizando o PPP no modo cinemático (Monico, 2008).

Todo o processamento de dados GNSS, visando alcançar melhor precisão nas coordenadas estimadas, pode ser realizado em duas etapas. A primeira envolve o processamento no modo estático, para que sejam solucionadas as ambiguidades e estimados os parâmetros de correção troposférica, dentre outros. A segunda envolve o

processamento no modo cinemático, utilizando-se as ambiguidades já solucionadas e os modelos de correção troposférica estimados na primeira etapa, em busca de obter uma melhor precisão do posicionamento.

Em todas as etapas de processamento de dados GNSS, são consideradas informações como: órbitas precisas e correção dos relógios dos satélites advindas do *International GNSS Service* (IGS), correção do centro de fase da antena, correção dos efeitos troposférico e ionosférico, correção do efeito do movimento do polo, correção do efeito de maré terrestre e correção do efeito de carga oceânica. No caso de estimativa das componentes de maré terrestre ou de carga oceânica, estes efeitos não são corrigidos durante a etapa de processamento GNSS.

De posse das soluções advindas dos processamentos, cujas coordenadas se apresentam no sistema cartesiano geocêntrico (X, Y, Z), estas são transformadas para o sistema geodésico local (e, n, u) para permitir a estimativa das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.

Dentre as componentes de onda de maré existentes, a Tabela 12 apresenta as 11 principais, das quais, de acordo com Yuan (2009), as 4 componentes diurnas (Q_1, O_1, P_1 e K_1) e as 4 semidiurnas (N_2, M_2, S_2 e K_2) são responsáveis por 98% de todo o sinal de maré.

Segundo Foreman e Henry (1989), todas as frequências de maré são combinações lineares dos 6 argumentos astronômicos, sendo eles: tempo médio lunar (τ), longitude média lunar (s), longitude média do Sol (h), longitude média do perigeu lunar (p), nodo ascendente lunar (n'), e longitude média do perigeu solar (p'). O período aproximado para cada uma destas 6 variáveis, são: 24.84 horas, 27 dias, 1 ano, 8.8 anos, 18.6 anos e 21000 anos. De forma geral, a análise harmônica requer o cálculo das amplitudes e fases para um número finito de funções senoidais com frequências conhecidas.

Tabela 12: Principais ondas de maré (Fonte: Adaptado de Melchior (1983))

Nome	i	Argumento	Frequência (°/h)	Origem
<i>Componentes de longo período</i>				
S _{sa}	057.555	$2h$	0,082137	S onda declinacional
M _m	065.455	$s - p$	0,544375	L onda elíptica
M _f	075.555	$2s$	1,098033	L onda declinacional
<i>Componentes diurnas</i>				
Q ₁	135.655	$(\tau - s) - (s - p)$	13,398661	L onda elíptica de O ₁
O ₁	145.555	$\tau - s$	13,943036	Onda lunar principal
P ₁	163.555	$t - h$	14,958931	Onda solar principal
K ₁	165.555	$\tau + s$	15,041069	Onda lunissolar diurna
<i>Componentes semidiurnas</i>				
N ₂	245.655	$2\tau - (s - p)$	28,439730	L maior onda elíptica de M ₂
M ₂	255.555	2τ	28,984104	Onda principal lunar
S ₂	273.555	$2t$	30,000000	S onda principal
K ₂	275.555	$2(\tau + s)$	30,082137	Onda lunissolar semidiurna

i corresponde ao número de Doodson, t o tempo médio solar, τ o tempo médio lunar, s a longitude média da Lua, p longitude média do perigeu lunar e h a longitude média do Sol.

O deslocamento devido a maré $x(t)$ pode ser determinado de acordo com a equação (6.1), conforme apresentado por Agnew (2005):

$$x(t) = \sum_{k=1}^K A_k \cos[2\pi f_k(t - t_0) + \phi_k^0(t_0) + \phi_k] \quad (6.1)$$

onde A_k e ϕ_k são as amplitudes e fases (constantes harmônicas) do que se deseja estimar, f_k são as frequências das diferentes componentes, e ϕ_k^0 são as fases para as componentes no tempo de referência t_0 .

6.3 Aquisição e caracterização dos dados

Neste trabalho, foi estabelecido como preceito a utilização de estações GNSS que estejam situadas dentro do território brasileiro. Para a escolha das estações a serem analisadas, foram utilizados os seguintes critérios: apresentar boa estabilidade da monumentação, para evitar que a movimentação da estação afete a estimativa das componentes de onda; possuir histórico de bom funcionamento, de modo a evitar longos períodos sem dados que possam prejudicar a estimativa das componentes; distribuição espacial visando cobrir em latitude e longitude o território brasileiro e; utilização de estações com maior e menor proximidade ao oceano, com o objetivo de se analisar a movimentação relacionada a carga oceânica em função da distância ao oceano. Além destes, foi definido um período mínimo de 9 anos de funcionamento para cada estação, pois, permite abranger o ciclo completo de 4 dos seis 6 argumentos astronômicos, de acordo com os períodos descritos anteriormente.

Utilizando o critério apresentado, foram escolhidas 5 estações GNSS (Tabela 13 e Figura 40), estabelecidas nas cidades de Belém/PA (BELE), Brasília/DF (BRAZ), Eusébio/CE (BRFT), Manaus/AM (NAUS) e Santa Maria/RS (SMAR). Vale ressaltar que as cinco estações são integrantes da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) e da rede SIRGAS-CON (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas – Monitoramento Contínuo), e seus dados diários são disponibilizados de forma gratuita no sítio da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Tabela 13: Informações sobre as estações utilizadas para a determinação das componentes de maré terrestre e carga oceânica

Estação	Latitude	Longitude	Dados utilizados		Local de instalação
			Início*	Fim*	
BELE	-1.40877778	-48.46252778	001/2004	246/2018	CENSIPAM (Belém/PA)
BRAZ	-15.94747222	-47.87786111	002/2002	265/2018	IBGE (Brasília/DF)
BRFT	-03.87744444	-38.42552778	001/2006	071/2018	INPE (Eusébio/CE)
NAUS	-03.02291667	-60.05500000	001/2006	147/2018	CENSIPAM (Manaus/AM)
SMAR	-29.71891667	-53.71658333	001/2003	265/2018	UFMS (Santa Maria/RS)

*Dia juliano/ano

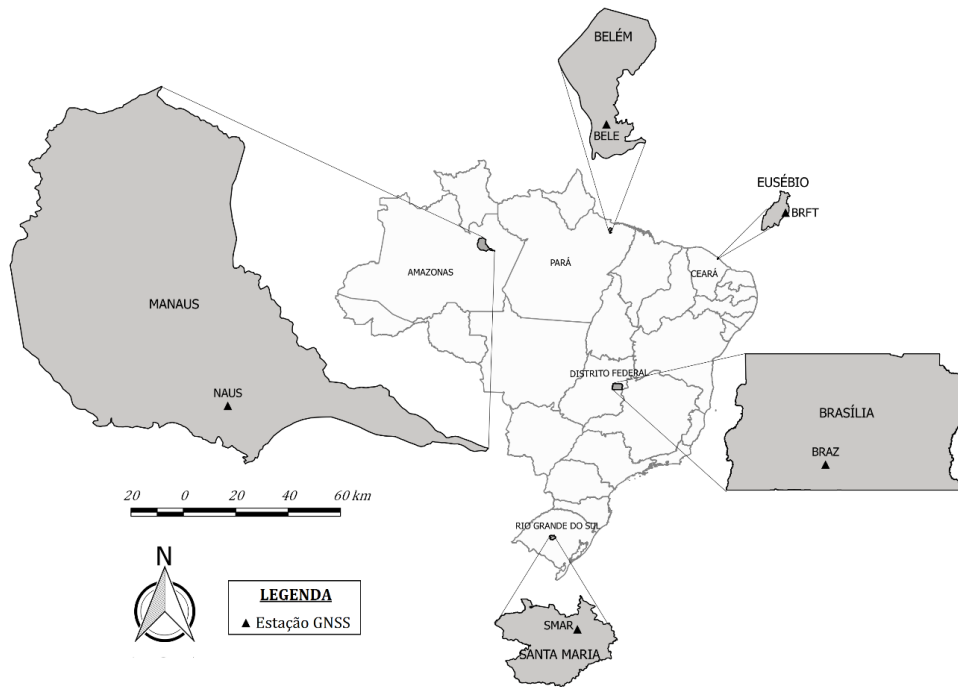


Figura 40: Localização das estações GNSS utilizadas.

Atualmente, as estações BELE, BRAZ e NAUS estão equipadas com receptores GNSS da marca Trimble, modelo NetR9, ligado a uma antena Zephyr Geodetic Model II. A estação BRFT está em funcionamento com um receptor Leica modelo GRX 1200 Pro, em conjunto com uma antena Leica AX10, enquanto a estação SMAR utiliza um receptor Trimble modelo NetR8, ligado a uma antena Zephyr Geodetic Model II. Outra informação relevante é que os dados GNSS obtidos possuem taxa de amostragem de 15 segundos ($\approx 0,067$ Hz) por registro, com exceção de BRFT, que possui taxa de 30 segundos ($\approx 0,033$ Hz), sendo que todos estão em formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*).

6.4 Determinação das Componentes de Maré Terrestre e de Carga Oceânica

Para a determinação das 11 componentes principais de onda de maré terrestre e de carga oceânica utilizando dados de posicionamento GPS, seguiu-se a metodologia apresentada no item 6.2.

A primeira etapa executada foi a edição e padronização dos arquivos RINEX de todas as estações, onde as informações referentes ao nome da estação, nomenclatura dos equipamentos e altura da antena contidas no cabeçalho do arquivo foram verificadas. Também foi analisada a integridade dos arquivos RINEX, utilizando o programa TEQC (*Translate, Edit and Quality Check*), com o objetivo de se evitar falhas durante o processamento dos dados.

A estratégia de processamento dos dados GPS é similar a apresentada por Allinson *et al.* (2004), King *et al.* (2005) e Thomas *et al.* (2007). Para determinar as coordenadas no sistema cartesiano geocêntrico, foram processados os dados diários de cada estação, utilizando o programa *GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software* (GIPSY/OASIS), em sua versão 6.4.

Para solução das ambiguidades e determinação dos parâmetros de correção troposférica a serem aplicados no processamento cinemático, foi realizado o processamento preliminar empregando o método PPP no modo estático (Monico, 2008).

O processamento no modo cinemático foi empregado para estimar um valor de coordenada a cada 300 segundos, de forma a facilitar a avaliação dos deslocamentos altimétrico e planimétrico sofridos pela estação ao longo do tempo, visando a extração de informações relacionadas ao deslocamento em função dos efeitos de maré terrestre e de carga oceânica.

A Tabela 14 apresenta a estratégia utilizada para a determinação das coordenadas GPS no modo cinemático.

Tabela 14: Parâmetros e modelos utilizados no processamento GPS

Intervalo de processamento	300 segundos
Correção de 2ª ordem da Ionosfera	Arquivos IONEX (<i>Ionosphere Exchange</i>)
Função de mapeamento da troposfera	Função de mapeamento de Viena
Correções de órbita, relógio e centro de fase da antena	JPL (<i>Jet Propulsion Laboratory</i>)
Modelo de correção de carga oceânica	FES2004
Modelo de correção de maré terrestre	IERS 2010
Sistema de referência	ITRF2008 (órbitas IGB08)

Neste trabalho, foram utilizadas órbitas não fiduciais, pois, de acordo com Blewitt *et al.* (1992), este tipo de órbita está livre de erros relacionados ao sistema de referência empregado.

As cinco estações utilizadas neste trabalho são GNSS, mas apenas as observações GPS foram utilizadas, pois, o programa de processamento GIPSY/OASIS em sua versão 6.4, utilizada neste trabalho, só realiza o processamento das observáveis GPS.

Neste trabalho foram realizados 3 processamentos distintos utilizando o modo cinemático, para cada uma das estações. O primeiro processamento, denominado SGMT, foi realizado utilizando-se todas as correções apresentadas na Tabela 14, com exceção da correção de carga oceânica, que não foi aplicada. O segundo processamento, denominado SGCO, contou com a correção de todos os efeitos citados, mas a correção de maré terrestre não foi utilizada. Já no terceiro processamento, denominado SGCOMT, foram aplicadas todas as correções, inclusive as de maré terrestre e de carga oceânica. Desta maneira, ao estimar as componentes de maré terrestre e de carga oceânica e utilizá-las nos dados processados, foi possível comparar os resultados dos processamentos.

Ao finalizar o processamento, às coordenadas no sistema cartesiano geocêntrico foram aplicados os valores dos vetores de velocidade de cada uma das estações analisadas, com o objetivo de que todas as coordenadas calculadas estejam referidas à mesma época, permitindo a comparação da variação posicional ao longo das séries temporais. Posteriormente, as coordenadas cartesianas geocêntricas foram transformadas em coordenadas no sistema geodésico local.

Para a geração da série temporal, a primeira coordenada calculada foi utilizada como referência, sendo subtraída de todas as coordenadas subsequentes. Este procedimento foi utilizado para que fosse possível observar apenas a variação posicional ao longo do tempo.

Seguindo a metodologia apresentada em 6.2, foi realizada a estimativa das amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda de maré terrestre e de carga oceânica (Tabela 12), utilizando a rotina denominada *Tidal Fitting Toolbox*, desenvolvida pelo Professor Aslak Grinsted, da Universidade de Copenhague.

A determinação das componentes de onda foi realizada por meio de incremento de dados na série temporal, sendo um incremento mensal até o primeiro ano, trimestral até o segundo ano e anual até que fosse completada a série temporal de cada uma das

estações. Optou-se pelo processamento ser realizado desta forma para que fosse possível acompanhar a convergência dos valores de amplitude e fase ao longo das séries históricas analisadas.

As amplitudes e fases foram estimadas, primeiramente, para as componentes de onda de maré terrestre e, posteriormente, para as componentes de carga oceânica. Para o cálculo das componentes de onda de maré terrestre foi utilizado como entrada a solução SGCO. No caso da determinação das componentes de onda de carga oceânica, foi utilizado como dado de entrada a solução SGMT.

Para que fossem utilizadas na estimativa das amplitudes e fases das componentes de onda, as séries temporais geradas no GIPSY passaram por uma edição visando a eliminação de erros grosseiros. Essa edição se baseou na eliminação de pontos que ultrapassavam o valor de desvio padrão da série temporal a 99,7% de confiança.

Como o método utilizado na estimativa das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica não determina individualmente cada uma das 11 componentes, não foi possível estimar o desvio padrão das amplitudes e fases calculadas.

O comportamento da amplitude e da fase determinadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, das estações Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria, para cada uma das direções e , n e u , pode ser visto nas Figuras 41, 42, 43, 44 e 45.

BELE - Componentes de Maré Terrestre

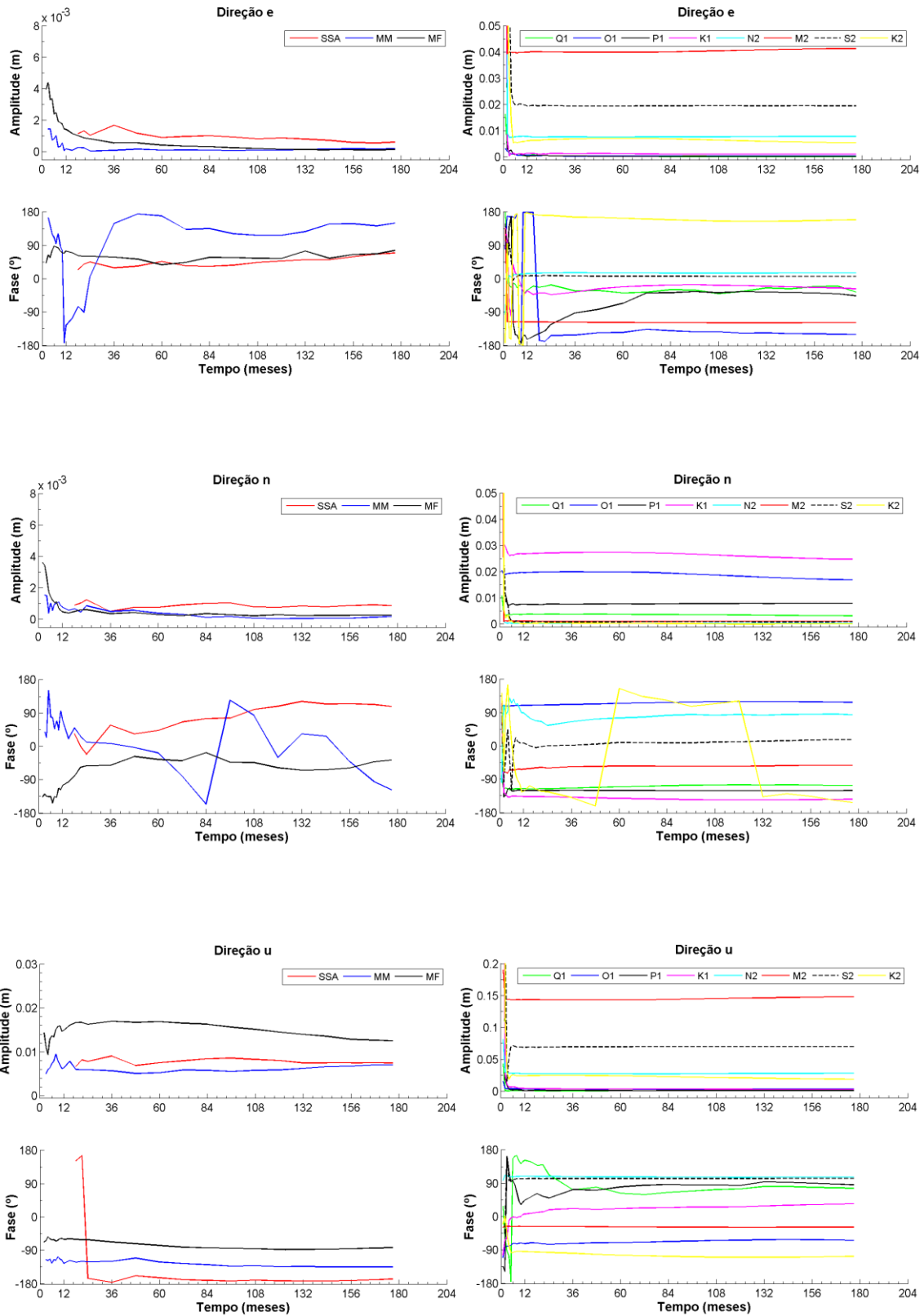


Figura 41: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BELE.

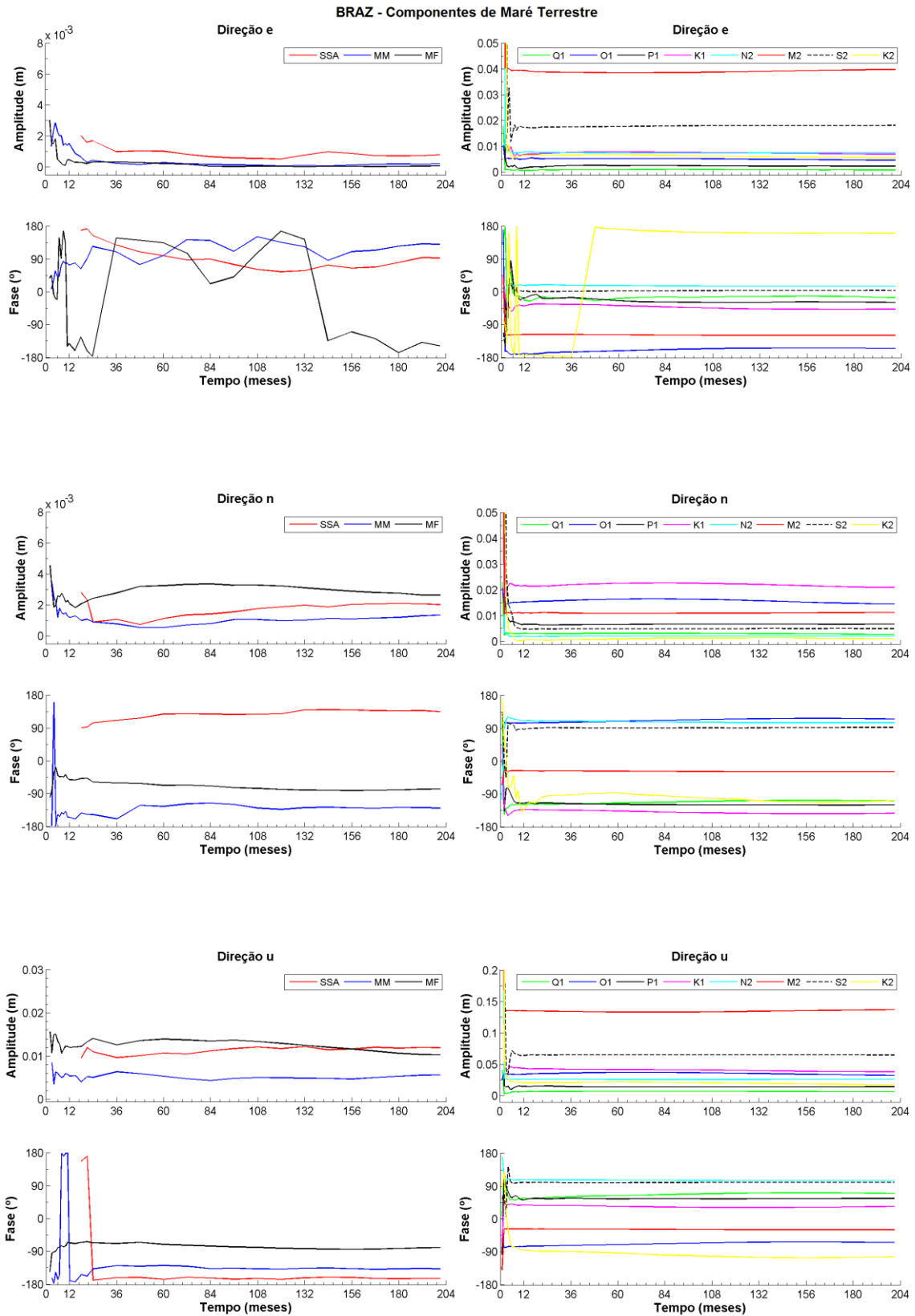


Figura 42: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BRAZ.

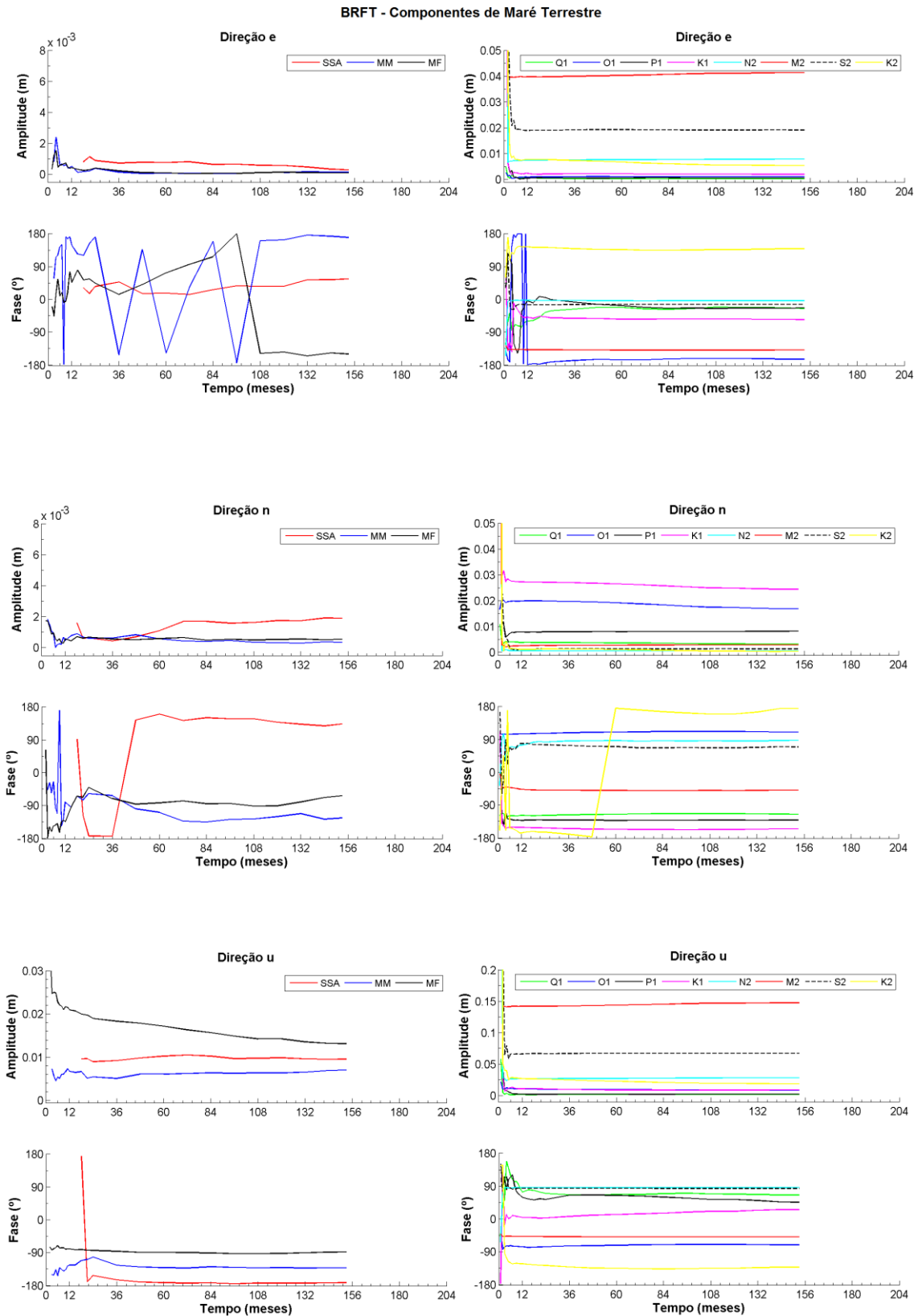


Figura 43: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BRFT.

NAUS - Componentes de Maré Terrestre

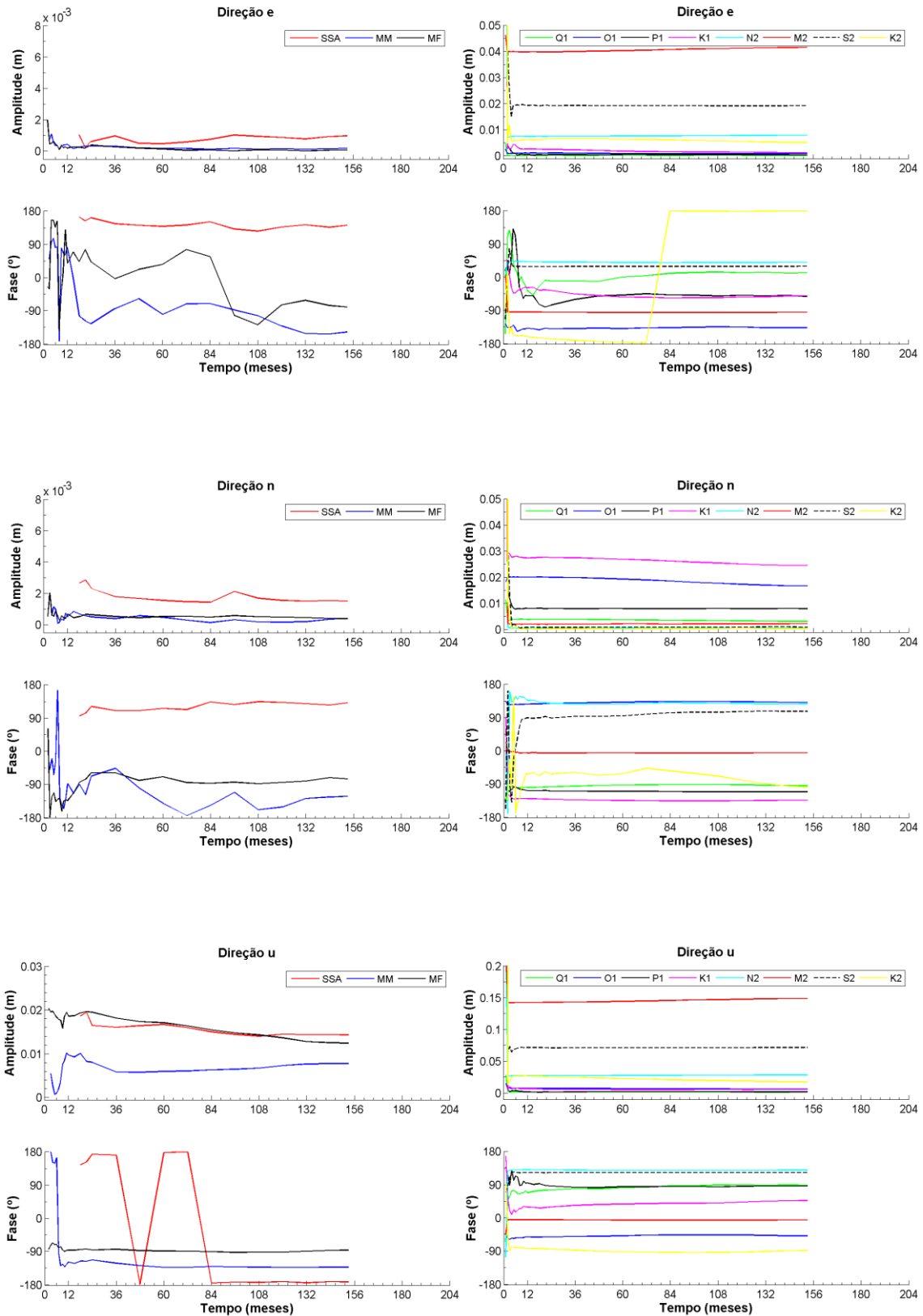


Figura 44: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções *e*, *n* e *u* da estação NAUS.

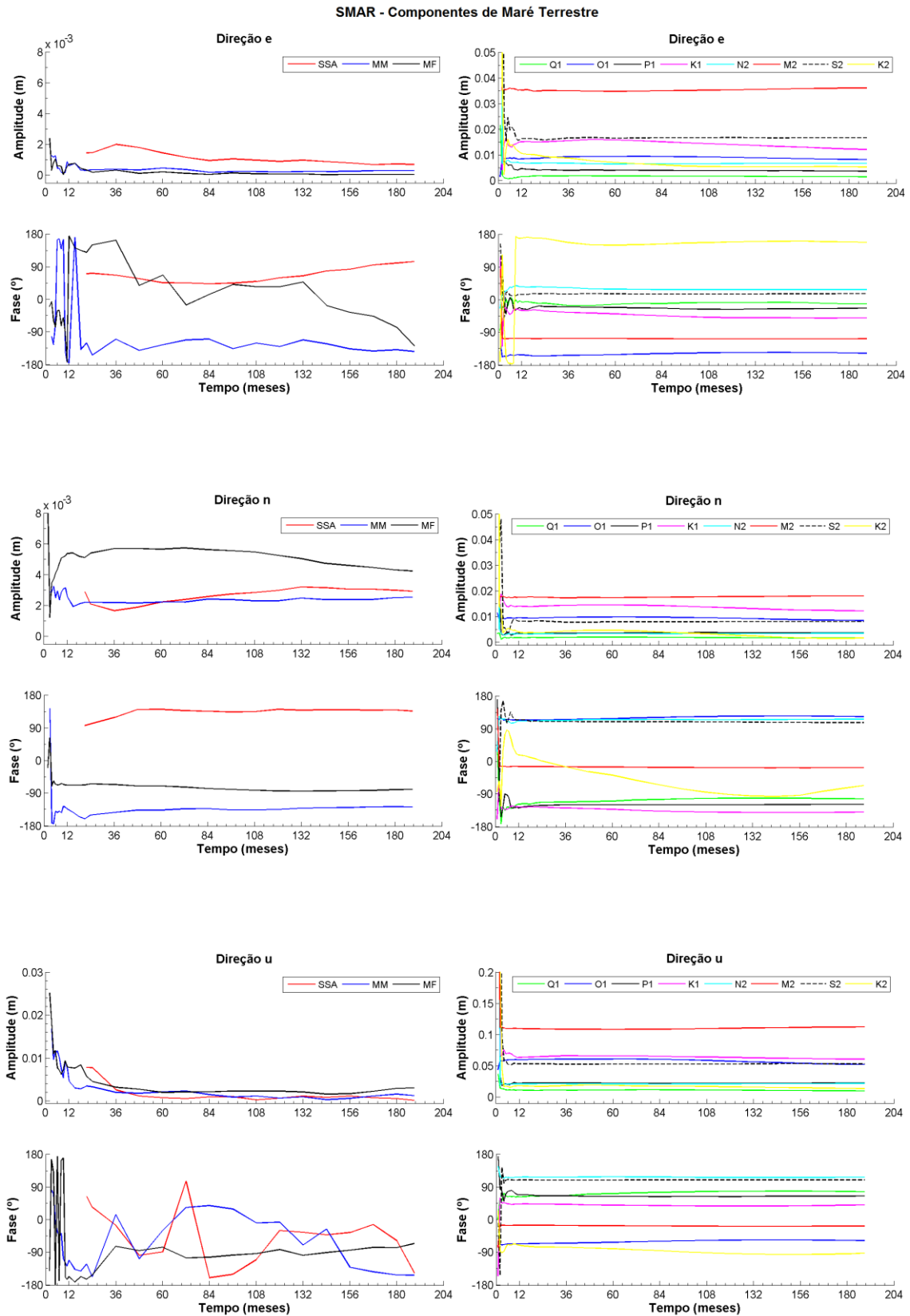


Figura 45: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, para as direções *e*, *n* e *u* da estação SMAR.

A Tabela 15, mostra tempo de convergência das amplitudes (A) e fases (F), em meses, para cada uma das 11 componentes principais de maré terrestre.

Tabela 15: Tempo de convergência, em meses, das amplitudes e fases das 11 componentes principais de maré terrestre das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções *e*, *n* e *u*.

Onda	Dir.	BELE		BRAZ		BRFT		NAUS		SMAR	
		A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
SSA	e	148	168	144	180	120	NC	144	144	168	NC
	n	108	144	156	132	132	NC	36	84	108	48
	u	24	132	96	24	24	48	96	84	48	NC
MM	e	132	156	24	NC	12	120	108	144	84	156
	n	NC	156	168	180	60	108	72	132	24	36
	u	84	144	60	24	48	36	84	36	84	NC
MF	e	148	108	36	84	96	96	96	132	132	NC
	n	120	96	120	72	72	NC	12	72	NC	84
	u	84	144	168	84	108	24	120	10	36	NC
Q1	e	15	96	6	21	8	36	6	48	15	72
	n	6	72	4	24	9	8	2	4	3	24
	u	3	12	6	36	2	24	3	36	2	48
O1	e	8	24	6	48	72	4	108	36	144	72
	n	12	2	120	72	96	36	72	3	2	60
	u	2	18	3	36	2	3	3	9	12	24
P1	e	60	36	24	36	48	10	24	18	18	36
	n	10	15	36	48	10	12	6	12	6	8
	u	10	60	8	12	6	120	3	24	3	24
K1	e	84	24	132	48	120	24	96	72	168	168
	n	108	84	132	84	24	6	84	6	96	84
	u	60	72	15	4	3	96	3	48	12	6
N2	e	48	24	6	36	6	24	15	12	12	48
	n	24	60	6	48	5	4	3	18	3	6
	u	2	6	2	2	3	3	2	2	2	2
M2	e	12	12	15	12	3	4	18	3	15	60
	n	24	4	6	3	3	2	2	2	2	2
	u	4	2	2	2	4	2	2	2	2	2
S2	e	48	72	15	12	36	6	24	60	36	36
	n	12	10	10	24	10	12	4	84	12	15
	u	10	10	8	6	6	6	6	6	6	4
K2	e	48	132	15	NC	48	108	84	144	168	156
	n	108	NC	84	84	36	120	4	132	96	NC
	u	24	15	5	60	6	24	5	24	3	96

A partir da análise das Figuras 41, 42, 43, 44 e 45 e da Tabela 15, observa-se:

- Em relação a componente S_{sa} , mesmo contando com a utilização de grandes séries temporais, por algumas vezes a fase não convergiu. No caso da estação BRFT, que possui a menor série histórica, e da estação SMAR, a fase desta componente não pôde ser determinada para duas direções, demonstrando que pode ser necessário um período maior de observação nestas estações para que esta componente possa ser determinada com precisão;

- As componentes M_m e M_f , demonstram convergência dos valores de amplitude entre o 12° e o 180° mês. No caso das fases estimadas, iniciam a convergência entre o 10° e o 180° mês de observação, dependendo da direção observada. O que chama atenção é a estação SMAR, com 3 valores de fase que não convergiram (NC);

- Observando-se as componentes diurnas, é possível verificar que todas as amplitudes foram determinadas, sendo que para algumas direções e estações analisadas, a sua convergência inicia no 2° mês, necessitando, em alguns casos, de um tempo máximo de 168 meses para convergência. Para o caso das fases das componentes diurnas, também apresentam convergência entre o 2° e o 168° mês, sendo que todas as fases apresentaram convergência. A componente K_1 é a que apresenta, de um modo geral, os piores resultados de convergência;

- A partir da análise das componentes semidiurnas, pode-se concluir que alguns valores de amplitude apresentam um bom ajuste, desde o 2° mês observado, chegando a um tempo máximo de 168 meses para convergência. As fases estimadas apresentam convergência entre o 2° e o 156° mês de observação. Os piores resultados de convergência, na maioria dos casos, estão relacionados a componente K_2 . De todas as 11 componentes analisadas, a onda M2 foi a que apresentou, na maioria das vezes, o menor tempo de convergência de suas amplitudes e fases quando comparada as outras.

Nas Figuras 46, 47, 48, 49 e 50, apresentadas a seguir, são mostrados os tempos de convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, das estações Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria, para cada uma das direções e , n e u .

BELE - Componentes de Carga Oceânica

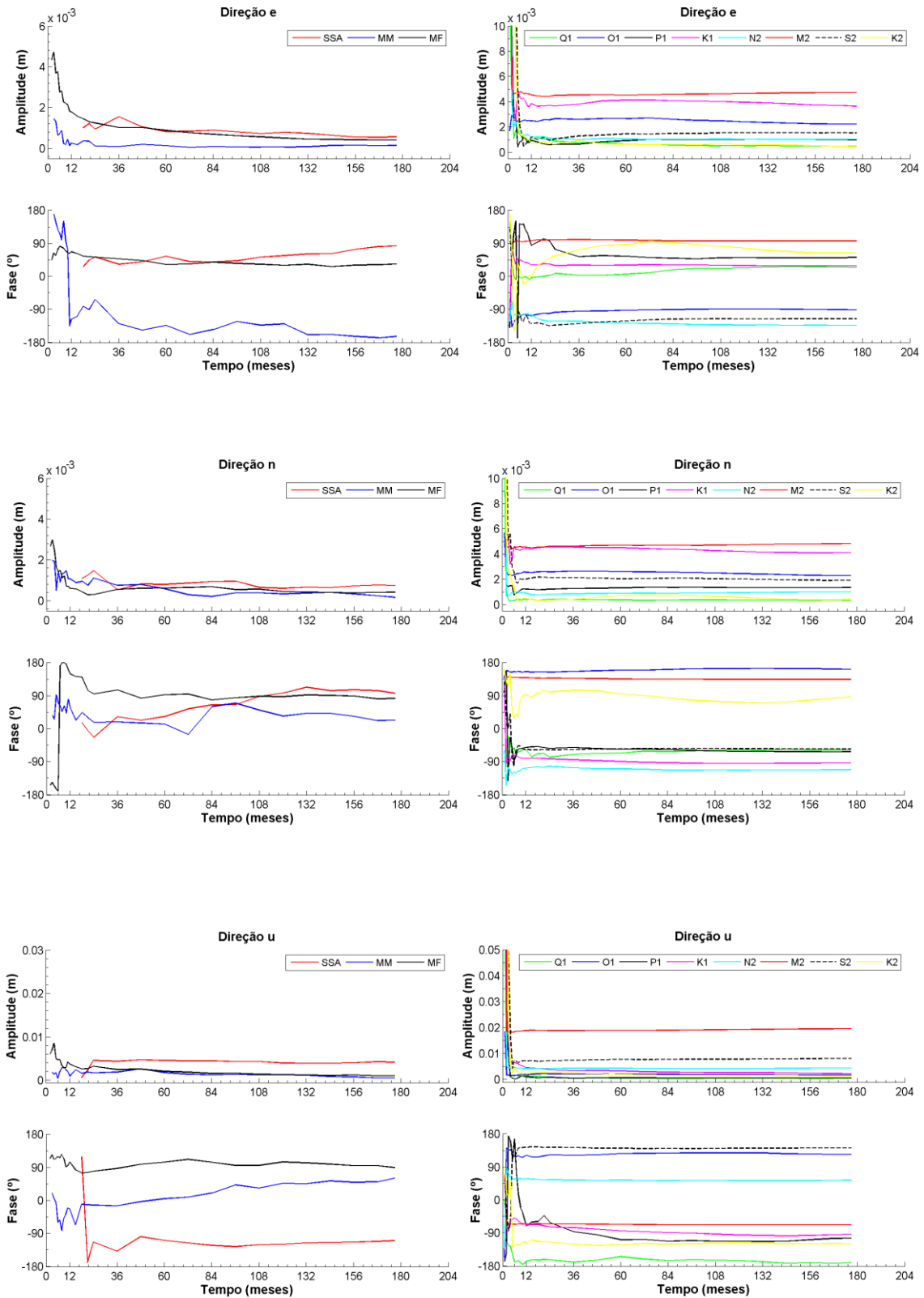


Figura 46: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BELE.

BRAZ - Componentes de Carga Oceânica

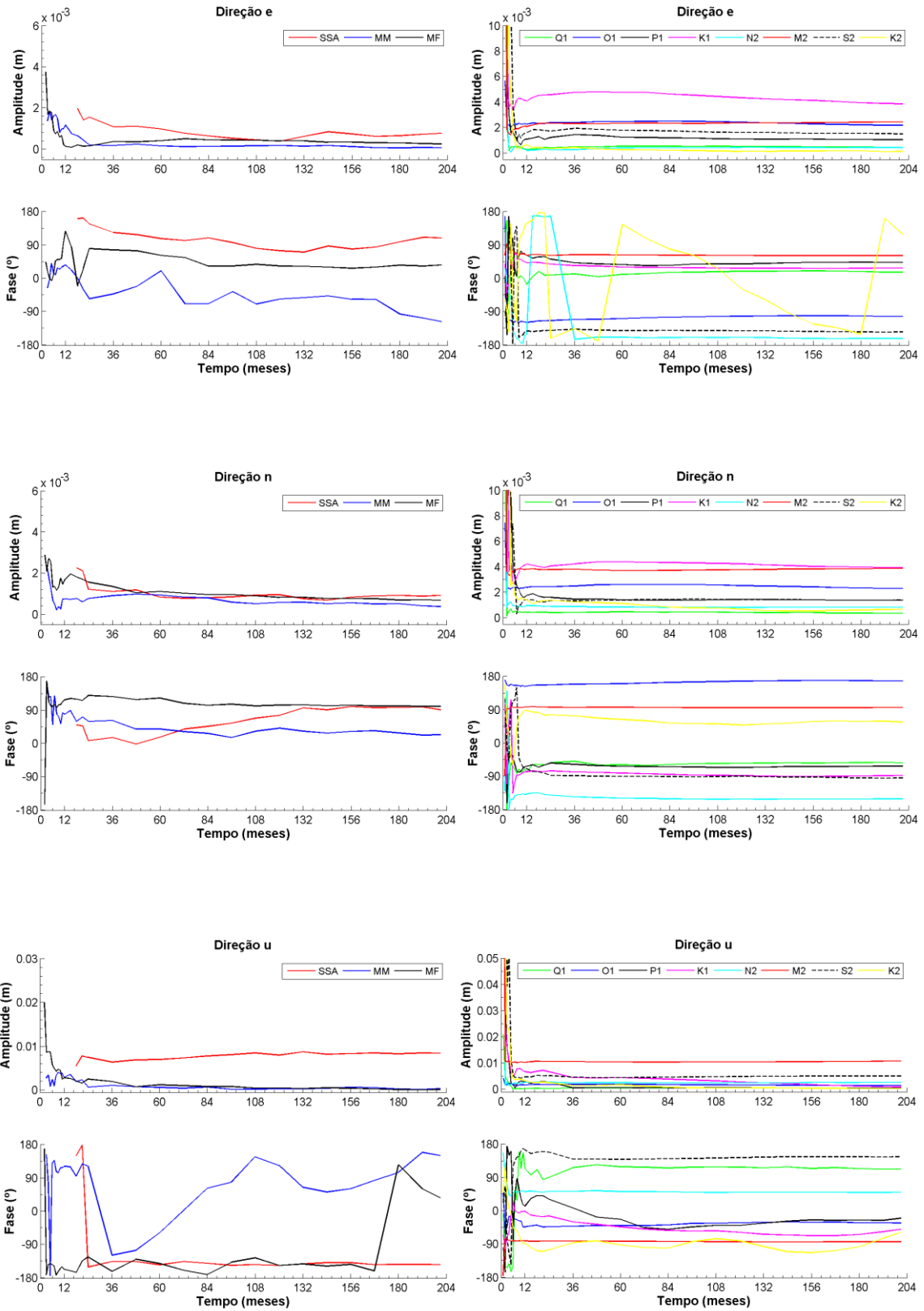


Figura 47: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BRAZ.

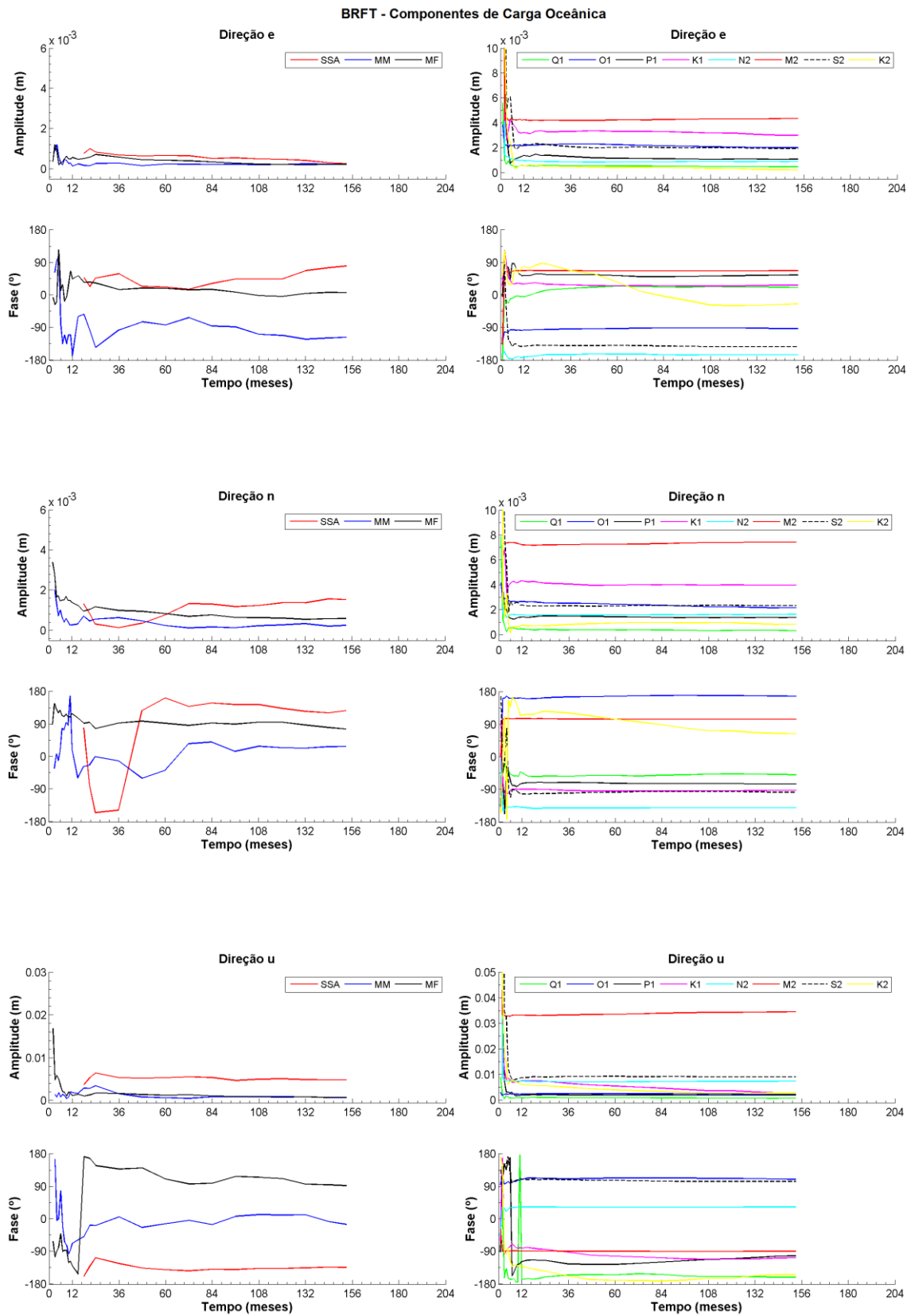


Figura 48: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções *e*, *n* e *u* da estação BRFT.

NAUS - Componentes de Carga Oceânica

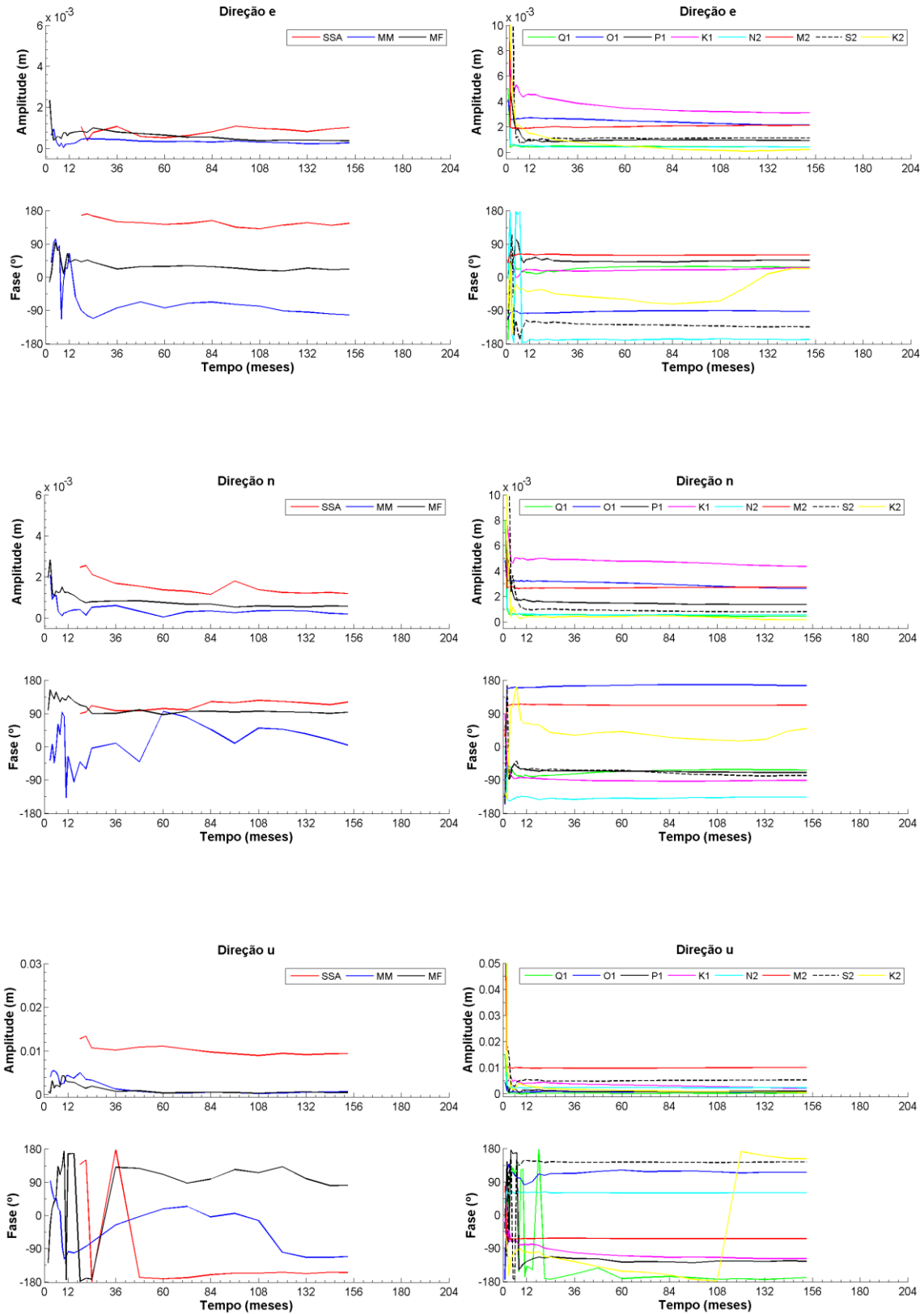


Figura 49: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções *e*, *n* e *u* da estação NAUS.

SMAR - Componentes de Carga Oceânica

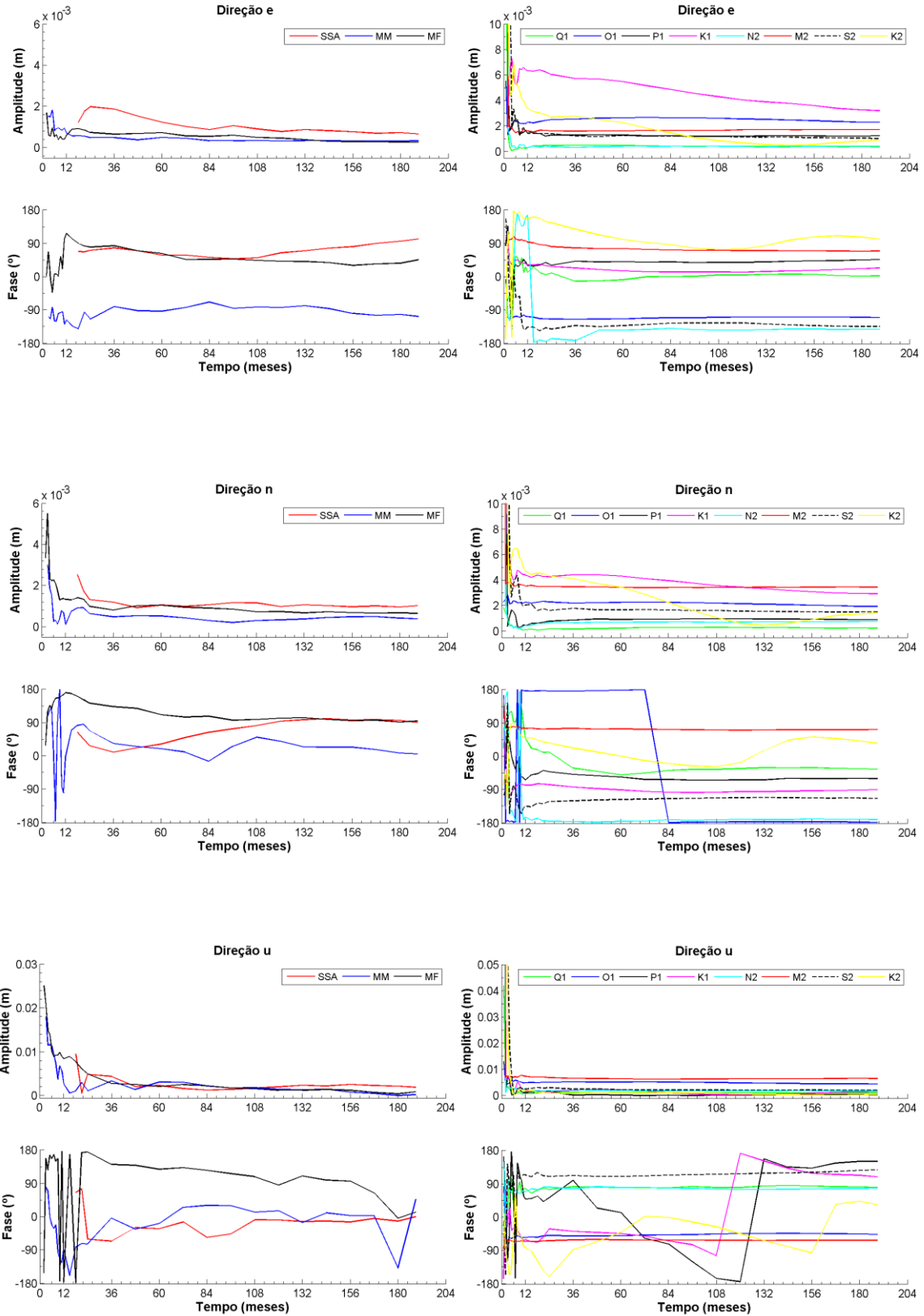


Figura 50: Convergência das amplitudes e fases estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, para as direções *e*, *n* e *u* da estação SMAR

Na Tabela 16, são apresentados os tempos de convergência das amplitudes (A) e fases (F), em meses, para cada uma das 11 componentes principais de carga oceânica.

Tabela 16: Tempo de convergência, em meses, das amplitudes e fases das 11 componentes principais de carga oceânica, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções *e*, *n* e *u*.

Onda	Dir.	BELE		BRAZ		BRFT		NAUS		SMAR	
		A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
SSA	e	108	156	84	192	36	NC	84	48	84	NC
	n	48	120	24	132	72	132	108	84	24	120
	u	24	60	108	60	15	48	24	84	48	108
MM	e	12	132	24	NC	8	132	12	120	15	156
	n	72	168	96	108	12	108	48	NC	24	148
	u	72	132	60	NC	36	NC	36	132	108	NC
MF	e	96	60	36	84	36	108	60	36	72	132
	n	36	48	48	72	60	NC	18	21	24	96
	u	72	96	108	NC	9	132	36	148	108	NC
Q1	e	12	84	2	72	6	48	2	36	6	72
	n	3	60	2	15	4	6	4	36	5	84
	u	2	6	6	36	3	24	3	60	6	24
O1	e	4	24	2	48	2	6	84	6	12	3
	n	2	2	2	24	7	5	84	3	2	84
	u	2	12	2	15	2	12	2	24	2	18
P1	e	36	36	12	36	9	12	6	12	15	24
	n	10	10	18	12	5	12	15	12	24	60
	u	2	60	36	120	6	132	3	60	36	168
K1	e	12	12	132	36	9	7	60	8	168	36
	n	6	24	12	60	6	8	108	6	156	60
	u	18	72	108	120	132	72	36	72	12	156
N2	e	6	15	4	36	6	15	2	12	3	48
	n	2	12	2	36	4	3	3	6	18	18
	u	2	4	3	3	3	6	2	2	2	15
M2	e	3	5	12	8	2	2	2	2	4	24
	n	2	2	3	2	2	2	2	2	4	2
	u	2	2	1	2	6	2	2	2	2	2
S2	e	18	36	9	12	6	6	12	9	24	36
	n	7	7	9	24	6	9	12	84	15	24
	u	6	9	6	36	12	8	8	10	9	24
K2	e	12	132	6	NC	8	108	60	144	108	144
	n	7	84	60	72	12	108	8	144	168	NC
	u	9	6	24	NC	60	108	15	148	6	168

A partir da análise das Figuras 46, 47, 48, 49 e 50, e da Tabela 16, pode-se realizar as seguintes ponderações:

- A componente de longo período apresentou convergência entre o 15° e o 196° mês para as amplitudes e fases, tendo apenas duas ocorrências de não convergência (NC);

- As componentes M_m e M_f apresentaram convergência dos valores de amplitude entre o 12° e o 180° mês. No caso das fases estimadas, o tempo de convergência ficou entre o 21° e o 168° mês, mas vale ressaltar que 8 valores de fase não convergiram;

- Em relação as componentes diurnas, é possível verificar que todas as amplitudes e fases convergiram. Tanto para as amplitudes quanto para as fases, a convergência se deu entre o 2° e o 168° mês. Assim como ocorreu para os parâmetros estimados de maré terrestre, a componente K_1 foi a que precisou, analisando de maneira geral, dos maiores períodos para convergência;

- A partir da análise das componentes semidiurnas, pode-se observar que muitos valores de amplitude convergem logo no 2° mês observado, apresentando como tempo máximo um período de 168 meses para convergência. As fases estimadas também apresentam o mesmo período de convergência, entre o 2° e o 168° mês de observação. Os piores resultados de convergência, em geral, estão relacionados a componente K_2 . Assim como ocorreu com as componentes estimadas de maré terrestre, a componente M_2 foi a que precisou de menos tempo, na maioria das vezes, para que suas amplitudes e fases convergissem.

Na Tabela 17, são apresentados os valores de amplitude (A) e fase (F) estimados para as 11 componentes principais de maré terrestre, das estações Belém, Brasília, Eusébio, Manaus e Santa Maria, para cada uma das direções *e*, *n* e *u*. Além desta, as Figuras 51, 52, 53, 54 e 55 trazem as análises acerca dos resultados obtidos pela solução PPP (Gipsy) utilizando os modelos teóricos de correção de maré terrestre e de carga oceânica, comparando aos resultados obtidos utilizando os deslocamentos de maré terrestre determinados neste trabalho. Também são apresentados parâmetros estatísticos, nas Tabelas 18, 19, 20, 21 e 22.

Tabela 17: Amplitudes (A), em metros, e fases (F), em graus, estimadas para as 11 componentes principais de maré terrestre, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções *e*, *n* e *u*.

Onda	Dir.	BELE		BRAZ		BRFT		NAUS		SMAR	
		A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
SSA	e	0,0006	69	0,0008	93	0,0003	56	0,0010	142	0,0007	104
	n	0,0009	108	0,0020	135	0,0019	133	0,0015	131	0,0030	136
	u	0,0074	-168	0,0120	-165	0,0095	-173	0,0143	-173	0,0002	-147
MM	e	0,0002	150	0,0002	130	0,0001	169	0,0002	-148	0,0003	-144
	n	0,0002	-118	0,0013	-130	0,0003	-124	0,0004	-123	0,0025	-128
	u	0,0070	-135	0,0056	-139	0,0070	-132	0,0077	-133	0,0013	-154
MF	e	0,0001	76	0,0001	-149	0,0001	-150	0,0001	-80	0,0001	-128
	n	0,0003	-37	0,0026	-78	0,0005	-63	0,0004	-75	0,0042	-80
	u	0,0125	-83	0,0103	-80	0,0132	-88	0,0124	-86	0,0031	-67
Q1	e	0,0001	-36	0,0009	-15	0,0003	-25	0,0002	12	0,0016	-12
	n	0,0032	-107	0,0028	-109	0,0032	-115	0,0032	-94	0,0017	-104
	u	0,0008	76	0,0062	70	0,0014	66	0,0012	88	0,0098	77
O1	e	0,0004	-151	0,0047	-155	0,0011	-164	0,0009	-137	0,0083	-148
	n	0,0169	118	0,0145	116	0,0169	110	0,0167	131	0,0085	123
	u	0,0030	-64	0,0323	-65	0,0082	-71	0,0061	-49	0,0521	-58
P1	e	0,0003	-46	0,0024	-29	0,0006	-23	0,0005	-53	0,0037	-24
	n	0,0079	-120	0,0067	-120	0,0082	-131	0,0080	-111	0,0038	-119
	u	0,0010	86	0,0140	57	0,0022	45	0,0018	87	0,0225	65
K1	e	0,0011	-28	0,0070	-47	0,0020	-55	0,0013	-50	0,0122	-50
	n	0,0248	-144	0,0209	-143	0,0244	-156	0,0245	-134	0,0122	-140
	u	0,0029	35	0,0381	34	0,0090	26	0,0056	47	0,0608	41
N2	e	0,0078	16	0,0076	16	0,0079	-4	0,0079	40	0,0068	28
	n	0,0003	84	0,0022	106	0,0006	87	0,0005	127	0,0035	117
	u	0,0281	107	0,0262	105	0,0281	86	0,0284	129	0,0215	117
M2	e	0,0412	-119	0,0397	-119	0,0413	-139	0,0414	-95	0,0361	-108
	n	0,0011	-52	0,0112	-29	0,0029	-49	0,0022	-6	0,0181	-17
	u	0,1477	-28	0,1368	-30	0,1477	-49	0,1485	-6	0,1121	-18
S2	e	0,0195	6	0,0181	4	0,0191	-14	0,0191	30	0,0167	17
	n	0,0008	17	0,0050	93	0,0013	69	0,0010	107	0,0081	107
	u	0,0698	103	0,0648	101	0,0670	83	0,0715	123	0,0530	109
K2	e	0,0054	159	0,0055	161	0,0054	139	0,0052	180	0,0053	158
	n	0,0001	-153	0,0011	-108	0,0004	175	0,0003	-98	0,0017	-67
	u	0,0186	-108	0,0171	-104	0,0187	-132	0,0176	-89	0,0133	-93

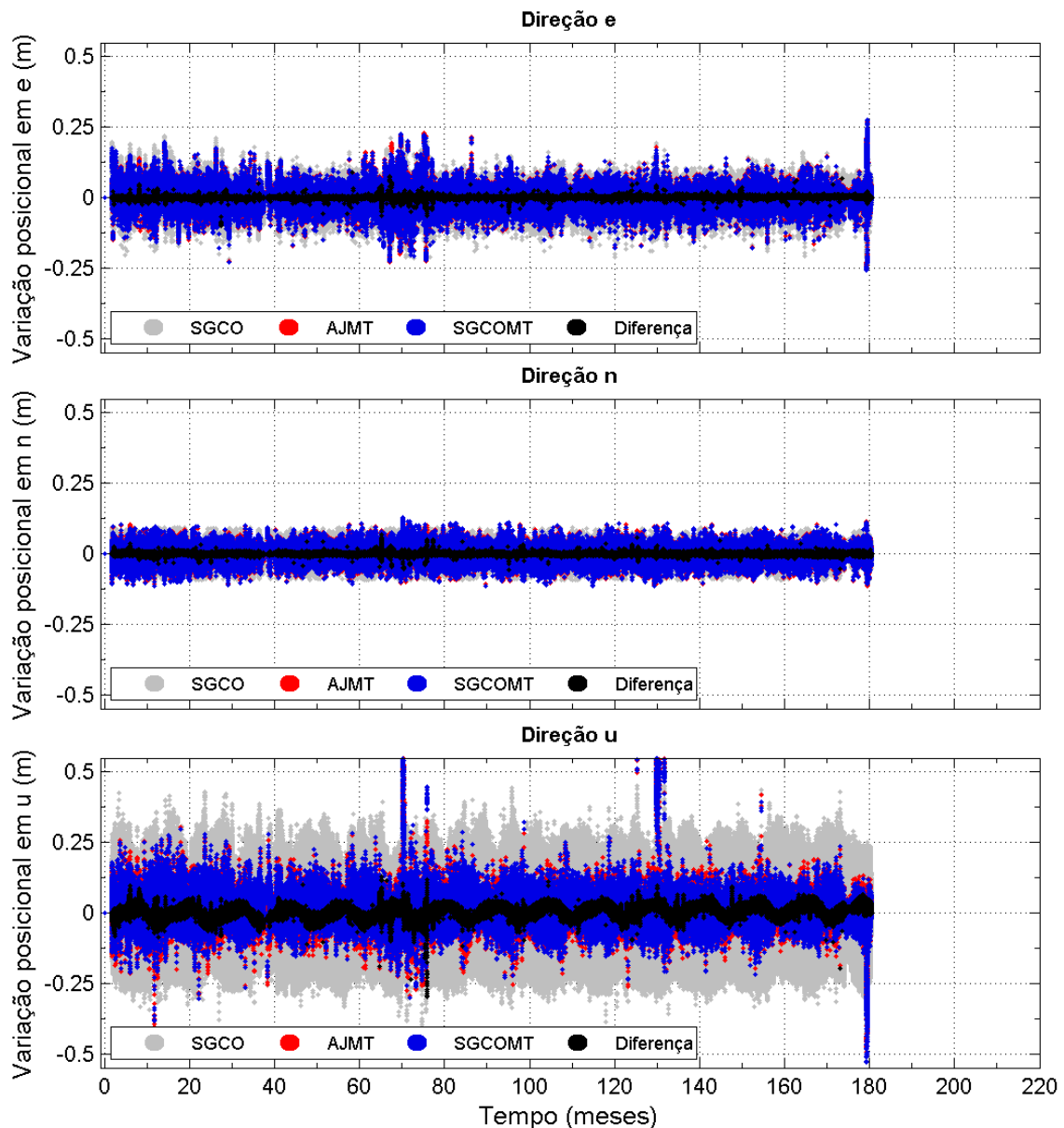


Figura 51: Variação posicional em e , n , e u , da estação BELE, onde SGCO refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de maré terrestre, AJMT refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho na solução SGCO, SGCMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de maré terrestre na solução SGCO, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJMT e SGCMT.

Tabela 18: Análise estatística dos dados da estação BELE, utilizando a correção de maré terrestre.

	AJMT			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,001	0,001	-0,000	-0,003
Desvio padrão	0,013	0,011	0,026	0,013	0,011	0,031
Mínimo	-0,250	-0,116	-0,496	-0,257	-0,116	-0,530
Máximo	0,276	0,121	0,685	0,275	0,128	0,676
Assimetria	0,24	-0,17	2,91	0,31	-0,24	1,67
Curtose	36,5	8,41	73,4	36,7	9,25	34,4

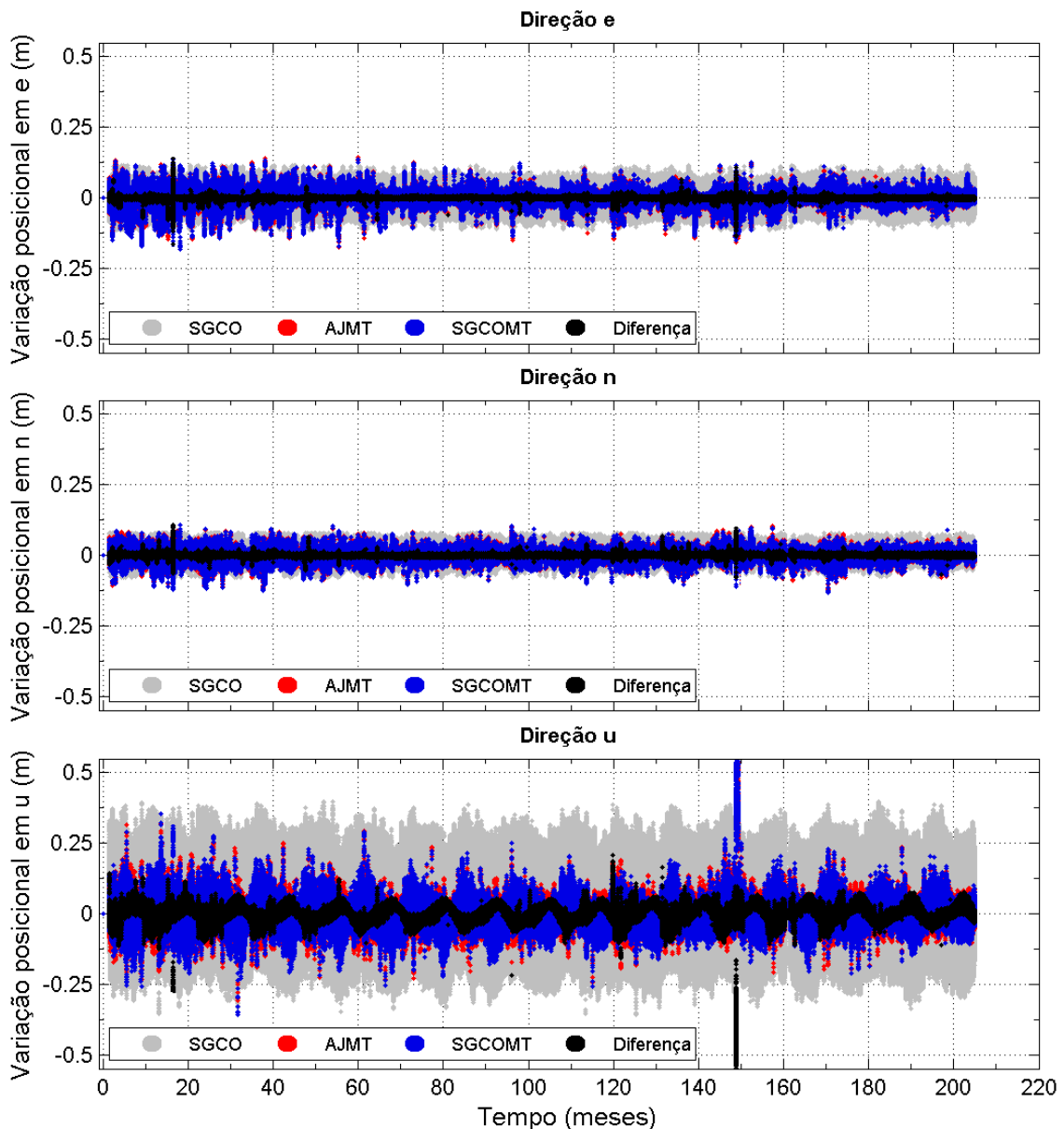


Figura 52: Variação posicional em e , n , e u , da estação BRAZ, onde SGCO refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de maré terrestre, AJMT refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho na solução SGCO, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de maré terrestre na solução SGCO, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT.

Tabela 19: Análise estatística dos dados da estação BRAZ, utilizando a correção de maré terrestre.

	AJMT			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,011	0,011	0,027	0,011	0,010	0,035
Mínimo	-0,183	-0,124	-0,306	-0,194	-0,130	-0,359
Máximo	0,141	0,109	0,568	0,138	0,100	0,611
Assimetria	-0,838	-0,046	0,230	-0,962	-0,216	0,643
Curtose	17,2	5,74	9,41	22,1	7,46	13,1

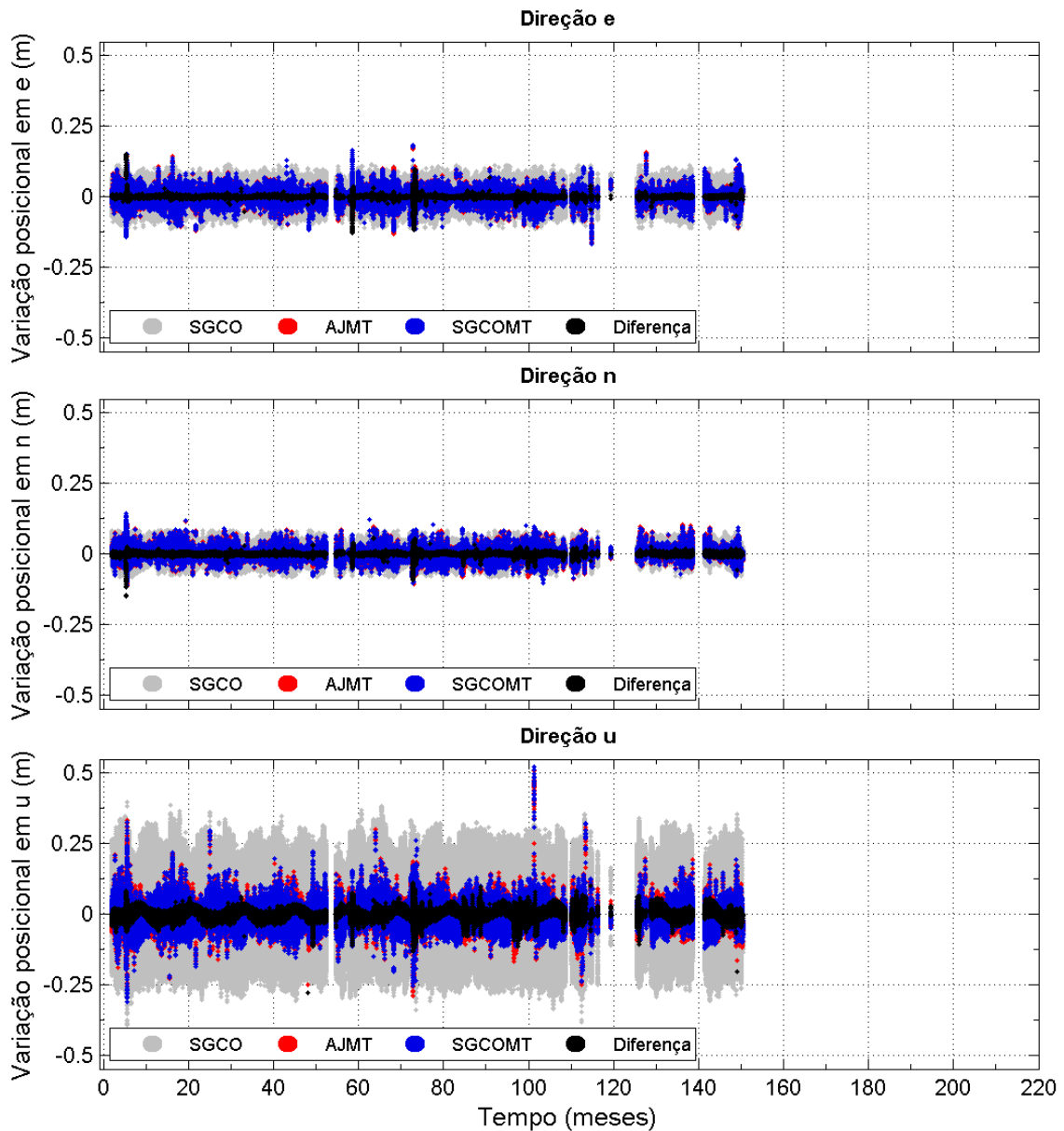


Figura 53: Variação posicional em e , n , e u , da estação BRFT, onde SGCO refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de maré terrestre, AJMT refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho na solução SGCO, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de maré terrestre na solução SGCO, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT.

Tabela 20: Análise estatística dos dados da estação BRFT, utilizando a correção de maré terrestre.

	AJMT			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,009	0,010	0,022	0,009	0,010	0,025
Mínimo	-0,170	-0,115	-0,291	-0,169	-0,111	-0,311
Máximo	0,181	0,122	0,556	0,182	0,144	0,569
Assimetria	0,037	0,246	0,221	-0,018	0,241	0,010
Curtose	19,2	5,75	12,2	20,3	6,45	7,98

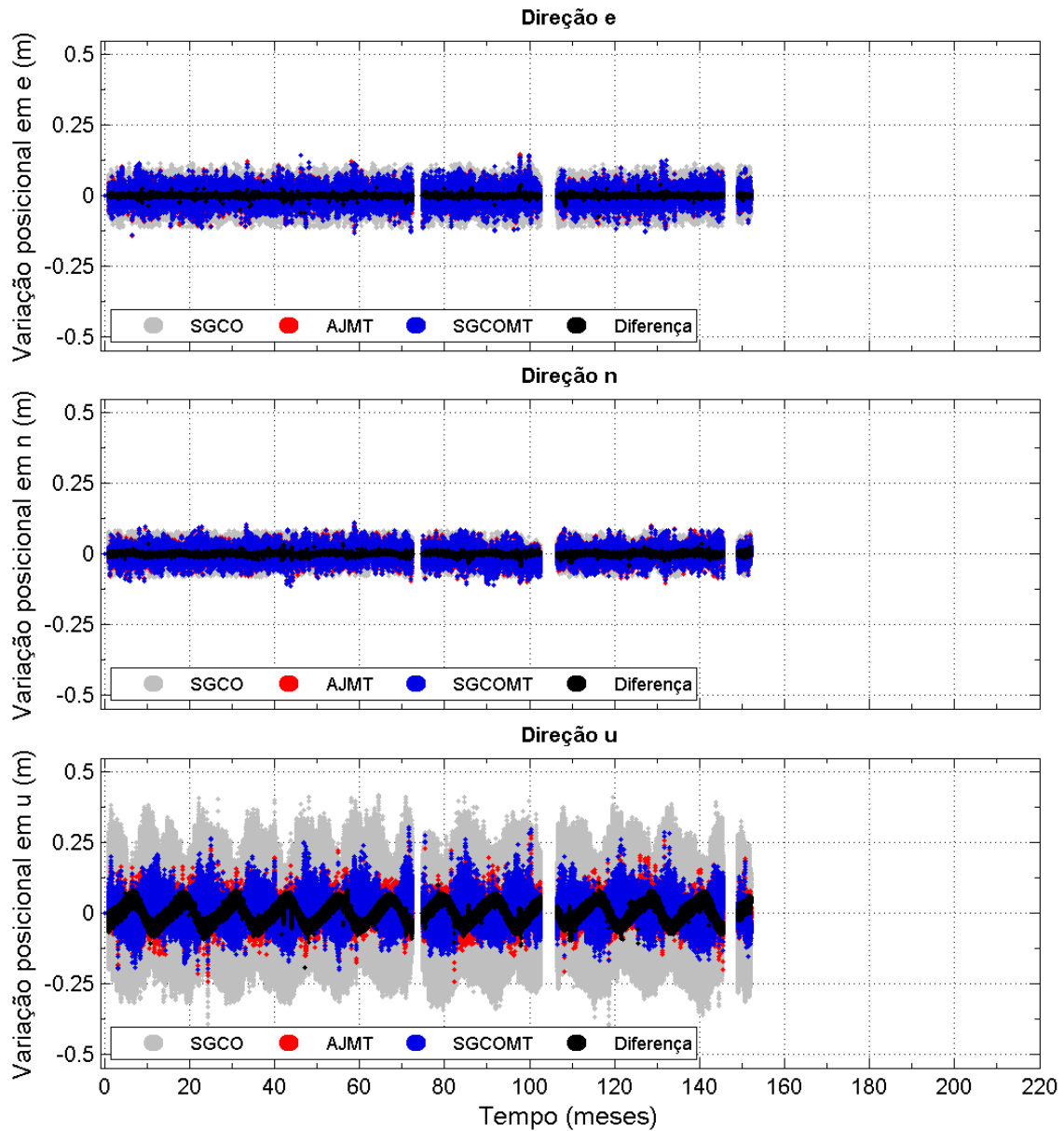


Figura 54: Variação posicional em e , n , e u , da estação NAUS, onde SGCO refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de maré terrestre, AJMT refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho na solução SGCO, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de maré terrestre na solução SGCO, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT.

Tabela 21: Análise estatística dos dados da estação NAUS, utilizando a correção de maré terrestre.

	AJMT			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,010	0,012	0,024	0,010	0,012	0,041
Mínimo	-0,142	-0,115	-0,245	-0,139	-0,114	-0,199
Máximo	0,145	0,106	0,276	0,144	0,112	0,303
Assimetria	0,013	-0,317	0,178	0,036	-0,363	0,088
Curtose	10,8	4,91	4,56	10,9	5,06	2,69

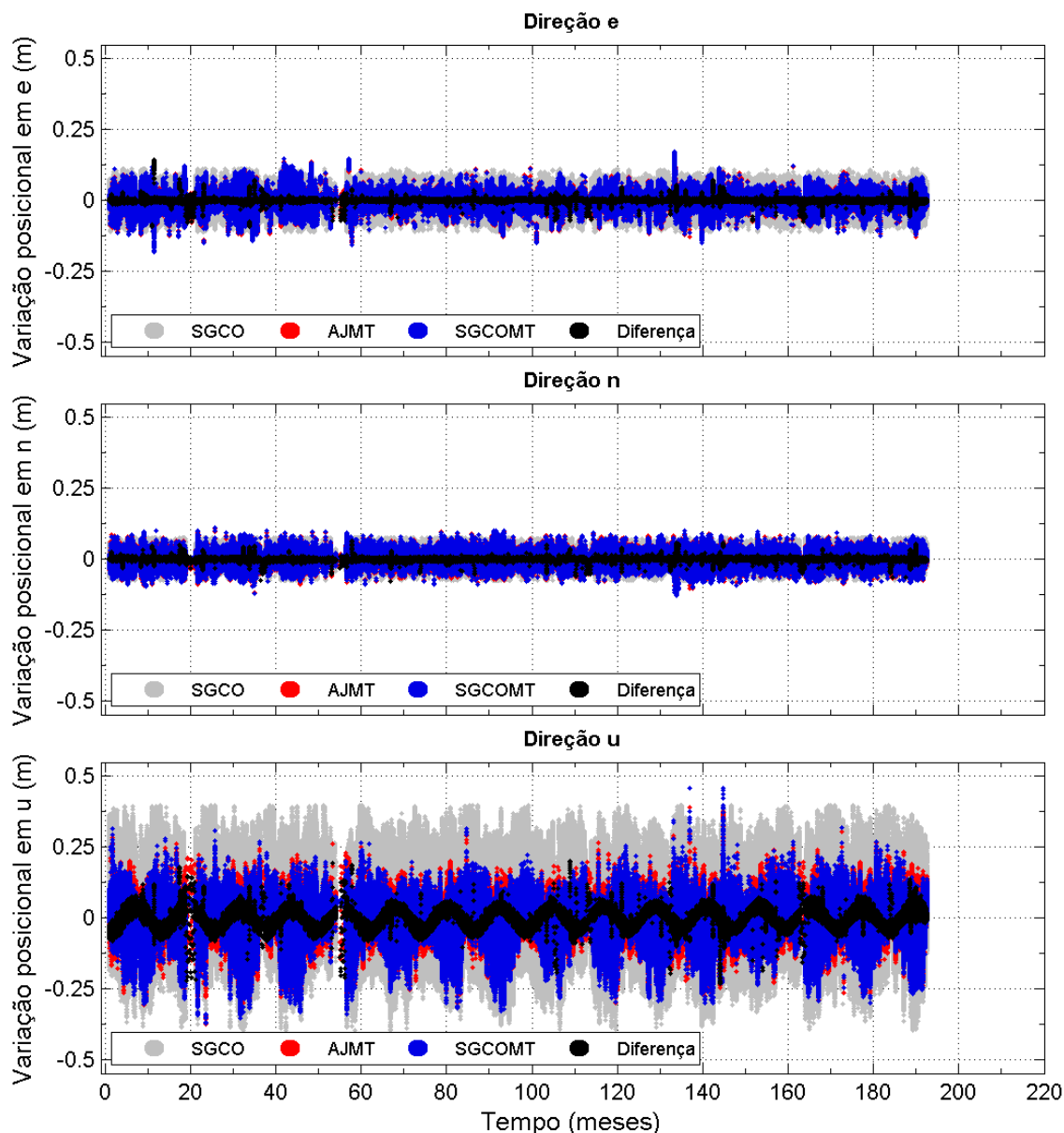


Figura 55: Variação posicional em e , n , e u , da estação SMAR, onde SGCO refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de maré terrestre, AJMT refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de maré terrestre calculados neste trabalho na solução SGCO, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de maré terrestre na solução SGCO, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJMT e SGCOMT.

Tabela 22: Análise estatística dos dados da estação SMAR, utilizando a correção de maré terrestre.

	AJMT			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,012	0,013	0,048	0,012	0,013	0,055
Mínimo	-0,159	-0,118	-0,377	-0,184	-0,128	-0,371
Máximo	0,173	0,107	0,389	0,173	0,110	0,459
Assimetria	-0,219	-0,007	-0,394	-0,112	-0,010	-0,579
Curtose	14,7	5,84	4,37	15,8	6,07	4,08

Observando a Tabela 17, é possível verificar que o efeito de maré terrestre apresenta maior magnitude na componente vertical (u) quando comparada as componentes horizontais (e e n). Isto ocorre porque a deformação terrestre, relacionada a força de maré, tem um maior efeito sobre a componente altimétrica do que sobre a planimétrica. A componente de onda M_2 é a que apresenta maior amplitude, refletindo a realidade, pois, esta é a componente responsável pela maior contribuição dos deslocamentos de maré.

Observando o comportamento das ondas de maior amplitude (M_2 e S_2), é possível verificar que as 3 estações que estão mais ao Norte (BELE, NAUS e BRFT) apresentam um maior valor, e que conforme se desloca para o Sul, essa amplitude é menor em BRAZ, e ainda menor em SMAR. Isso ratifica que a força de maré tem maior intensidade na região próxima à linha do Equador e apresenta uma menor ação em direção aos Polos.

Em relação aos valores de fase, verifica-se que os menores valores de fase são da estação mais a Leste (BRFT) e os maiores são da estação mais a Oeste (NAUS).

Vale ressaltar que, como na época do processamento foram utilizados todos os dados disponíveis das 5 estações analisadas, os deslocamentos estimados neste trabalho foram aplicados sobre a mesma série temporal.

Pelas Figuras 51, 52, 53, 54 e 55, é possível observar que os sinais apresentados para as componentes e e n se sobrepõem, por estas componentes possuem uma menor variação posicional e sofrerem uma menor influência do efeito de maré terrestre, resultando em uma menor correção. Para a componente u , é possível observar o sinal SGCO (em cinza), e a redução da variação dos sinais após a aplicação da correção de maré terrestre utilizando os deslocamentos estimados (AJMT) e utilizando o modelo teórico de correção (SGCOMT), sendo que estes apresentaram comportamentos muito próximos. O sinal da diferença para a componente u , de todas as estações, mostram o mesmo comportamento em formato de senóide, sendo que, este fato pode estar relacionado a diferença de fase entre uma ou mais componentes de onda utilizadas. Além disso, como o efeito de carga hidrológica não foi corrigido no processamento dos dados, ele pode estar inserido junto ao sinal de longo período analisado. Outro fato que chama a atenção, é que o sinal da diferença apresenta amplitude inversa quando o comparado ao sinal SGCOMT. Isso fica mais evidente no gráfico da direção u da estação NAUS (Figura 54), e pode estar relacionado a não correção do efeito de carga hidrológica.

Pela análise estatística, os parâmetros avaliados para os sinais AJMT e SGCOMT mostraram-se bem próximos. No caso do desvio padrão, os valores da direção u foram sempre melhores quando foram aplicadas as correções utilizando os deslocamentos calculados, em comparação com a correção utilizando o modelo teórico.

A Tabela 23, apresentada a seguir, traz os coeficientes de correlação, entre a série temporal corrigida utilizando os deslocamentos de maré terrestre calculados e o modelo teórico de correção.

Tabela 23: Coeficiente de correlação entre as séries temporais AJMT e SGCOMT.

Estação	Coeficiente de correlação		
	e	n	u
BELE	0,97	0,94	0,78
BRAZ	0,97	0,94	0,68
BRFT	0,96	0,94	0,78
NAUS	0,98	0,93	0,53
SMAR	0,97	0,97	0,85

Analisando-se os coeficientes de correlação apresentados na Tabela 23, é possível observar uma alta correlação para as componentes e e n , variando de 0,93 a 0,98, e uma boa correlação para a componente u , com variação entre 0,53 a 0,85. Isso demonstra que os sinais são bem aderentes, sem serem exatamente iguais.

Os valores de amplitudes (A) e fases (F) estimados para o efeito de carga oceânica, das 11 componentes principais de onda de maré, das 5 estações analisadas, para as direções e , n e u , podem ser vistos na Tabela 24.

Nas Figuras 56, 57, 58, 59 e 60 são apresentados os gráficos para a análise entre os resultados obtidos pela solução Gipsy utilizando o modelo teórico de correção de carga oceânica, comparando aos resultados obtidos utilizando os parâmetros de correção de carga oceânica determinados neste trabalho. Além destas, as Tabelas 25, 26, 27, 28 e 29 apresentam parâmetros estatísticos visando facilitar a análise comparativa entre as correções utilizadas.

Tabela 24: Amplitudes (A), em metros, e fases (F), em graus, estimadas para as 11 componentes principais de carga oceânica, das estações BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, para as direções e, n e u.

Onda	Dir.	BELE		BRAZ		BRFT		NAUS		SMAR	
		A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
SSA	e	0,0006	83	0,0008	109	0,0003	80	0,0010	146	0,0066	101
	n	0,0007	97	0,0002	90	0,0015	127	0,0012	121	0,0010	90
	u	0,0042	-110	0,0084	-145	0,0048	-134	0,0094	-155	0,0019	0
MM	e	0,0001	-164	0,0001	-118	0,0002	-118	0,0003	-102	0,0003	-108
	n	0,0002	23	0,0004	24	0,0002	27	0,0002	4	0,0004	5
	u	0,0005	60	0,0003	150	0,0007	-16	0,0007	-112	0,0002	47
MF	e	0,0004	34	0,0002	36	0,0002	6	0,0004	21	0,0003	46
	n	0,0004	82	0,0007	100	0,0006	76	0,0006	93	0,0006	94
	u	0,0011	89	0,0001	36	0,0007	92	0,0005	82	0,0008	12
Q1	e	0,0005	24	0,0004	16	0,0005	20	0,0004	27	0,0004	2
	n	0,0003	-57	0,0003	-54	0,0003	-50	0,0004	-63	0,0002	-35
	u	0,0004	-172	0,0004	112	0,0007	-162	0,0003	-170	0,0010	80
O1	e	0,0022	-91	0,0022	-104	0,0020	-94	0,0021	-93	0,0023	-111
	n	0,0023	162	0,0023	167	0,0021	168	0,0026	166	0,0019	-179
	u	0,0017	124	0,0014	-33	0,0023	109	0,0006	116	0,0044	-47
P1	e	0,0010	52	0,0010	43	0,0011	55	0,0009	46	0,0012	46
	n	0,0014	-63	0,0014	-63	0,0014	-75	0,0014	-70	0,0009	-61
	u	0,0006	-105	0,0003	-20	0,0020	-103	0,0011	-125	0,0004	151
K1	e	0,0036	29	0,0039	27	0,0030	27	0,0031	26	0,0032	23
	n	0,0041	-94	0,0039	-88	0,0040	-93	0,0044	-91	0,0029	-91
	u	0,0023	-94	0,0009	-50	0,0029	-108	0,0021	-118	0,0017	109
N2	e	0,0010	-134	0,0004	-163	0,0009	-166	0,0004	-169	0,0004	-142
	n	0,0010	-112	0,0008	-151	0,0016	-141	0,0005	-136	0,0007	-171
	u	0,0043	54	0,0025	50	0,0074	33	0,0024	60	0,0019	78
M2	e	0,0047	96	0,0024	61	0,0043	67	0,0021	61	0,0017	69
	n	0,0048	134	0,0039	96	0,0074	104	0,0027	113	0,0034	72
	u	0,0195	-68	0,0106	-84	0,0345	-90	0,0101	-64	0,0065	-63
S2	e	0,0015	-116	0,0015	-145	0,0019	-144	0,0011	-135	0,0010	-135
	n	0,0019	-56	0,0014	-95	0,0023	-98	0,0008	-78	0,0015	-114
	u	0,0081	142	0,0050	146	0,0091	103	0,0054	144	0,0021	128
K2	e	0,0004	64	0,0001	119	0,0002	-25	0,0002	23	0,0009	102
	n	0,0004	86	0,0006	56	0,0008	64	0,0002	49	0,0014	35
	u	0,0014	-120	0,0003	-59	0,0029	-155	0,0005	153	0,0005	33

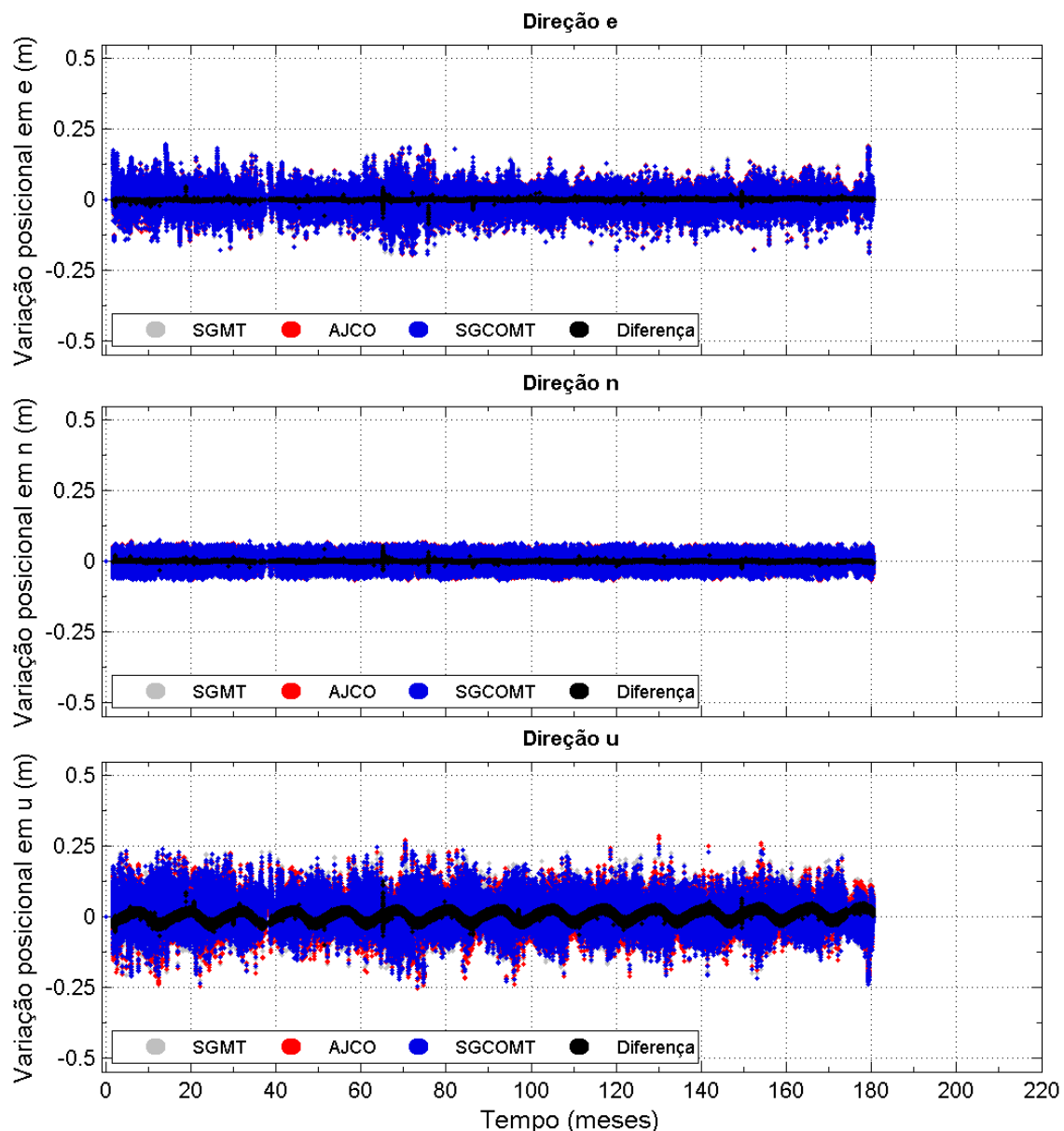


Figura 56: Variação posicional em e , n , e u , da estação BELE, onde SGMT refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de carga oceânica, AJCO refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho na solução SGMT, SGCMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de carga oceânica na solução SGMT, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJCO e SGCMT.

Tabela 25: Análise estatística dos dados da estação BELE, utilizando a correção de carga oceânica.

	AJCO			SGCMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004
Desvio padrão	0,012	0,010	0,022	0,012	0,010	0,029
Mínimo	-0,197	-0,068	-0,255	-0,195	-0,069	-0,248
Máximo	0,198	0,071	0,285	0,197	0,075	0,267
Assimetria	0,016	-0,134	0,299	0,116	-0,187	0,392
Curtose	25,9	5,94	8,24	24,9	5,79	5,27

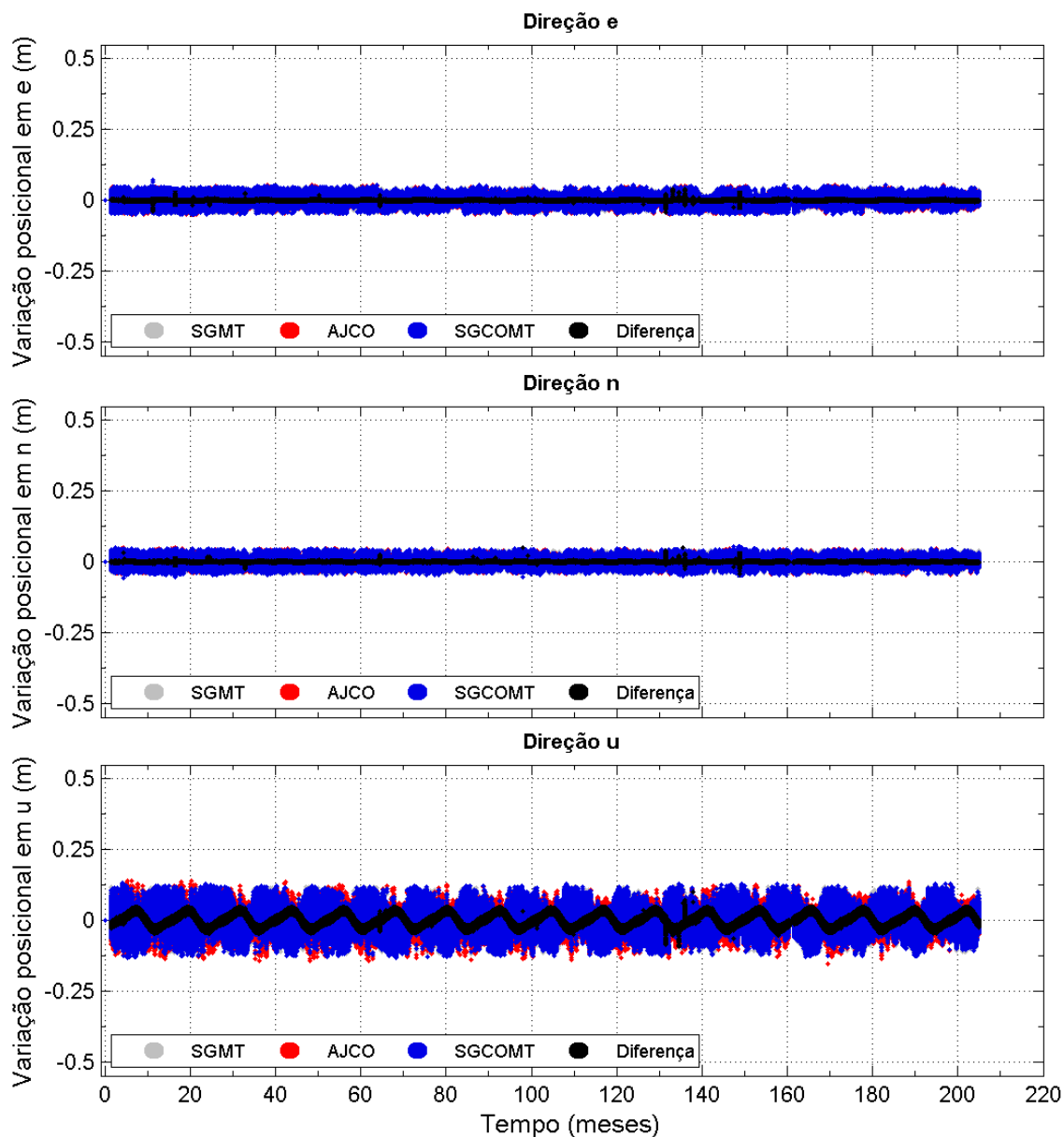


Figura 57: Variação posicional em e , n , e u , da estação BRAZ, onde SGMT refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de carga oceânica, AJCO refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho na solução SGMT, SGCMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de carga oceânica na solução SGMT, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJCO e SGCMT.

Tabela 26: Análise estatística dos dados da estação BRAZ, utilizando a correção de carga oceânica.

	AJCO			SGCMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,009	0,010	0,023	0,009	0,010	0,034
Mínimo	-0,052	-0,048	-0,154	-0,049	-0,052	-0,132
Máximo	0,055	0,048	0,139	0,053	0,052	0,121
Assimetria	-0,145	0,054	-0,180	-0,469	-0,079	0,554
Curtose	4,48	3,58	3,68	14,8	4,92	11,9

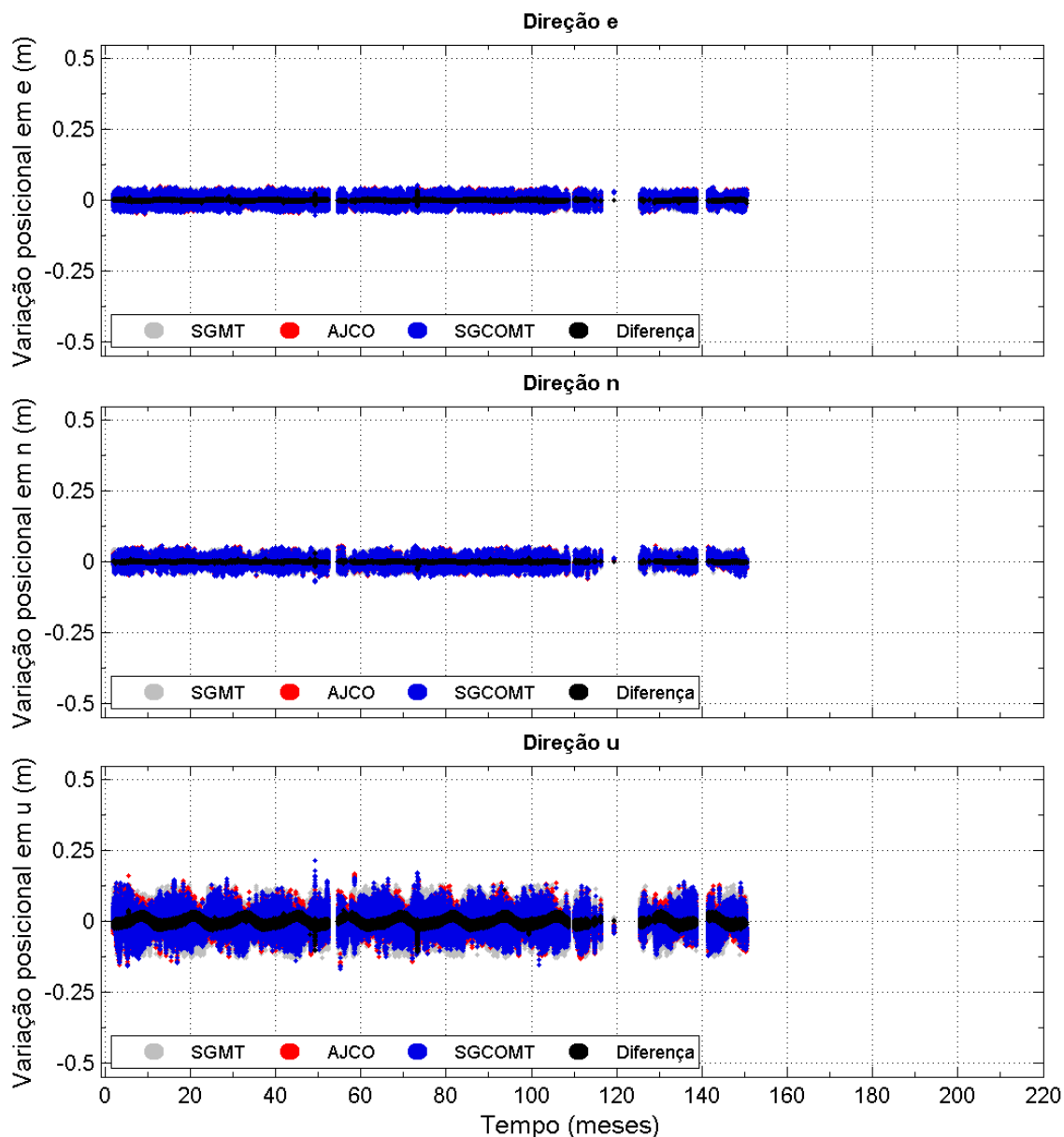


Figura 58: Variação posicional em e , n , e u , da estação BRFT, onde SGMT refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de carga oceânica, AJCO refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho na solução SGMT, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de carga oceânica na solução SGMT, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT.

Tabela 27: Análise estatística dos dados da estação BRFT, utilizando a correção de carga oceânica.

	AJCO			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,008	0,009	0,020	0,008	0,009	0,024
Mínimo	-0,049	-0,060	-0,154	-0,053	-0,070	-0,167
Máximo	0,050	0,056	0,167	0,053	0,056	0,215
Assimetria	0,020	0,192	-0,195	0,006	0,133	-0,245
Curtose	5,03	3,66	4,34	4,85	3,66	3,50

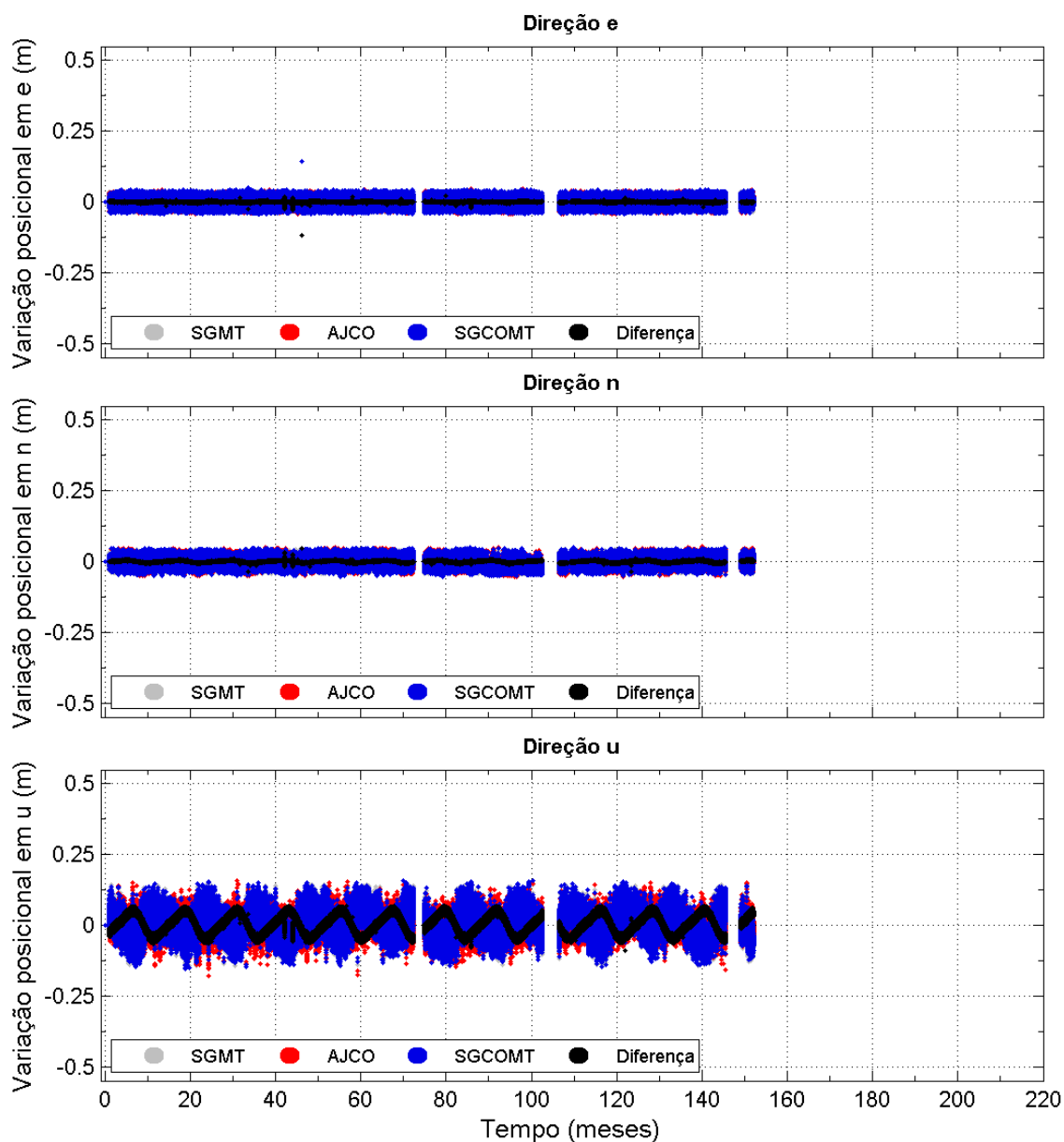


Figura 59: Variação posicional em e , n , e u , da estação NAUS, onde SGMT refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de carga oceânica, AJCO refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho na solução SGMT, SGCMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de carga oceânica na solução SGMT, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJCO e SGCMT.

Tabela 28: Análise estatística dos dados da estação NAUS, utilizando a correção de carga oceânica.

	AJCO			SGCMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Desvio padrão	0,009	0,011	0,022	0,009	0,011	0,041
Mínimo	-0,044	-0,054	-0,178	-0,043	-0,053	-0,153
Máximo	0,046	0,052	0,159	0,144	0,049	0,157
Assimetria	0,025	-0,325	0,067	0,040	-0,334	0,046
Curtose	4,12	3,62	3,63	4,15	3,64	2,49

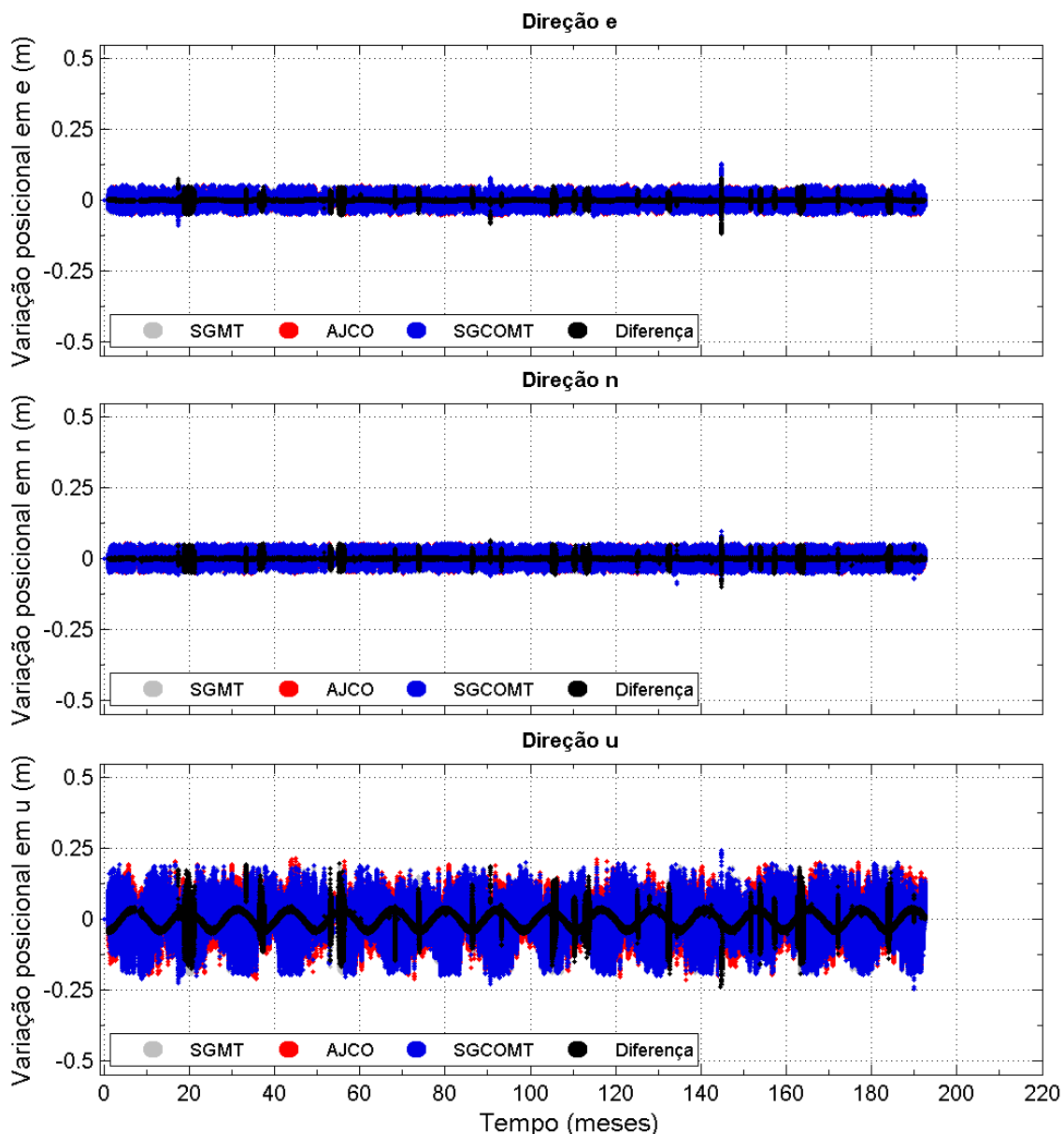


Figura 60: Variação posicional em e , n , e u , da estação SMAR, onde SGMT refere-se a solução Gipsy sem a aplicação de correção de carga oceânica, AJCO refere-se ao resultado após aplicação dos parâmetros de carga oceânica calculados neste trabalho na solução SGMT, SGCOMT refere-se a solução Gipsy aplicando-se o modelo teórico de correção de carga oceânica na solução SGMT, e Diferença é o resultado da subtração entre os sinais AJCO e SGCOMT.

Tabela 29: Análise estatística dos dados da estação SMAR, utilizando a correção de carga oceânica.

	AJCO			SGCOMT		
	e	n	u	e	n	u
Média	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Desvio padrão	0,010	0,012	0,045	0,010	0,011	0,051
Mínimo	-0,055	-0,058	-0,215	-0,090	-0,090	-0,248
Máximo	0,057	0,055	0,214	0,127	0,095	0,250
Assimetria	-0,065	0,099	-0,187	0,059	0,118	-0,361
Curtose	5,30	3,99	3,43	5,84	4,30	3,49

A partir da Tabela 24, é possível verificar que o efeito de carga oceânica apresenta maior deslocamento na componente vertical (u) quando comparada as componentes horizontais (e e n). Assim como acontece com o efeito de maré terrestre, isto ocorre porque a deformação terrestre tem um maior efeito sobre a componente altimétrica do que sobre a planimétrica.

Analisando separadamente as componentes M_2 e S_2 , que são as que apresentam as maiores amplitudes, é possível observar que o maior deslocamento em função da carga oceânica ocorre na estação BRFT, que se encontra a aproximadamente 6 km de distância do Oceano Atlântico. A estação BELE apresenta o 2º maior deslocamento, e está a uma distância aproximada de 130 km do Oceano Atlântico. As estações BRAZ e NAUS apresentam valores muito próximos, e ambas se encontram a cerca de 1000 km distantes do mesmo Oceano. A estação SMAR foi a que ficou fora do padrão apresentado pelas outras estações, pois, apesar de estar distante cerca de 350 km do Oceano Atlântico, mostrou os menores deslocamentos de carga oceânica. Uma hipótese para esta ocorrência pode estar no tipo de monumentação da estação, que precisaria ser investigada para verificar se não está influenciando na observação deste efeito.

Na época do processamento foram utilizados todos os dados disponíveis das 5 estações analisadas, para a estimativa dos deslocamentos apresentados neste trabalho. Desta forma, os parâmetros de deslocamento calculados foram aplicados sobre a mesma série temporal utilizada para sua determinação, sem a inserção de novos dados.

Observando-se as Figuras 56, 57, 58, 59 e 60, fica claro que, os 3 sinais (SGMT, AJCO e SGCMT) se sobrepõem nas 3 direções (e , n e u). Isto se deve ao fato do efeito de carga oceânica apresentar pequenas amplitudes de deslocamento (de poucos centímetros), como pode ser visto na Tabela 24.

Da mesma forma que ocorreu com o sinal corrigido do efeito de maré terrestre, o sinal da diferença para a componente u , das 5 estações analisadas, mostram o mesmo comportamento senoidal, sendo que, este fato pode estar relacionado a diferença de fase entre uma ou mais componentes de onda utilizadas. Outra possibilidade é que devido ao efeito de carga hidrológica não ter sido corrigido no processamento dos dados GPS, e por ser um sinal de baixa frequência, ele pode estar inserido junto ao sinal de longo período avaliado.

Analisando-se as Tabelas 25, 26, 27, 28 e 29, onde são apresentados os parâmetros estatísticos dos sinais AJCO e SGCOMT, é possível verificar que seus valores estão bem próximos. Mas, assim como ocorreu na análise dos dados corrigidos do efeito de maré terrestre, os valores dos desvios padrão encontrados para a direção u , utilizando como referência os dados corrigidos pelos deslocamentos calculados neste trabalho, foram sempre melhores quando comparados aos desvios apresentados pela correção utilizando o modelo teórico.

A Tabela 30, apresentada a seguir, traz os coeficientes de correlação entre a série temporal corrigida utilizando os parâmetros de carga oceânica calculados, e a série corrigida utilizando o modelo teórico de correção do mesmo efeito.

Tabela 30: Coeficiente de correlação entre as séries temporais AJCO e SGCOMT.

Estação	Coeficiente de correlação		
	e	n	u
BELE	0,98	0,98	0,78
BRAZ	0,97	0,99	0,70
BRFT	0,98	0,98	0,81
NAUS	0,99	0,96	0,54
SMAR	0,95	0,96	0,82

A partir dos coeficientes de correlação apresentados na Tabela 30, pode-se concluir que existe uma alta correlação entre as direções e e n das séries AJCO e SGCOMT, variando de 0,95 a 0,99. A correlação para a direção u , ficou entre 0,54 a 0,82, o que demonstra que os sinais apresentam comportamentos muito parecidos, mas não são exatamente iguais.

6.5 Conclusões

Este artigo apresenta uma metodologia para a estimativa dos valores de amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda de maré terrestre e de carga oceânica, a partir da utilização de dados de posicionamento GPS. Observando-se os

resultados mostrados neste trabalho, algumas conclusões e recomendações podem ser apresentadas.

As diferenças apresentadas pela subtração entre o sinal corrigido utilizando os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica calculados, e o sinal corrigido utilizando os modelos teóricos, para a direção u , mostraram um comportamento senoidal. Este comportamento pode estar relacionado a diferença de fase entre uma ou mais componentes de onda utilizadas. Uma possibilidade para tentar eliminar esta diferença de fase, seria corrigir no processamento dos dados GPS os efeitos de carga hidrológica e carga atmosférica. É provável que com a correção destes efeitos resulte em um sinal menos ruidoso, permitindo que as amplitudes e fases sejam determinadas com uma menor incerteza. Mas, é importante esclarecer que, estes dois efeitos são muito dinâmicos e difíceis de serem modelados com grande precisão. Uma outra opção seria analisar o local de monumentação de cada uma das estações com a finalidade de se obter um sinal com menor incerteza.

As componentes K_1 (diurna) e K_2 (semidiurna), de acordo com Thomas *et al.* (2007) necessitam de um tempo maior para convergir, como pode ser visto nas Tabelas 15 e 16. Além disso, segundo King (2006), a componente K_2 apresenta um comportamento variável no tempo, pois, possui período igual ao período orbital da constelação GPS, e o período da componente K_1 tem relação com o período de repetição da geometria da constelação de satélites GPS.

Era esperado que as convergências das componentes diurnas e semidiurnas demandasse menor tempo, mas essa demora pode estar relacionada ao período utilizado das séries temporais. As séries iniciam em anos em que a constelação GPS contava somente com 24 satélites, fazendo com que houvesse períodos ao longo do dia que apresentassem uma geometria de satélites um pouco desfavorável, resultando em uma menor precisão na determinação da posição. Posteriormente, com o aumento do número de satélites da constelação GPS, os problemas quanto a geometria foram bastante minimizados.

Um fato a se ressaltar, é que a componente de onda M_2 , responsável pela maior contribuição dos deslocamentos de maré, necessitou de pouco tempo para obter a convergência de suas amplitudes e fases (Tabelas 15 e 16), demonstrando uma boa determinação desta componente.

A análise da direção u das componentes M_2 e S_2 , que são as que possuem maior amplitude, mostra que o comportamento encontrado para os deslocamentos de maré terrestre são condizentes com a realidade, pois, as estações mais próximas a linha do Equador apresentaram as maiores amplitudes, enquanto as estações que estão nas latitudes mais baixas apresentaram as menores amplitudes. Isto ocorre porque a força de maré tem maior intensidade na região próxima à linha do Equador, e vai perdendo força em direção aos Polos.

Os deslocamentos de carga oceânica também se mostraram apropriados, pois, a estação BRFT, que é a mais próxima ao Oceano Atlântico, apresentou os maiores valores para a direção u das componentes M_2 e S_2 . Este valor foi decrescendo conforme a estação analisada ficava mais distante do Oceano. A exceção foi a estação SMAR, que apesar de não ser a estação com a menor distância ao mar, foi a que apresentou os menores deslocamentos. Para uma conclusão mais acertada, seria importante uma análise do local onde a estação está instalada.

Os parâmetros estatísticos avaliados mostram que o sinal corrigido utilizando os modelos teóricos de maré terrestre e de carga oceânica, e o sinal corrigido utilizando os deslocamentos estimados neste trabalho, apresentam comportamentos muito próximos, o que valida a correção aplicando as componentes de onda estimadas por GPS.

Diante do que foi exposto neste artigo, é possível recomendar a utilização do GPS como ferramenta para a estimativa das amplitudes e fases das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica.

AGRADECIMENTOS

A Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), pela cessão dos dados geodésicos. Ao CNPQ (460443/2014-3), FAPDF (0193.001230/2016), INCT-ET e CPRM pelo suporte financeiro.

7 CONSIDERAÇÕES E CONCLUSÕES FINAIS

A estimativa das amplitudes e fases das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica, utilizando observações GNSS, vem sendo amplamente empregada com o objetivo de tornar os modelos de correção destes efeitos cada vez mais precisos, visando principalmente a correção dos dados geodésicos e geofísicos. Além disso, o entendimento sobre estes fenômenos pode trazer informações importantes sobre o interior da Terra.

Alinhado à afirmação acima disposta, este trabalho apresentou estudo sobre a estimativa e análise dos valores de amplitude e de fase das principais componentes de maré terrestre e de carga oceânica.

A partir da análise dos resultados gerados no primeiro trabalho, utilizando dados de gravidade e de posicionamento nas cidades de Manaus e Brasília, foi possível observar que, para o período de tempo analisado, as componentes de maré terrestre foram melhor estimadas utilizando dados gravimétricos quando comparados aos resultados obtidos com posicionamento GPS, sobretudo em relação a determinação das fases das componentes consideradas.

Observando-se os resíduos dos resultados obtidos após a estimativa das componentes de onda de maré terrestre, utilizando dados gravimétricos e dados GPS, percebe-se um movimento cíclico, que se presume ter relação com efeitos não modelados. Estes efeitos podem ter tido seu sinal agregado ao sinal analisado, e ter acarretado em uma maior incerteza na determinação das componentes de maré terrestre. Os efeitos de carga hidrológica e de carga atmosférica são dois fenômenos que tem forte influência nas observações, mas que devido a sua grande complexidade, ainda não apresentam uma modelagem satisfatória para ser aplicada às observações geofísicas e geodésicas de alta precisão. Além disso, a ocorrência de diferenças de amplitude e de fase entre os modelos calculados e os modelos teóricos, contribuem para os resíduos encontrados.

Um fato necessário de ser relatado, e que pode ser considerado como uma contribuição importante, foi a utilização de fragmentos do sinal do modelo teórico para preencher a falta de dados no sinal observado pelo gravímetro. Geralmente, a falta de dados é preenchida utilizando uma linha ou um polinômio, que não representam de maneira completa o comportamento do sinal. A utilização de fragmentos do modelo

teórico possibilitou uma estimativa mais precisa das componentes de onda de maré terrestre, determinadas a partir dos dados de gravidade.

Em relação ao segundo experimento, realizado utilizando dados das estações GNSS BELE, BRAZ, BRFT, NAUS e SMAR, visando a estimativa das amplitudes e fases das 11 componentes principais de onda de maré terrestre e de carga oceânica, é possível verificar que as diferenças apresentadas entre o sinal corrigido utilizando os deslocamentos de maré terrestre e de carga oceânica calculados, e o sinal corrigido utilizando os modelos teóricos, mostraram um comportamento senoidal, assim como ocorreu no primeiro experimento. Como dito anteriormente, este comportamento pode estar associado, principalmente, a diferença de fase entre uma ou mais componentes de onda utilizadas. Na tentativa de eliminar esta diferença de fase, uma alternativa seria corrigir os efeitos de carga hidrológica e carga atmosférica no processamento dos dados GPS. É provável que, a correção destes efeitos resulte em um sinal menos ruidoso, proporcionando estimativa de amplitudes e fases com uma menor incerteza. Mas, é importante esclarecer que, estes dois efeitos são muito dinâmicos e difíceis de serem modelados com grande precisão. Além disso, seria interessante realizar a análise do local de monumentação de cada uma das estações, em busca de ruídos que possam inserir maior incerteza ao sinal observado.

Um fato a se ressaltar é que a componente de onda M_2 , responsável pela maior contribuição dos deslocamentos de maré, demonstrou ter sido bem determinada, pois, as suas amplitudes e fases, na maioria das vezes, necessitaram de 2 a 4 meses para convergir.

Analisando-se de forma isolada a direção u das componentes M_2 e S_2 , que são as componentes que apresentam os maiores valores de amplitude, é possível concluir que o comportamento encontrado para os deslocamentos de maré terrestre são condizentes com a realidade, pois, as maiores amplitudes foram observadas nas estações que estão mais próximas à linha do Equador, enquanto as menores amplitudes foram verificadas nas estações que estão nas latitudes mais baixas. Este comportamento tem relação com a força de maré, pois, a mesma apresenta uma maior intensidade na região próxima à linha do Equador, e vai perdendo força em direção aos Polos. Este resultado demonstrou que o método aplicado para se estimar as componentes de onda de maré terrestre foi adequado.

Analisando-se as mesmas componentes, M_2 e S_2 , para os deslocamentos de carga oceânica, estes também se mostraram pertinentes, pois, a estação BRFT, que é a mais próxima ao Oceano Atlântico, apresentou os maiores deslocamentos na direção u . Este

valor foi decrescendo conforme a estação analisada ficava mais distante do Oceano. A exceção foi a estação SMAR, que apesar de não ser a estação com a menor distância ao mar, foi a que apresentou os menores deslocamentos. Para uma análise mais completa e rigorosa, seria importante uma verificação minuciosa do local onde a estação está instalada, para investigar se existem ruídos que possam ter afetado a estimativa das componentes de carga oceânica.

Era esperado que as convergências das componentes diurnas e semidiurnas demandasse menor tempo, mas essa demora pode estar relacionada ao período de tempo utilizado das séries temporais. As séries iniciaram em períodos em que a constelação GPS contava somente com 24 satélites, fazendo com que houvesse períodos ao longo do dia que apresentassem uma geometria de satélites um pouco desfavorável, resultando em uma menor precisão na determinação da posição. Posteriormente, com o aumento do número de satélites da constelação GPS, os problemas quanto a geometria foram bastante minimizados.

As componentes K_1 (diurna) e K_2 (semidiurna) geralmente necessitaram de um tempo maior para convergir. De acordo King *et al.* (2005), isso pode ser explicado devido ao fato da componente K_2 apresentar um comportamento igual ao período orbital da constelação GPS, e o período da componente K_1 ter relação com o período de repetição da geometria da constelação de satélites GPS, o que torna a determinação destas componentes mais demorada.

Comparando os parâmetros estatísticos avaliados, foi possível observar que o sinal corrigido utilizando os modelos teóricos de maré terrestre e de carga oceânica, e o sinal corrigido utilizando os deslocamentos estimados neste trabalho, apresentam comportamentos muito próximos, o que valida a correção aplicando as componentes de onda estimadas por GPS.

Em face ao que foi analisado e exposto nesta pesquisa, sugere-se que é possível utilizar o GPS como ferramenta para a estimativa das amplitudes e fases das componentes de onda de maré terrestre e de carga oceânica. Além disso, conclui-se que a metodologia apresentada é consistente com os objetivos propostos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agnew D.C. 2007. Earth tides. *Treatise on Geophysics and Geodesy*: 163-195, T. A. Herring, ed., Elsevier, New York.
- Agnew D.C. 2005. Earth tides: an introduction. Disponível em: <https://www.unavco.org/education/professional-development/short-courses/course-materials/strainmeter/2005-strainmeter-course-materials/tidenote.pdf>. Acesso em março de 2019.
- Agnew D.C. 1986. Strainmeters and tiltmeters. *Reviews of Geophysics*, 24(3): 579-624.
- Alihan N.S.A.; Wijaya D.D.; Din A.H.M.; Bramanto B.; Omar A.H.; Pradhan B. 2017. Spatiotemporal Variations of Earth Tidal Displacement over Peninsular Malaysia Based on GPS Observations. In: Pradhan B. (eds) *GCEC 2017. Lecture Notes in Civil Engineering*, Springer, Singapore, 9: 809-823. doi: 10.1007/978-981-10-8016-6_59
- Allinson C.R., Clarke P.J., Edwards S.J., King M.A., Baker T.F., Cruddace P.R. 2004. Stability of direct GPS estimates of ocean tide loading. *Geophysical Research Letters*, 31(15). doi: 10.1029/2004GL020588.
- Alves D.B.M.; Souza E.M.; Monico J.F.G. 2008. Movimento do polo terrestre: aspectos físicos, modelagem matemática e análises. *Tendências em Matemática Aplicada e Computacional*, São Carlos, 1: 1-10.
- Arnos J.; Benavent M.; Bos M.S.; Montesinos F.G.; Vieira R. 2011. Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations. *Journal of Geodynamics*, 51(5): 358-365. doi: 10.1016/j.jog.2010.10.004.
- Baker T.F.; Bos M.S. 2003. Validating Earth and ocean tidal models using tidal gravity measurements. *Geophysical Journal International*, 152(2): 468-485. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01863.x.
- Baker T.F., Curtis D.J., Dodson A.H. 1995. Ocean tide loading and GPS. *GPS world*, March: 54-59.
- Baker T.F. 1984. Tidal deformations of the Earth. *Science Progress Oxford*, 69: 197-233.
- Benedito P.M.P.; Albarici F.L.; Trabanco J.L. A. 2017. Determinação preliminar do modelo de maré terrestre para Presidente Prudente/SP. *Revista Brasileira de Geomática*, 5(3): 420-432. doi: 10.3895/rbgeo.v5n3.5419.
- Bevis M., Alsdorf D., Kendrick, E., Fortes L.P., Forsberg B., Smalley R., Becker, J. 2005. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response, *Geophysical Research Letters*, 32, L16308. doi:10.1029/2005GL023491.

- Blewitt G., Heflin M.B., Webb F.H., Lindqwister U.J., Malla R. 1992. Global coordinates with centimeter accuracy in the international terrestrial reference frame using GPS. *Geophysical Research Letters*, 19: 853-856.
- Blitzkow D. 1996. O problema de valor de contorno da Geodésia: resultados práticos para a América do Sul. 81 p. Tese (Livre Docência) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Boy J.P., Gegout P., Hinderer J. 2002. Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. *Geophysical Journal International*, 149: 534-545.
- Bullesfeld F.J. 1985. Ein Beitrag Zur Harmonischen Darstellung Des Gezeitenerzeugenden Potentials. Veroeffentlichungen der Deutschen Geodaetischen Kommission, Reihe C 31: 3–103.
- Cartwright D.E., Edden A.C. 1973. Corrected tables of tidal harmonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 33: 253-264.
- Cartwright D.E., Tayler R.J. 1971. New computations of tide-generating potential. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23: 45-74.
- Castro Junior C.A.C., Guimarães G.N., Ferreira N.C. 2018. Evolução da infraestrutura gravimétrica no Brasil. *Revista de Geociências*, 37(2): 361-384.
- Chen L.; Chen J.G.; Xu Q.H. 2012. Correlations between solid tides and worldwide earthquakes $M_S \geq 7.0$ since 1900. *Natural Hazards Earth System Science*, 12(3): 587-590. doi: 10.5194/nhess-12-587-2012.
- Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S. 2004. Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes. *Science*, 306(5699): 1164-1166. doi: 10.1126/science.1103961.
- Costa D.S. 2007. Variação do nível médio do mar – técnicas para a avaliação. 102 p. Dissertação (Mestrado) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Costa S.M.A., Matos A.C.O.C., Blitzkow D. 2012. Validation of the land water storage from gravity recovery and climate experiment (GRACE) with gauge data in the Amazon Basin. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 18(2): 262-281.
- Dehant V. 1987. Tidal parameters for an inelastic Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 49: 97-116.
- Dill R., Dobslaw H. 2013. Numerical simulations of global-scale high-resolution hydrological crustal deformations: high-resolution hydrological loading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(9): 5008-5017. doi: 10.1002/jgrb.50353
- Ducarme B. 2005. Introduction to the theory of tides. Notas de aula.

- Ekman M. 1993. A concise history of the theories of tides, precession-nutation and polar motion (from antiquity to 1950). *Surveys in Geophysics*, 14(6): 585–617, doi: 10.1007/BF00666031.
- Estey L.H., Meertens C.M. 1999. TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. *GPS Solutions*, 3(1): 42-49.
- Farrell W.E. 1972. Deformation of the Earth by Surface Loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(3), 761 p, doi: 10.1029/RG010i003p00761.
- Foreman M.G.G., Henry M.F. 1989. The harmonic analysis of tidal model time series. *Adv. Water Resources*, 12: 109-120.
- Fu Y., Freymueller J.T., van Dam T. 2012. The effect of using inconsistent ocean tidal loading models on GPS coordinate solutions, *Journal of Geodesy*, 86(6): 409–421, doi: 10.1007/s00190-011-0528-1.
- Gemael C., Andrade J.B. 2004. Geodésia celeste. Curitiba: Ed. UFPR. 389 p.
- Gemael C. 1999. Introdução à Geodésia Física. Curitiba: Ed. UFPR. 302p.
- gPhone Brochure. 2019. Available at: <<http://www.microglacoste.com/pdf/Brochure-Phone.pdf>> [Acesso em 23 de abril de 2019].
- Guimarães G.N. 2010. A altimetria e o modelo geoidal no estado de São Paulo. 119 p. Dissertação (Mestrado) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Haas R., Schuh H. 1998. Ocean loading observed by geodetic VLBI, In: Ducarme B and Paquet P (eds.) *Proceedings of the 13th International Symposium on Earth Tides*, p. 111–120. Brussels: Observatoire Royal de Belgique.
- Hartmann T., Wenzel H. 1995. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophysical Research Letters*, 22(24): 3553-3556. doi: 10.1029/95GL03324.
- Herring T. 2007. Overview. *Treatise on Geophysics*, vol 3, ed G Schubert. Elsevier, Oxford, p. 1-10.
- Hinderer J., Crossley D., Warburton R.J., Gerald S. 2007. Gravimetric methods - superconducting gravity meters. *Treatise on Geophysics*, vol 3, ed G Schubert. Elsevier, Oxford, p. 65-122.
- Hinze W.J., von Frese R.R.B., Saad A.H. 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. United Kingdom: Cambridge Univertisy Press, 512 p. doi: 10.1017/CBO9780511843129.
- Hobson E.W. (1955) The theory of spherical and ellipsoidal harmonics. Chelsea, New York.

- Hoffman M. J., Catania G. A., Neumann T. A., Andrews L. C., Rumrill J. A. 2011. Links between acceleration, melting, and supraglacial lake drainage of the western Greenland Ice Sheet, *Journal of Geophysical Research*, 116(F4), F04035. doi: 10.1029/2010JF001934.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. 2001. *Global Positioning System: Theory and Practice*, Ed: 5. Wien: Springer-Verlag Wien. ISBN 978-3-7091-6199-9.
- Ito, T., and M. Simons (2011), Probing asthenospheric density, temperature, and elastic moduli below the western United States, *Science*, 332(6032): 947–951. doi: 10.1126/science.1202584.
- Ito T., Okubo M., Sagiya T. 2009. High resolution mapping of Earth tide response based on GPS data in Japan. *Journal of Geodynamics*, 48(3–5): 253–259. doi:10.1016/j.jog.2009.09.012.
- Jekeli C. 2012. Geometric reference systems in geodesy. *Division of geodetic science school of Earth sciences*. Ohio state university. 209 pp.
- Kasahara J. 2002. Geophysics: Tides, earthquakes, and volcanoes. *Science*, 297(5580): 348-349. doi: 10.1126/science.1074601.
- Kang K., Li H., Peng P., Hao H., Wei J. 2011. Seasonal variations in hydrological influences on gravity measurements using gPhones. *Terrestrial, Atmospheric and Ocean Sciences*, 22(2): 157-168, doi: 10.3319/TAO.2010.08.02.01.
- Kahle H.G. 1984. Relative gravity measurements. In: *Fuchs K., Soffel H. (eds) Subvolume A. Landolt-Börnstein - Group V Geophysics (Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology)*, vol 2a. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Khan S.A. 2005. Surface Deformations Analyzed using GPS Time Series. *Danish National Space Center*, Scientific Report, n° 1, Copenhagen, Dinamarca.
- Khan S.A., Tscherning C.C. 2001. Determination of semi-diurnal ocean tide loading constituents using GPS in Alaska. *Geophysical Research Letters*, 28 (11): 2249-2252. doi: 10.1029/2000GL011890.
- King, M.A. 2006, Kinematic and static GPS techniques for estimating tidal displacements with application to Antarctica, *Journal of Geodynamics*, 41(1-3), p. 77-86. doi:10.1016/j.jog.2005.08.019.
- King, M.A., Penna N.T., Clarke P.J., King E.C. 2005, Validation of ocean tide models around Antarctica using onshore GPS and gravity data, *Journal of Geophysical Research*, 110(B08). doi:10.1029/2004JB003390.

- Krásná H., Née S., Böhm J., Böhm S., Schuh H. 2012. Solid Earth tide parameters from VLBI measurements and FCN analysis. In: *International VLBI Service for Geodesy & Astrometry General Meeting*. Madrid, Spain, March 2012, p. 405-409.
- Kudryavtsev S.M. 2004. Improved harmonic development of the Earth tide-generating potential. *Journal of Geodesy*, 77: 829-838.
- Lima J.N. 2009. O Efeito da carga oceânica nas séries temporais GNSS. *2º Encontro Nacional de Geodésia Aplicada*. Lisboa, Portugal.
- Manabe S., Sato T., Sakai S., Yokoyama K. 1991. Atmospheric Loading Effect on VLBI Observations. *Conference on Geodetic VLBI: Monitoring Global Change*. Published on CD-ROM by NASA.
- Mangiarotti S., Cazenave A., Soudarin L., Cretaux J.F. 2001. Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 106(B3), p. 4277-4292.
- Melchior P. 2008. Gravimetric measuring techniques. *Physical Methods, Instruments and Measurements - EOLSS 2*: 259–290.
- Melchior P. 1983. The tides of the planet Earth (2nd ed.). *Bruxelas: Oxford, Pergamon Press*, 653 pp.
- Merriam J.B. 1992. Atmospheric Pressure and Gravity. *Geophysical Journal International*, 109 (3), p. 488-500. doi:10.1029/RG010i003p00761.
- Middlemiss R.P., Samarelli A., Paul D.J., Hough J.P., Rowan S., Hammond G.D. 2016. Measurement of the Earth tides with a MEMS gravimeter. *Nature*, 531: 614-617. doi: 10.1038/nature17397.
- Miranda A.S., Ortiz C., Herrada A.H., Pacino M.C. 2015. Análisis de la marea terrestre gravimétrica en la estación San Juan (Argentina). *Boletim de Ciências Geodésicas*, 21(4): 721-729. doi: 10.1590/S1982-21702015000400042.
- Monico J.F.G. 2008. Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: descrição, fundamentos e aplicações. 2ª ed. São Paulo: Ed. UNESP, 480 p.
- Monico J.F.G., Ashkenazi V., Moore T. 1997. High precision GPS network with precise ephemerides and Earth body tide model. *Revista Brasileira de Geofísica*, 15(2), São Paulo. doi: 10.1590/S0102-261X1997000200005.
- Moreira D.M. 2010. Rede de referência altimétrica para avaliação da altimetria por satélites e estudos hidrológicos na região amazônica. 157 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Munk W.H., Cartwright D.E. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, - Mathematical and Physical Sciences*. 259: 533-581. doi:10.1098/rsta.1966.0024.

- Nascimento L.A. 2016. Influência da carga hidrológica na altitude geométrica a partir de análise de séries temporais estimadas no método PPP. 73 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa/MG.
- Nunes L.A. 2007. Determinação das marés meteorológicas na região da baía do Espírito Santo e sua influência na drenagem de águas continentais. 131 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
- Pagiatakis SD. 1982. Ocean tide loading, body tide and polar motion effects on very long baseline interferometry. *Technical Report n° 92*. University of New Brunswick: geodesy and geomatics engineering, 179 p.
- Penna N.T., Clarke P.J., Bos M.S., Baker T.F. 2015. Ocean tide loading displacements in western Europe: 1. Validation of kinematic GPS estimates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(9): 6523-6539. doi: 10.1002/2015JB011882.
- Penna N.T., King M.A., Stewart M.P. 2007. GPS height time series: short-period origins of spurious long-period signals. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 112(B2): 1074–1086. doi: 10.1019/2005JB004047.
- Petit G., Luzum B. 2010. IERS Conventions, *IERS Technical Note 36*. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 179 pp. ISBN 3-89888-989-6.
- Petrov L., Boy J.P. 2004. Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. *Journal of Geophysical Research*, 109: B03405, doi:10.1029/2003JB002500.
- Petrov L., Ma C.P. 2003. Study of harmonic site position variations determined by very long baseline interferometry. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 108 (B4), 2190. doi:10.1029/2002JB001801.
- Ponte R. M., Salstein D. A., Rosen R. D. 1991. Sea Level Response to Pressure Forcing in a Barotropic Numerical Model, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 21, p. 1043–1057.
- Rabbal W., Schuh H. 1986. The influence of atmospheric loading on VLBI experiments, *Journal of Geophysics*, Vol. 59, p. 164–170.
- Rabbal W., Zschau J. 1985. Static deformations and gravity changes at the Earth's surface due to atmospheric loading, *Journal of Geophysics*, Vol. 56, p 81–99.
- Rahman M.M., Paul G.C., Hoque A. 2017. A study on tidal potential and tide generating force, *GANIT: Journal of Bangladesh Mathematical Society*, Vol. 37, p. 29-37. ISSN: 1606-3694.
- Riccardi U., Rosat S. e Hinderer J. 2011. Comparison of the Micro-g LaCoste gPhone-054 spring gravimeter and the GWR-C026 superconducting gravimeter in Strasbourg (France) using a 300-day time series. *Metrologia* Vol. 48, p. 28–39.

- Roosbeek F. 1995. RATGP95: a harmonic development of the tide-generating potential using an analytical method. *Geophysical Journal International* Vol. 126, p. 197–204.
- Rosa G.P.S. 2008. Análise de séries temporais de coordenadas estimadas com GPS: uma proposta metodológica para eliminação de efeitos sazonais. 106 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente.
- Rueger L.J. 1998. Development of receivers to characterize transit time and frequency signals. *Johns Hopkins APL Technical Digest*, Washington, 19(1), p. 53-59.
- Schenewerk, M.J., Marshall J., and Dillinger W. 2001. Vertical ocean-loading deformation derived from the global GPS network. *Journal of the Geodetic Society of Japan*., 47(1): 237–242. doi: 10.11366/sokuchi1954.47.237.
- M. Schilling, O. Gitlein. 2015. Accuracy estimation of the IfE gravimeters micro-g LaCoste gPhone-98 and ZLS Burriss gravity meter B-64. *International Association of Geodesy Symposia*, vol. 143: 249-256. doi: 10.1007/1345_2015_29.
- Schubert S., Henderson-Sellers A. 1997. A statistical model to downscale local daily temperature extremes from synoptic-scale atmospheric circulation patterns in the Australian region. *Climate Dynamics*, 13(3): 223-234. doi: 10.1007/s003820050.
- Schuh H., Moehlmann L. 1989. Ocean loading station displacements observed by VLBI, *Geophysical Research Letters*, 16(10), p. 1105-1108. doi: 10.1029/GL016i010p01105.
- Schwarz K. P., Krynski J. Fundamental of Geodesy. 1997. 189p. *IUGG Reports* - The University of Calgary, Calgary.
- Seeber G. 2003. Satellite geodesy: foundations, methods and applications. 2nd ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter, 588 p.
- Tamura Y. 1987. A harmonic development of the tide-generating potential. *Bulletin d'Information des Mare'es Terrestres*, 99: 6813–6855.
- Tanaka T., Miyajima R., Asai H., Horiuchi Y., Kumada K., Asai Y., Ishii H. 2013. Hydrological gravity response detection using a gPhone below- and aboveground. *Earth, Planets and Space*, 65(2): 59–66. doi: 10.5047/eps.2012.06.012.
- Thomas A.M., Nadeau R.M., Burgmann R. 2009. Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature*, 462, p. 1048-1051.
- Thomas I.D., King M.A., Clarke P.J. 2007. A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements. *Journal of Geodesy*, 81(5), p. 359-368.

- Trubytsyn A.P., A.V. 1976. Makalkin. Deformations of the Earth's crust due to atmospheric cyclones, *Izvestia of Academy of Sciences USSR, Physical Solid Earth*, 12, p. 343–344.
- Tu R., Zhao H., Zhang P., Liu J., Xiaochun L. 2017. Improved method for estimating the ocean tide loading displacement parameters by GNSS precise point positioning and harmonic analysis. *Journal of Surveying Engineering*, 143(4). doi: 10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000222
- Van Camp M., Vauterin P. 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers in Geosciences*, 31(5): 631-640. doi: 10.1016/j.cageo.2004.11.015.
- Van Dam T., Wahr J., Milly P. C. D., Shmakin A. B., Blewitt G., Lavallee D., Larson K. M. 2001. Crustal Displacements due to Continental Water Loading. *Geophysical Research Letters*. 28(4), p. 651-654.
- Van Dam T., Wahr J. M. 1998. Modeling environment loading effects: a review. *Physics and chemistry of the earth*, 23(9-10), p. 1077-1087. Elsevier Science.
- Van Dam T., Wahr J. M., Chao Y., Leuliette E. 1997. Predictions of crustal deformation and of geoid and sea level variability caused by oceanic at atmospheric loading. *Geophysical Journal International*, 129(3), p. 507-517. Elsevier Science.
- Van Dam T.M., Herring T.A. 1994. Detection of atmospheric pressure loading using very long baseline interferometry measurements. *Journal of Geophysical Research*, 99, doi: 10.1029/93JB02758.
- Van Dam T.M., Wahr J.M. 1987. Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements, *Journal of Geophysical Research*, 92, p. 1281–1286.
- Vaníček P. 1980. Tidal corrections to geodetic quantities. *NOAA technical report NOS*, 83, 30 p. Rockville, MD.
- Vaníček P., Krakiwsky E. 1986. *Geodesy: the concepts*. 2nd Ed. Elsevier Science Ltda. North Holand, Amsterdan. 697 p.
- Varga P., Grafarend E. 2018. Influence of tidal forces on the triggering of seismic events. *Pure and Applied Geophysics*, 175(5): 1649-1657, doi 10.1007/s00024-017-1563-5.
- Vergnolle M., Bouin M.-N., Morel L., Masson F., Durand S., Nicolas J., Melachroinos S.A. 2008. GPS estimates of ocean tide loading in NW-France: Determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model, *Geophysical Journal International*, 173(2): 444–458. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03734.x.
- Wahr J.M. 1985. Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth and Planets*, 90, p. 9363-9368.

- Wahr J.M., Sasao T. 1981. A diurnal resonance in the ocean tide and in the Earth's load response due to the resonant free core nutation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64: 747-765.
- Wang Q., Mou L., Feng J., Li C., Su D., Wu S. 2019. Investigation on gPhone gravimeter-119 for gravity variations observation during the 10th International Comparison of Absolute Gravimeters (ICAG-2017). *Tenth International Symposium on Precision Engineering Measurements and Instrumentation*, 110532P. doi: 10.1117/12.2512020.
- Warburton R. J., Goodkind J. M. 1977. The influence of barometric pressure fluctuations on gravity. *Geophysical Journal International*, 48(3): 281-292. doi: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb03672.x
- Watson C., Tregoning P., Coleman R. 2006. Impact of solid Earth tide models on GPS coordinate and tropospheric time series. *Geophysical Research Letters*, 33(8): 1-4. doi: 10.1029/2005GL025538.
- Wallace J. M., Hobbs P. V. 2006. Atmospheric Science: an introductory survey. 2nd Ed. Elsevier. University of Washington.
- Xi Q.W. 1987. A new complete development of the tide-generating potential for the epoch J 2000. 0. *Bulletin d'Information des Mare' es Terrestres*, 99: 6766–6812.
- Xu, G. 2007. GPS: Theory, Algorithms and Applications 2nd Ed., Springer.
- Yeh, T.K., Hwang C., Huang J.F., Chao B.F., Chang M.H. 2011. Vertical displacement due to ocean tidal loading around Taiwan based on GPS observations, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Science*, 22(4): 373–382, doi: 10.3319/TAO.2011.01.27.01(T).
- Yin H., Li J., Ma P., Zhang S., Xu D. 2010. Effect of solid-Earth-tide on GPS time series. *Geodesy and Geodynamics*, 1(1): 64-69. doi: 10.3724/SP.J.1246.2010.00064.
- Yuan L., Chao B.F., Ding X., Zhong P. 2013. The tidal displacement field at Earth's surface determined using global GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5): 2618-2632.
- Yuan L., Chao B.F. 2012. Analysis of tidal signals in surface displacement measured by a dense continuous GPS array, *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356: 255–261. doi: 10.1016/j.epsl.2012.08.035.
- Yuan L.G., Ding X.L., Sun H.P., Zhong P., Chen W. 2010. Determination of ocean tide loading displacements in Hong Kong using GPS technique. *Science China*, 53(7): 993–1007. doi: 10.1007/s11430-010-3076-2.

- Yuan L. 2009. Determination of tidal displacements using the Global Positioning System. Tese (Doutorado), Department of Land Surveying & Geo-Informatics, The Hong Kong Polytechnic University, 203p.
- Yuan L.G., Ding X.L., Zhong P., Chen W., Huang D.F. 2009. Estimates of ocean tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network, *Journal of Geodesy*, 83(11): 999–1015. doi: 10.1007/s00190-009-0319-0.
- Zhao H., Zhang Q., Tu R., Liu Z. 2018. Determination of ocean tide loading displacement by GPS PPP with priori information constraint of NAO99b global ocean tide model, *Marine Geodesy*, 41(2): 159-176. doi: 10.1080/01490419.2018.1425224.
- Zumberge J.F., Heflin M.B., Jefferson D.C., Watkins M.M., Webb F.H. 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3): 5005-5017.

ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO NO ÂMBITO DESTE TRABALHO

DRAFT

Revista Brasileira de Geofísica
RBGf
Brazilian Journal of Geophysics

Revista Brasileira de Geofísica (2019) 37(1):1-18
© 2018 Sociedade Brasileira de Geofísica
ISSN 0102-261X
www.scielo.br/rbg

ANALYSIS OF THE PRINCIPAL CONSTITUENTS OF SOLID EARTH TIDES ESTIMATED WITH GRAVIMETRIC AND GNSS DATA IN MANAUS AND BRASÍLIA

Mário A. de Abreu¹, Giuliano S. Marotta¹, Lavoisiane Ferreira¹, Denizar Blitzkow², Ana C. O. C. de Matos² and João Francisco Galera Monico³

ABSTRACT. Solid Earth tide is the periodic displacement due to the tidal force. This effect is present in all geodesic and geophysical observations and should be eliminated when high accuracy surveying is required. It is necessary to determine the amplitudes and phases of the harmonic constituents to estimate the terrestrial tide effect magnitude. This article presents a methodology for estimating and analyzing the amplitudes and phases of the solid Earth tide principal constituents from gravimetric/GNSS observations. The methodology was applied to data collected in the Manaus/AM and Brasília/DF stations, Brazil, to determine the amplitude and phase values for the long period, monthly, diurnal and semidiurnal constituents, besides determining the time required for the convergence of the estimated constituent values. The estimated amplitude and phase values, using gravimetric data, converged between the 2nd and 6th months of the time series. For the positioning observations, the constituents values converged between the 2nd and 17th month of the data series, except for the long period constituent, which requires a longer time series to obtain satisfactory values for both methods. The results show that the solid Earth tide constituents were better estimated by the gravimetric data compared to the positioning data considering the series analyzed.

Keywords: gravimetry, GNSS, solid Earth tide, tidal constituents.

RESUMO. Maré terrestre é o deslocamento periódico decorrente da força de maré. Este é um efeito que deve ser eliminado quando se deseja realizar levantamentos nos quais é necessária alta acurácia tanto em observações geodésicas quanto geofísicas. Para estimar o efeito de maré terrestre deve-se determinar as amplitudes e fases de suas componentes harmônicas. Este artigo apresenta uma metodologia para a estimativa das amplitudes e fases das principais componentes de maré terrestre, a partir de observações gravimétricas/GNSS. A metodologia foi aplicada a dados coletados em estações instaladas em Manaus/AM e Brasília/DF, Brasil, resultando na determinação dos valores de amplitude e fase para componentes de longo período, mensais, diurnas e semidiurnas, além da análise da convergência dos valores estimados para estas componentes. As amplitudes e fases calculadas, utilizando dados gravimétricos, convergiram entre o 2° e o 6° mês analisados, enquanto para os dados de posicionamento a convergência ocorreu entre o 2° e o 17° mês observado, com exceção da componente de longo período, que não pôde ser determinada em ambos os métodos. Para o período analisado, as componentes de maré terrestre foram melhor estimadas utilizando dados gravimétricos, se comparadas aos resultados obtidos com dados de posicionamento.

Palavras-chave: gravimetria, GNSS, maré terrestre, componentes de maré.

¹Universidade de Brasília, Observatório Sismológico, Campus Universitário Darcy Ribeiro, SG 13, Asa Norte, 70910-900, Brasília, DF, Brazil – E-mails: mario.abreu@ibge.gov.br, marotta@unb.br, lavoisiane@outlook.com Phone: +55(61) 3107-0912

²Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, Departamento de Engenharia de Transportes, Prédio da Engenharia Civil, Cidade Universitária, Av. Prof. Almeida Prado, travessa 2, no. 83, 05424-970, São Paulo, SP, Brazil – E-mails: dblitzko@usp.br, acocmatos@gmail.com Phone: +55(11) 3091-5501 Fax: +55(11) 3091-5716

³Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Departamento de Cartografia, Centro Educacional, Rua Roberto Simonsen, 305, 19060-900, Presidente Prudente, SP, Brazil – E-mail: galera.monico@unesp.br Phone: +55(18) 3229-5511 Fax: +55(18) 3229-5353