

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ELMO LEONARDO XAVIER TANAJURA

ANÁLISE GEOESPACIAL DOS PROCESSOS DE SUBSIDÊNCIA NA PLANÍCIE
DELTAICA DO RIO SÃO FRANCISCO

RECIFE
2017

ELMO LEONARDO XAVIER TANAJURA

ANÁLISE GEOESPACIAL DOS PROCESSOS DE SUBSIDÊNCIA NA PLANÍCIE
DELTAICA DO RIO SÃO FRANCISCO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, do Centro de Tecnologia e Geociências, da Universidade Federal de Pernambuco como preenchimento dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental
Orientador: Prof. Dr. Admilson da Penha Pachêco
Coorientador: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez

RECIFE
2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

- T161a Tanajura, Elmo Leonardo Xavier.
Análise geoespacial dos processos de subsidência na planície deltaica do Rio São Francisco / Elmo Leonardo Xavier Tanajura. - 2017.
190 folhas, il., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Admilson da Penha Pachêco.
Coorientador: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências e Apêndices.
1. Geociências. 2. Processos de subsidência. 3. Planície deltaica do Rio São Francisco. 4. Detecção e monitoramento. 5. Métodos geoespaciais. I. Pachêco, Admilson da Penha (Orientador). II. Dominguez, José Maria Landim (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-209

ANÁLISE GEOESPACIAL DOS PROCESSOS DE SUBSIDÊNCIA NA PLANÍCIE DELTAICA DO RIO SÃO FRANCISCO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Aprovada em: 04/05/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Admilson da Penha Pachêco (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso (Examinador Interno)
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Thais Andressa Carrino (Examinadora Interna)
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof. Dr. Haroldo Antonio Marques (Examinador Externo)
Instituto Militar de Engenharia

Prof.^a Dr.^a Rochana Campos de Andrade Lima Santos (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Alagoas

À minha família

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, acima de tudo, e à minha família pela esperança e fé depositadas em todos os instantes.

Aos meus orientadores, Admilson da Penha Pachêco e José Maria Landim Dominguez.

Às instituições que colaboraram diretamente com a concessão de dados e disponibilização de softwares, equipamentos ou laboratórios: Universidade Federal da Bahia através do Departamento de Engenharia de Transportes e Geodésia e o Departamento de Sedimentologia; Universidade Federal de Pernambuco através do Departamento de Engenharia Cartográfica; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística por meio da Coordenação de Geodésia e a *European Space Agency*, ESA.

Às instituições Capes e CHESF pelo financiamento dos projetos que fomentaram as pesquisas realizadas: *Sedimentação Holocênica na Região do Delta do Rio São Francisco e Plataforma Continental Adjacente (Capes)* e *Sistema Geométrico: Detecção, processamento, análise e monitoramento em estruturas de aproveitamento hidroelétrico da CHESF*.

À essencial colaboração das pesquisadoras Junia Kacenenbogen Guimarães e Thais Gomes Santana do Laboratório de Estudos Costeiros IGEO/UFBA.

Aos Professores Felipe Geremia Nievinski e Sérgio Florêncio de Souza do Departamento de Geodésia da UFRGS pelo fundamental apoio nas aplicações *InSAR*.

À colaboração dos professores do DECart/UFPE Rodrigo Mikosz Gonçalves e Haroldo Antônio Marques.

A todos os membros do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE, em especial aos funcionários Igor Brandim e Krishnamurti pela extrema dedicação nas atividades do Programa.

Aos Amigos do PPGEOC Josineide Brás, Bethania Pontes, Mariana Sena, Sydineide Soares, Natan Pereira, Renê Jota, Utaiguara da Nóbrega e demais.

Aos discentes e docentes da Universidade Federal da Bahia que colaboraram diretamente nas atividades de campo: Lailson Miranda, Elias Nars, Artur Caldas Brandão, Matheus Jiannini, Daniel Nadier, André Ricardo, Lavínia Nascimento, Karoline Ramos, Lucas Góes e Ivan Fraga.

RESUMO

Processos de subsidência são caracterizados pelo movimento de uma porção da superfície da Terra, provocando um afundamento súbito ou recalque gradual do terreno. Os ambientes sedimentares deposicionais, como é o caso dos deltas, são propensos à subsidência devido à compactação de sedimentos. A área de estudo situa-se na Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas e corresponde à planície deltaica do Rio São Francisco. A parte norte desta planície é composta por regiões constantemente inundadas e estudos anteriores indicaram a existência de subsidência nesta região. O objetivo principal da pesquisa é investigar os processos de subsidência na planície deltaica do São Francisco a partir de metodologias baseadas no posicionamento geodésico espacial, GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e em técnicas de interferometria por radar de abertura sintética, (*InSAR*). Visando o monitoramento periódico de subsidência, foi implantada uma rede geodésica, a qual conta, atualmente, com 16 vértices monumentalizados, sendo estes utilizados nos experimentos desta tese. Os experimentos foram realizados com base em levantamentos GNSS e posterior correlação com dados advindos do modelo geoidal brasileiro. Paralelamente, mapas interferométricos foram gerados com base em processamento de imagens do sensor remoto ASAR/ENVISAT 1. Cordões litorâneos holocênicos tiveram suas altitudes avaliadas a partir de perfis topográficos longitudinais. Em alguns cordões, desníveis médios na ordem de 3,2 m e 5,5 m foram detectados na porções sul e norte da planície, respectivamente, sendo um indicativo de rebaixamento da superfície devido a acentuados processos de subsidência que ocorreram desde o holoceno. O rebaixamento de superfície também é apontado nas altitudes das RRNN do SGB: 2487T, 2487U, 2487V, 2487X e 2487Z, implantadas sobre cordões litorâneos. O decréscimo das suas altitudes (5,993 m, 5,499 m, 3,789 m, 3,612 m e 3,525 m) apontam um rebaixamento nas imediações da sede de Piaçabuçu-AL. As altitudes e ondulações geoidais de outros vértices de referência de nível do SGB localizados na planície foram investigadas e as avaliações apontaram correlação com recalques ocorridos nestes vértices. Os mapas interferométricos de deslocamentos da superfície foram avaliados, sendo possível identificar uma área de aproximadamente 290 km² classificada como de vulnerabilidade aos processos de subsidência, o equivalente a 36% de toda planície deltaica. Os métodos geoespaciais avaliaram os processos de subsidência a partir da integração de diferentes técnicas,

em síntese, aspectos geológicos foram abordados sendo identificados indícios de ocorrências de rebaixamentos acentuados em algumas regiões.

Palavras-Chave: Processos de subsidência. Planície deltaica do Rio São Francisco. Detecção e monitoramento. Métodos geoespaciais.

ABSTRACT

Subsidence processes are characterized by the movement of the Earth's surface, causing a sudden sinking or gradual settling of the terrain. The sedimentary depositional environments, such as delta, are prone to subsidence due to sediment compaction. The study area is situated on the Sergipe Alagoas Basin and it corresponds to Sao Francisco Deltaic Plain. The northern part of this plain is composed by constantly flooded regions and previous studies indicated the subsidence existence in this region. The main objective of the research is the methodological investigation about geospatial techniques applied to the study of subsidence processes in the deltaic plains. The main techniques used were the geodetic positioning by satellites, GNSS (*Global Navigation Satellite System*), and the Interferometric Synthetic Aperture Radar (*InSAR*). In order to monitor periodically the subsidence, a geodetic network was implemented, which currently has 16 vertices. The experiments were carried out based on GNSS surveys and later correlation with data from Brazilian Geoidal Model. In parallel, interferometric maps were reproduced, based on the processed images of the sensor ASAR/ENVISAT 1. Holocene coastal cords were assessed by topographic profiles. In some cords, level difference about 3.2 m and 5.5 m were detected in south and north portion of plain, respectively, indicating the lowering of the surface due to accentuated subsidence processes, since Holocene. The lowering of surface is pointed also in the altitudes of benchmarks of altimetry of Brazilian Geodetic System: 2487T, 2487U, 2487V, 2487X and 2487Z, implanted on coastal cords. The decrease of their altitudes (5.993 m; 5.499 m; 3.789 m; 3.612 m e 3.525 m) indicate a lowering around Piaçabuçu city. The altitudes and geoidal heights of other benchmarks of altimetry of Brazilian Geodetic System, located on this plain, were investigated and evaluations showed a correlation with settling occurring in these vertices. The interferometric maps of displacement surfaces were evaluated and it was possible to identify an area about 290 km², classified as vulnerable to subsidence processes, the equivalent of 36% of the deltaic plain. The geospatial methods assessed the subsidence processes from the integration of different techniques, in summary, geological aspects has been addressed and indications of occurrences of lowering of the surface due to subsidence processes in some regions.

Keywords: Subsidence process. Sao Francisco deltaic plain. Detection e monitoring. Geospatial methods.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Distribuição dos furos de sondagem na Planície Deltaica.....	19
Figura 2: Relação entre as coordenadas num sistema cartesiano geocêntrico	23
Figura 3: Disposição das Estações da RBMC.....	24
Figura 4: Mapa das principais placas tectônicas com seus respectivos vetores de deslocamento	27
Figura 5: Campo de velocidades VEMOS2015	29
Figura 6: Princípio básico de um posicionamento GNSS	30
Figura 7: Posicionamento relativo cinemático	33
Figura 8: Relação entre altitude ortométrica e altura elipsoidal.....	35
Figura 9: Modelo de ondulação geoidal, MAPGEO2010, Sistema de Referência SIRGAS2000.....	36
Figura 10: Representação de um pixel no formato complexo	38
Figura 11: Princípio básico de um SAR.....	39
Figura 12: Missões espaciais que comportam sistemas sensores radares em suas plataformas.....	40
Figura 13: Configurações geométricas dos sistemas InSAR. (A) Passagem única do sensor. (B) Passagem do sensor em diferentes épocas.	42
Figura 14: Emissão e recepção do sinal a partir de diferentes pontos de vista.	43
Figura 15: Relação da deformação da superfície com a fase	44
Figura 16: Processos de subsidência e soerguimento em Santa Clara Valley – Califórnia USA. Interferograma obtido do SAR ERS-1.....	45
Figura 17: Mapa de localização da área de estudo.....	47
Figura 18: Bacias sedimentares do Nordeste Brasileiro. No detalhe, a Bacia de Sergipe-Alagoas.....	48
Figura 19: Principais feições geológico-geomorfológicas da planície deltaica do Rio São Francisco	50
Figura 20: Fluxograma da metodologia adotada.....	54
Figura 21: Esquema ilustrativo da rede geodésica de monitoramento de subsidência	55
Figura 22: Distribuição das estações de referência implantadas	56
Figura 23: Nivelamento geométrico da estação CATE.....	58
Figura 24: Ilustração da obtenção dos valores de H e N para a Estação CATE.	59
Figura 25: Pontos para cálculo do fator de correção da ondulação geoidal.....	60
Figura 26: Modalidades das estações itinerantes: (1) caminhonete, (2) quadriciclo, (3) motocicleta e (4) caminhamento com bastão.....	61
Figura 27: Fluxograma dos cálculos e correções das ondulações geoidais.....	63
Figura 28: Posicionamento das cenas originais na área de estudo.	65
Figura 29: Bandas SLC Envisat ASAR da área de estudo referentes à faixa 245/6978 de 04-02-2005.....	66
Figura 30: Retângulos envolventes da área de estudo para os dois grupos de imagens.....	68
Figura 31: Esquema gráfico dos pares interferométricos avaliados.	71
Figura 32: Fluxograma das etapas de processamento InSAR.	72
Figura 33: Esquema ilustrativo das componentes co-registradas do par interferométrico 245 I/II	74
Figura 34: Fases dos interferogramas dos 3 pares do grupo 245 (a, b & c) e 3 pares do grupo 195 (d,e & f)	76

Figura 35: Fases dos interferogramas filtradas com superfícies topográficas subtraídas.....	78
Figura 36 Imagens de coerência dos 3 pares do grupo 245 (a, b & c) e 3 pares do grupo 195 (d,e & f)	81
Figura 37: Imagens de fase absoluta dos interferogramas do grupo 245 e 195	84
Figura 38: Pontos definidores do relevo da planície deltaica e adjacências.	86
Figura 39: Alinhamentos com pontos delimitadores nas suas confluências.....	87
Figura 40: Exemplo de Perfil: PAL 60-63 e sua disposição na Planície Deltaica	88
Figura 41: Perfis longitudinais que cruzam os cordões litorâneos holocênicos.....	90
Figura 42: Perfis PAL 35-36, 33-34, 21-30 e 21-22 cruzando cordões holocênicos..	91
Figura 43: Perfis Longitudinais PAL 21-22, 21-30, 33-34 e 35-36 - Análise I.....	92
Figura 44: Perfis PAL 36-77 e 33-34 cruzando cordões holocênicos.....	93
Figura 45: Perfis Longitudinais PAL 33-34 e 36-77 - Análise II	94
Figura 46: Perfis PSE 27-30 e 20-22 cruzando cordões holocênicos	95
Figura 47: Perfis Longitudinais PAL 27-30 e 20-22 - Análise III	96
Figura 48: Grupos de cordões holocênicos próximos aos depósitos da Formação Barreiras.....	97
Figura 49: Alinhamentos dos cordões estendidos em direção ao eixo do Rio São Francisco.....	98
Figura 50: Perfis PSE 31-30 e PAL 55-56 cruzando cordões holocênicos.....	99
Figura 51: Perfis longitudinais PSE 30-31 e PAL 55-56 - Análise IV.....	100
Figura 52: Perfil PAL 33-34 cruzando cordões holocênicos.....	101
Figura 53: Perfil longitudinal PAL 33-34 - Análise V	102
Figura 54: Disposição dos vértices de RN com ondulações avaliadas	105
Figura 55: Gráficos de variação das ondulações geoidais (I).....	109
Figura 56: Gráficos de variações das ondulações geoidais (II)	110
Figura 57: Histograma de coerência das imagens 245	112
Figura 58: Histograma de coerência das imagens 195	113
Figura 59: Imagem de classificação das coerências - Grupo 245.....	116
Figura 60: Imagem de classificação das coerências - Grupo 195.....	117
Figura 61: Localização dos pixels de referência nas imagens	119
Figura 62: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 I/II	121
Figura 63: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 IV/V	121
Figura 64: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 V/VI	122
Figura 65: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 II/III	122
Figura 66: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 III/IV	123
Figura 67: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 IV/V	123
Figura 68: Mapa Final de deslocamentos verticais - 31/12/2004 a 04/02/2005	127
Figura 69: Deslocamentos sobrepostos no Google Earth	128
Figura 70: Rede geodésica para monitoramento da subsidência do Delta do São Francisco.....	132

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Vetor de rotação para cada placa expressos em radianos por milhões de anos	27
Tabela 2: Principais características das efemérides transmitidas e precisas	32
Tabela 3: Coordenadas geodésicas e incertezas das estações de referência em SIRGAS 2000.....	57
Tabela 4: Cálculo do fator médio de correção da ondulação.	60
Tabela 5: Planilha de cálculo das altitudes ortométricas.	63
Tabela 6: Informações acerca das imagens ENVISAT ASAR concedidas pela ESA	64
Tabela 7: Coerência modelada dos pares interferométricos do grupo 245	69
Tabela 8: Coerência modelada dos pares interferométricos do grupo 195	70
Tabela 9: Trecho das estatísticas de co-registro para o par interferométrico 245 I/II	73
Tabela 10: Altitudes médias de trechos dos perfis PAL 35-36, 33-34, 21-30 e 21-22	91
Tabela 11: Altitudes médias de trechos dos perfis PAL 36-77 e PAL 33-34	93
Tabela 12: Altitudes médias de trechos dos perfis PSE 27-30 e 20-22.....	95
Tabela 13: Altitudes médias de trechos dos perfis PSE 30-31 e PAL 55-56.....	99
Tabela 14: Altitudes e ondulações das RRNN avaliadas (metros)	107
Tabela 15: Diferenças entre as ondulações dos diferentes modelos (metros)	107
Tabela 16: Estatísticas das classes de coerência das imagens 245.....	114
Tabela 17: Estatísticas das classes de coerência das imagens 195.....	114
Tabela 18: Relação dos vértices que compõem a rede geodésica de monitoramento	133

LISTA DE SIGLAS

¹⁴ C-AMS	Ing. Accelerator Mass Spectrometry – Carbon 14
ANP	Agência Nacional do Petróleo
APKIM	Ing. Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model
ASAR	Ing. Advanced Synthetic Aperture Radar
CGED	Coordenação de Geodésia
DORIS Satellite	Ing. Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by
ENVISAT	Ing. Environmental Satellite
ERS	Ing. European Remote Sensing
ESA	Ing. European Space Agency
GLONASS	Rus. ГЛОНАСС Глобальная навигационная спутниковая система Transliteração: Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema
GNSS	Ing. Global Navigation Satellite System
GPS	Ing. Global Positioning System
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGS	Ing. International GNSS Service
InSAR	Ing. Interferometric Synthetic Aperture Radar
IERS	Ing. International Earth Rotation Service
ITRF	Ing. International Terrestrial Reference Frame
ITRS	Ing. International Terrestrial Reference System
LANDSAT	Ing. Land Remote Sensing Satellite
LEC	Laboratório de Estudos Costeiros (UFBA)
LOS	Ing. Line of Sight
MDE	Modelo Digital de Elevação
MME	Ministério do Meio Ambiente
NASA	Ing. National Aeronautics and Space Administration
NEST	Ing. Next Esa SAR Toolbox
NNR-NUVEL 1A	Ing. No Net Rotation Northwestern University VELOCITY model 1A
PAL	Perfis Alagoas
PPP	Ing. Precise Point Positioning
PSE	Perfis Sergipe
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RN	Referência de Nível
RRNN	Referências de Níveis
RKF	Ing. Robust Kalman Filtering
SAR	Ing. Synthetic Aperture Radar
SEASAT	Ing. Seafaring Satellite
SGB	Sistema Geodésico Brasileiro
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas
SLC	Ing. Single Look Complex
SLR	Ing. Satellite Laser Ranging
SPT	Ing. Standard Penetration Test
UFBA	Universidade Federal da Bahia

UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
USGS	Ing. <i>United States Geological Survey</i>
VM	Vértice de Monitoramento
VLBI	Ing. <i>Very Long Baseline Interferometry</i>
WGS84	Ing. <i>World Geodetic System-1984</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	JUSTIFICATIVA	18
3	OBJETIVOS	20
3.1	OBJETIVO GERAL	20
3.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
4.1	O GNSS COMO FERRAMENTA NO MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA	21
4.1.1	Sistemas Geodésicos de Referência	22
4.1.2	Variação Temporal de Coordenadas Cartesianas	25
4.1.3	Posicionamento pelo GNSS	30
4.1.4	Modelo de ondulação geoidal	35
4.2	SENSORIAMENTO REMOTO POR RADAR E INTERFEROMETRIA	37
4.2.1	Conceito Básicos de SAR (<i>Synthetic Aperture Radar</i>)	37
4.2.2	Interferometria por radar de abertura sintética (InSAR)	41
5	ÁREA DE ESTUDO	46
5.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	46
5.2	ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL	47
5.2.1	Feições Geológico-Geomorfológicas da Planície Deltaica	49
6	MATERIAIS E MÉTODOS	53
6.1	MATERIAIS UTILIZADOS NA PEQUISA	53
6.2	METODOLOGIA	54
6.3	IMPLANTAÇÃO DAS ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA	56
6.4	LEVANTAMENTO DOS PERFIS DE RELEVO	61
6.5	PROCESSAMENTO GNSS E CORREÇÕES DAS ONDULAÇÕES	62
6.6	PROCESSAMENTO DAS IMAGENS INSAR	64
6.6.1	Pré-Processamento	67
6.6.2	Co-registro dos pares interferométricos	73
6.6.3	Geração dos interferogramas	75
6.6.4	Coerência local	79
6.6.5	Extração das fases absolutas (<i>Wrapping e Unwrapping</i>)	82
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	85
7.1	REPRESENTAÇÃO DO RELEVO POR PERFIS LONGITUDINAIS	85
7.2	DETECÇÃO DE REBAIXAMENTOS NA SUPERFÍCIE DA PLANÍCIE	89
7.2.1	Avaliação da Topografia em Cordões Litorâneos Holocênicos	89
7.3	AVALIAÇÃO DIRETA DA SUBSIDÊNCIA NAS RRNN DO SGB	104
7.4	RESULTADOS DA INTERFEROMETRIA	111
7.4.1	Análise Estatística e Classificação das Imagens de Coerência	111
7.4.2	Mapas Interferométricos de Deslocamentos Verticais	118
7.5	REDE GEODÉSICA PARA MONITORAMENTO DA SUBSIDÊNCIA	130
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	135
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138
	APÊNDICE I – MONOGRAFIAS DOS VÉRTICES DA REDE GEODÉSICA	149
	APÊNDICE II - ARTIGO PUBLICADO EM PERIÓDICO	176

1 INTRODUÇÃO

Estudos de subsidência caracterizam-se por serem definidos por parâmetros individualizados e concentrados em escala regional. Os resultados, por sua vez, podem não ser comparáveis ou complementares aos de outros estudos, o que dificulta a integração das investigações para uma avaliação do fenômeno numa escala mais abrangente (Yuill et al., 2009).

Os ambientes sedimentares deposicionais, como é o caso dos deltas, são propensos à subsidência devido à compactação de sedimentos. Estes ambientes são construídos, primariamente, pelo depósito de sedimentos a partir de um sistema fluvial. Com o passar do tempo, o volume dos sedimentos depositados diminui naturalmente e, nesse processo de acomodação, acaba resultando numa compactação e, conseqüentemente, a subsidência.

A compactação de sedimentos é, frequentemente, citada como o processo de subsidência contemporâneo dominante em regiões deltaicas. Sua importância, tanto em deltas quanto em estuários, tem sido destacada por uma série de estudos (Törnqvist et al., 2008; Horton & Shennan, 2009; Meckel, et al., 2006).

O complexo costeiro da Louisiana nos Estados Unidos, onde localiza-se o delta do Mississippi, é bem caracterizado em mais de um século de pesquisas geológicas. Por esse motivo, esta área de estudo vem sendo constantemente citada em diversas investigações ambientais, dentre as quais, destacam-se significativos processos de subsidência.

Na primeira metade do século XIX, o termo “Delta” foi introduzido na literatura geológica por Lyell, que o definiu como terras aluviais, de qualquer formato, depositadas por um rio em sua desembocadura. Entretanto, os primeiros trabalhos científicos desenvolvidos em deltas foram publicados apenas no final do século XIX. Credner (1878) foi o pioneiro ao desenvolver um estudo tratando da morfologia e distribuição geográfica dos deltas. Na sequência, Gilbert (1885) estudou os deltas lacustres, propondo uma seção vertical para os depósitos deltaicos, que exerceu importante influência na literatura geológica. Contudo, a intensificação do estudo dos ambientes deltaicos veio a ocorrer apenas em meados do século XX, com o objetivo de reconhecer possíveis ambientes geradores e armazenadores de hidrocarbonetos (Le Blanc, 1975).

Bhattacharya (1978) define um delta como uma protuberância discreta da costa, formada em um ponto onde o rio encontra o oceano, mar, lago, lagoa ou outro corpo permanente de água. As planícies deltaicas, de uma maneira geral, são extremamente planas. Em casos onde os rios situam-se em regiões montanhosas, as declividades das planícies formadas são mais elevadas (Syvitski & Saito, 2007). Deltas extensos e planos são atrativos devido ao seu potencial para o desenvolvimento da agricultura, por conta do solo fértil que geralmente possui, e.g., Nilo, Indo, Danúbio, e Po; (Woodroffe et al., 2006).

A redução no aporte de sedimentos nos deltas devido ao represamento das barragens, juntamente com o controle humano na vazão do rio, são fatores que contribuem para o seu rebaixamento. Fatores como a compactação acelerada associada à exploração de petróleo e mineração de águas subterrâneas podem exceder as taxas de subsidência naturais. Consequências incluem erosão da linha de costa, ameaçando mangues pântanos e zonas úmidas, aumento da salinização das terras cultivadas, ocasionando risco em milhões de seres humanos (Syvitski, 2008).

O sensoriamento remoto por radar caracteriza-se como uma ferramenta poderosa que tem sido muito útil na detecção desses processos. Através da técnica da interferometria por radar de abertura sintética, o fenômeno de interferência de ondas eletromagnéticas é utilizado para se obter medidas de elevações ou de deslocamentos através da diferença de fase das ondas. Partindo deste princípio, processos de subsidência podem ser detectados com imagens multi-temporais de radar, na ordem de centímetros a milímetros (Higgins et al., 2014; Ferretti et al., 2000).

Numa outra abordagem, diversos autores buscaram analisar deformações horizontais da crosta e os seus deslocamentos verticais a partir de técnicas geodésicas, dentre os quais, cita-se: Chrzanowski (1983), Chen (1991), Kakkuri & Chen (1992), Reilly (1990), Pargarete et al. (1998), Gemaël & Doubeck (1982), Gemaël (1986), Gemaël & Faggion (1996), Gagg (1997), Chang (2000) e Teixeira (2001).

A Geodésia Espacial, que na era moderna revolucionou as técnicas de posicionamento, tem sido uma efetiva ferramenta em atividades de monitoramento. O *Global Navigation Satellite System* (GNSS), *Very Long Baseline Interferometry* (VLBI) e o *Satellite Laser Ranging* (SLR), permitem estimar, com precisão milimétrica, a posição tridimensional de pontos de redes geodésicas de monitoramento, podendo ser utilizadas como fontes de informações nos estudos de deformações da crosta.

Segundo Teixeira (2005), isso pode ser comprovado pelo crescente número de estudos desta natureza, os quais utilizam campos de deslocamentos provenientes destas técnicas, mostrando o quão valioso e importante papel elas representam na mensuração de fenômenos geodinâmicos. Monitoramento de processos de subsidência utilizando o GNSS foram abordados em estudos desenvolvidos por Sato et al. (2003), Baldi et al. (2009), Dos Santos et al. (2012) e Steckler et al. (2013).

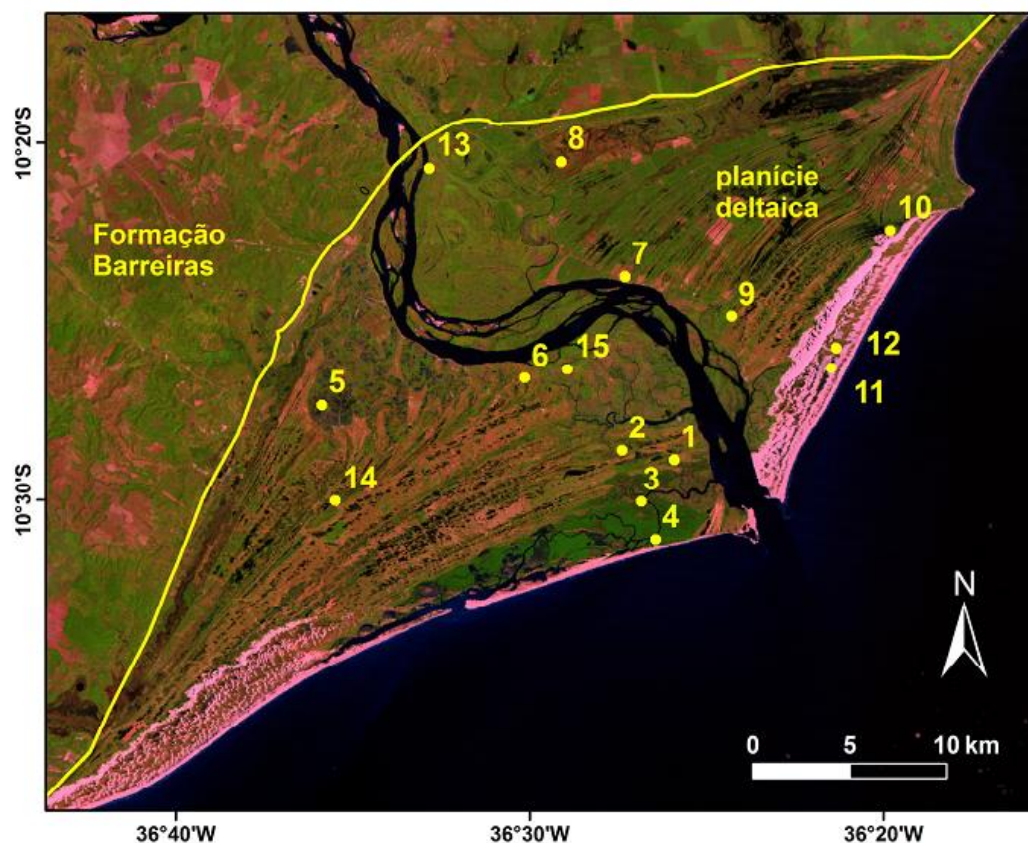
Estudos de processos de subsidência em deltas de diversas partes do mundo foram abordados em algumas ocasiões (Caputo et al., 1970, Ericson et al., 2006, Morton et al., 2005, Sabhasri & Suwanarat, 1996, Syvitski & Saito 2007, Walling & Fang, 2003). Mesmo devido à vulnerabilidade dos ambientes deltaicos estarem sujeitos a processos dessa natureza, nos deltas brasileiros, não existe até o momento um estudo direcionado à avaliação de processos de subsidência.

Nessas condições, foi realizada nessa tese de Doutorado, uma investigação sobre os processos de subsidência ocorrentes na região da Planície Deltaica do Rio São Francisco a partir de monitoramento e análises por tecnologias de Sensoriamento Remoto e Geodésia Espacial.

2 JUSTIFICATIVA

A existência de regiões constantemente inundadas na parte norte da planície deltaica do Rio São Francisco sugere a existência de subsidência nesta região. Guimarães (2010) conduziu investigações com dados oriundos de 15 furos de sondagem SPT (*Standard Penetration Test*), distribuídos na planície deltaica, com profundidades de até 40 metros (Figura 1).

Figura 1: Distribuição dos furos de sondagem na Planície Deltaica



Fonte: Adaptado de Guimarães (2010).

A cada 66 cm, o amostrador era trazido à superfície e as amostras eram descritas, fotografadas e coletadas. Dezesesseis amostras de matéria orgânica e conchas foram datadas pelo método ^{14}C -AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Baseado nas informações estratigráficas juntamente com as datações realizadas, constatou-se uma grande disparidade entre as altitudes de amostras com a mesma idade, o que caracteriza um forte indicativo de que processos de subsidência estão ocorrendo na região. Ainda segundo Guimarães (2010), dois tipos de subsidência podem estar ocorrendo nesse delta: uma provocada pela compactação de sedimentos, e outra crustal, associada a processos isostáticos e gláciohidro-isostáticos. A subsidência provocada por compactação de sedimentos é diferenciada em diversas partes do delta, sendo compreensível dado que a deposição deltaica se deu em um vale inciso e, portanto, sobre pacotes sedimentares de espessuras diferentes conforme a distância do eixo da incisão.

Diante do apresentado, o estudo aqui proposto baseia-se numa abordagem dos aspectos geológicos integrando técnicas de Geodésia Espacial e Sensoriamento Remoto para detecção de processos de subsidência no delta do São Francisco. Essa

abordagem constitui uma condição para se quantificar, estatisticamente, o comportamento espaço-temporal dos vértices de uma rede geodésica projetada na área de estudo.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Investigar os processos de subsidência na Planície Deltaica do São Francisco a partir de metodologias baseadas no posicionamento geodésico espacial e em técnicas de interferometria por radar de abertura sintética.

3.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir uma rede de vértices geodésicos para monitoramento dos processos de subsidência na Planície Deltaica do Rio São Francisco.
- Determinação de posições geodésicas via GNSS ao longo de feições geológicas nas porções norte e sul do Delta do São Francisco;
- Interpretar, baseado em parâmetros geológicos, os perfis altimétricos oriundos dos levantamentos GNSS, com o intuito de identificar as possíveis áreas sujeitas à subsidência;
- Identificar áreas que sofreram subsidência na planície deltaica por meio de imagens de radar de abertura sintética, utilizando o método interferométrico, com estimativa de taxas de deformação da superfície física;
- Identificar a subsidência na planície a partir de avaliações pontuais nos monumentos de Referência de Nível do Sistema Geodésico Brasileiro/IBGE;

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 O GNSS COMO FERRAMENTA NO MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA

O GNSS, conjunto das constelações de satélites artificiais de posicionamento, tem sido a principal ferramenta da atualidade utilizada em atividades que envolvam o posicionamento de um modo geral. Posicionar um objeto em Geodésia consiste em atribuir-lhe coordenadas com o propósito de vinculá-lo a um sistema de referência pré-estabelecido. Portanto, as aplicações do GNSS são inúmeras, e vêm crescendo continuamente em atividades de geodinâmica, navegação global e regional, estabelecimento de redes geodésicas locais, regionais, continentais e globais (ativas e passivas), para determinações altimétricas além de levantamentos geodésicos para fins de mapeamento, monitoramento e controle de deformações (Leick et al., 2015; Monico, 2008; Seeber, 2003). Estudos realizados em diversas modalidades têm mostrado que a subsidência pode ser mensurada e monitorada com precisão milimétrica, utilizando a técnica do GNSS (Silva et al, 2015).

Numa pesquisa realizada numa extensa área minerária no norte da China, foram utilizadas três estações do *International GNSS Service* (IGS) como referência para o monitoramento da subsidência através de uma rede de 19 pontos alocados numa área de aproximadamente 8.000 km². As velocidades semanais de variação das coordenadas das estações foram comparadas com o processamento dos vértices da rede baseado no modelo *Robust Kalman Filtering* (RKF). As soluções encontradas para as precisões correspondentes às deformações chegaram ao nível do milímetro, a partir de rastreios GNSS com 4 horas de duração (Bian et al., 2014).

A técnica da interferometria diferencial, utilizado amplamente em aplicações de sensoriamento remoto por meio de radares de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar* – SAR) ou ainda na Geodésia Espacial por meio dos levantamentos por VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*), tem sido empregado em conjunto com o GNSS para detecção de variações/deformações.

Uma técnica ainda pouco explorada na literatura internacional apresenta-se com excelente perspectiva no monitoramento da subsidência. Trata-se da *Space-Surface Bistatic Differential Interferometry* (Antoniou & Cherniakov, 2013; Antoniou & Cherniakov, 2015; Ma et al., 2015; Saini et al., 2010; Santi et al., 2015; Zhang et al.,

2015). A técnica consiste num sistema formado por uma estação de referência e uma estação de medição. A estação de referência é composta de um receptor multicanal e duas antenas, sendo uma preparada para receber o sinal diretamente do satélite, enquanto que a outra recebe o eco sinal oriundo da estação de medição. A estação de medição é um *transponder* instalado na região de interesse e suas variações de posição são mensuradas por vetores de deformação obtidos por interferometria diferencial (Zeng et al., 2015).

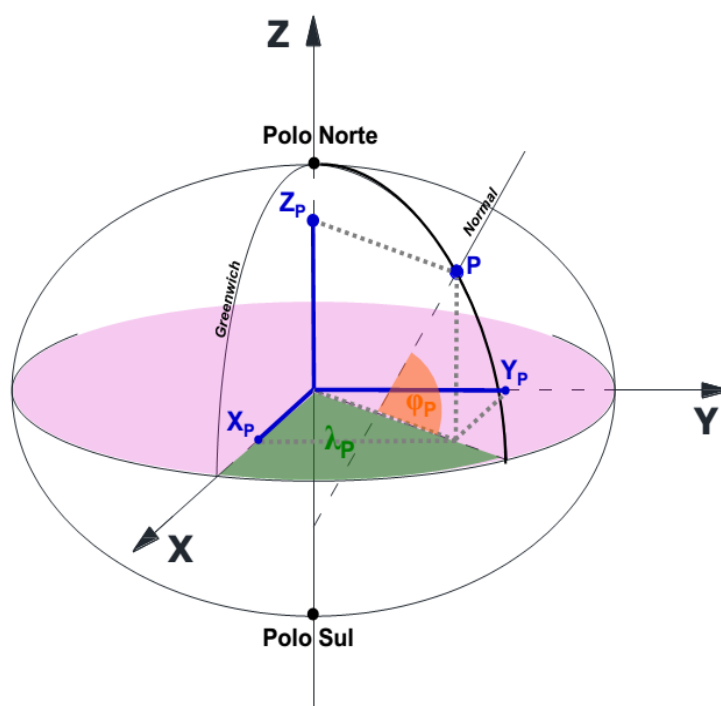
4.1.1 Sistemas Geodésicos de Referência

A avaliação temporal das coordenadas num monitoramento de subsidência com GNSS consiste em quantificar os deslocamentos de pontos na superfície física da Terra numa escala de tempo a partir das variações das suas coordenadas tridimensionais no espaço em função do sistema geodésico de referência adotado.

Devido à formulação espacial do problema, utilizam-se, na Geodésia, os sistemas de referência tridimensionais. Um sistema terrestre, por exemplo, pode ser usado para determinar posições e o campo de gravidade quando fixado em relação à Terra. Isso pode ser descrito num sistema cartesiano global de coordenadas espaciais. Para aplicações em levantamentos geodésicos, bem como em outras atividades, as altitudes são definidas no campo gravitacional terrestre e associadas ao geoide como referência zero. (Torge et al., 2012).

Um ponto na superfície física da Terra pode ser representado pelo terno cartesiano de coordenadas geocêntricas (X, Y, Z), onde a origem do sistema localiza-se no centro de um elipsóide de revolução que, para o caso do GNSS, coincide com o centro de massa da Terra (geocentro) (Figura 2).

Figura 2: Relação entre as coordenadas num sistema cartesiano geocêntrico



Fonte: O autor.

Seja um ponto P localizado na superfície física da Terra e projetado no elipsoide de revolução ao longo da reta normal. Suas coordenadas geodésicas (φ_P = latitude e λ_P = longitude) relacionam-se com as respectivas componentes cartesianas (X_P , Y_P , Z_P) num sistema cartesiano geocêntrico.

Atualmente, com a definição de sistema geodésico moderno, estes são definidos e materializados de maneira que as coordenadas tridimensionais dos vértices que o compõe estejam relacionadas a uma determina época, tornando-os assim uma referência espaço-temporal.

No Brasil, o sistema geodésico de referência oficial é o SIRGAS (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas). Este Sistema foi estabelecido no Brasil através da Resolução 1/2005, da Presidência do IBGE (IBGE, 2005), onde foi alterada a caracterização do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) sendo definidos novos parâmetros e modelos matemáticos para conversão dos sistemas anteriores (sistemas clássicos). Após um período de transição de 10 anos, o sistema passou a ser adotado em caráter definitivo a partir de 25 de fevereiro de 2015.

A materialização do SIRGAS adotado para o SGB está definido para a época de referência 2000,4, razão pela qual o sistema recebe a nomenclatura de

SIRGAS2000. Isto significa que ao processar um conjunto de dados geodésicos relativamente em referência a este sistema, as coordenadas geradas serão posicionadas geometricamente em relação aos seus parâmetros espaciais, sendo também retroagidas à época de referência, no caso, 2000,4.

O SIRGAS2000 compatibiliza os referenciais geodésicos utilizados pelos países das Américas e promove o estabelecimento de um referencial único com precisão compatível com a tecnologia atual de posicionamento. Além disso, sua definição é totalmente compatível com o ITRS (*International Terrestrial Reference System*) e sua realização é uma densificação regional do ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*) (IBGE, 2015).

O SGB ainda conta com a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) (Figura 3).

Figura 3: Disposição das Estações da RBMC



Fonte: Adaptado de IBGE (2017)

A RBMC é uma rede geodésica ativa onde cada estação possui um receptor e antena geodésica, conexão de Internet e fornecimento constante de energia elétrica que possibilita a operação contínua da estação. As observações transmitidas pelos satélites das constelações GPS ou GLONASS são coletadas e armazenadas continuamente e disponibilizadas gratuitamente ao usuário cadastrado.

Nas aplicações de monitoramento de subsidência, o nível de precisão das observações geodésicas é preconizado num padrão elevado, pois, muitas vezes os deslocamentos são da ordem de milímetro. Por essa razão, um fator muito importante a ser levado em consideração nas coordenadas monitoradas está relacionado às variações provocadas pelos deslocamentos das placas tectônicas. Para isso, utilizam-se de modelos de velocidades de movimentação das placas para correção dessas variações. A partir desses modelos, é possível atualizar as coordenadas de uma estação em função do deslocamento das placas, para sua época de referência ou para qualquer outra.

4.1.2 Variação Temporal de Coordenadas Cartesianas

As coordenadas cartesianas de um ponto qualquer na superfície física da Terra, podem ser reduzidas para uma determinada época de acordo com a seguinte equação (Costa, 1999):

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} (t) = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} (t - t_0) + \sum \Delta \vec{X} \quad (1)$$

Onde,

X, Y e Z são as coordenadas cartesianas a serem reduzidas à época t ,

X_0 , Y_0 e Z_0 são as coordenadas destes mesmos pontos para a época de referência t_0 ,

V_x , V_y e V_z são as respectivas velocidades das componentes na estação de referência,

$(t - t_0)$ trata-se do intervalo de tempo transcorrido entre as épocas.

$\sum \Delta X$ outros efeitos (marés terrestres, oceânicas, entre outros).

Atualmente, o modelo geofísico recomendado pelo *International Earth Rotation Service* (IERS) para indicar o campo de velocidades das placas tectônicas é o NNR-NUVEL 1A (*No Net Rotation – Northwestern University VELOCITY model 1A*). Este modelo foi estabelecido em 1996 a partir da proposta de DeMets et al. (1990, 1994), onde foram utilizadas informações geológicas e geomagnéticas dos últimos 3 milhões de anos, sendo considerado um modelo internacional padrão do ITRF (Jin & Zhu, 2004).

A confiabilidade deste modelo é sustentada pelo fato de o mesmo combinar várias informações como variações de anomalias magnéticas, azimutes de falhas na crosta e vetores de terremotos para estimar a velocidade de cada placa litosférica (Monico, 2008).

O movimento relativo de uma placa tectônica num determinado sistema de referência pode ser descrito por um vetor de rotação denominado vetor de Euler ($\vec{\Omega}$), cujo módulo é proporcional à velocidade angular no seu extremo, localizado na crosta. Este ponto é denominado de pólo de Euler (ou pólo de rotação) (Larson et al., 1997).

O vetor de Euler pode ser associado a um sistema de coordenadas cartesianas através das três componentes Ω_x , Ω_y e Ω_z , onde a matriz antissimétrica para uma Placa Tectônica qualquer pode ser expressa por:

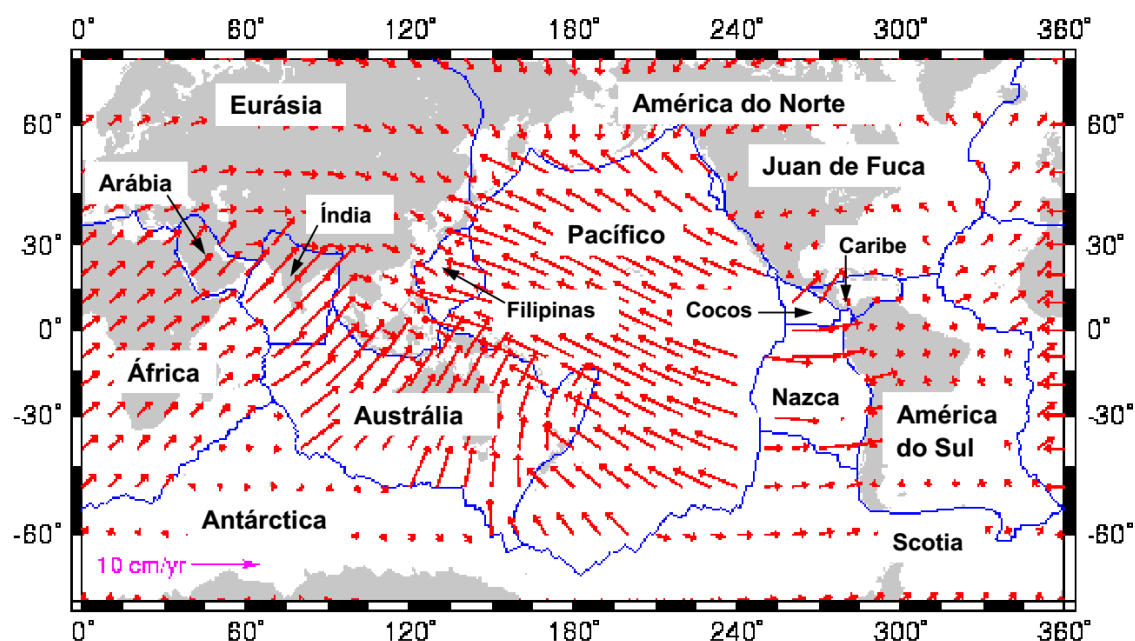
$$\vec{\Omega} = \begin{bmatrix} 0 & -\Omega_z & \Omega_y \\ \Omega_z & 0 & -\Omega_x \\ -\Omega_y & \Omega_x & 0 \end{bmatrix} \quad (2)$$

O vetor de velocidade $[V_x \ V_y \ V_z]^T$ pode ser determinado em função das velocidades angulares (Vetor de Euler) do NNR-NUVEL 1A, por exemplo, e das coordenadas cartesianas (X, Y e Z) de uma rede de pontos, sendo assim expressas por:

$$\begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Omega_y Z - \Omega_z Y \\ \Omega_z X - \Omega_x Z \\ \Omega_x Y - \Omega_y X \end{bmatrix} \quad (3)$$

As componentes de velocidade angular resultante do NNR-NUVEL 1A para cada uma das principais placas litosféricas (Figura 4) que compõe a superfície terrestre são apresentadas na Tabela 1.

Figura 4: Mapa das principais placas tectônicas com seus respectivos vetores de deslocamento



Fonte: Adaptado de Learner (2015)

Tabela 1: Vetor de rotação para cada placa expressos em radianos por milhões de anos

Placa	Ω_x rad/Ma	Ω_y rad/Ma	Ω_z rad/Ma
Pacífico	-0,001510	0,004840	-0,001510
Cocos	-0,010425	-0,021605	-0,010425
Nazca	-0,001532	-0,008577	-0,001532
Caribe	-0,000178	-0,003385	-0,000178
América do Sul	-0,001038	-0,001515	-0,001038
Antártica	-0,000821	-0,001701	-0,000821
Índia	0,006670	0,000040	0,006670
Austrália	0,007839	0,005124	0,007839
África	0,000891	-0,003099	0,000891
Arábia	0,006685	-0,000521	0,006685
Eurásia	-0,000981	-0,002395	-0,000981
América do Norte	0,000258	-0,003599	0,000258
Juan de Fuca	0,005200	0,008610	0,005200
Filipinas	0,010090	-0,007160	0,010090
Rivera	-0,009390	-0,030960	-0,009390
Scotia	-0,000410	-0,002660	-0,000410

Fonte: Adaptado de Mccarthy (1996).

O NNR-NUVEL1A deve ser usado como um padrão para as estações que aparentemente, em geral, seguem os seus valores. Para algumas estações, em particular, aquelas localizadas nas imediações de bordas de placas, poderão ser feitas estimativas das velocidades utilizando valores específicos derivados ou não do NNR-NUVEL1A. Esta é também uma maneira de se levar em consideração alguns movimentos verticais não negligenciáveis. Desta forma, ao serem publicadas as coordenadas de uma determinada estação, deverá ser associada a ela a sua época de referência (Mccarthy, 1996).

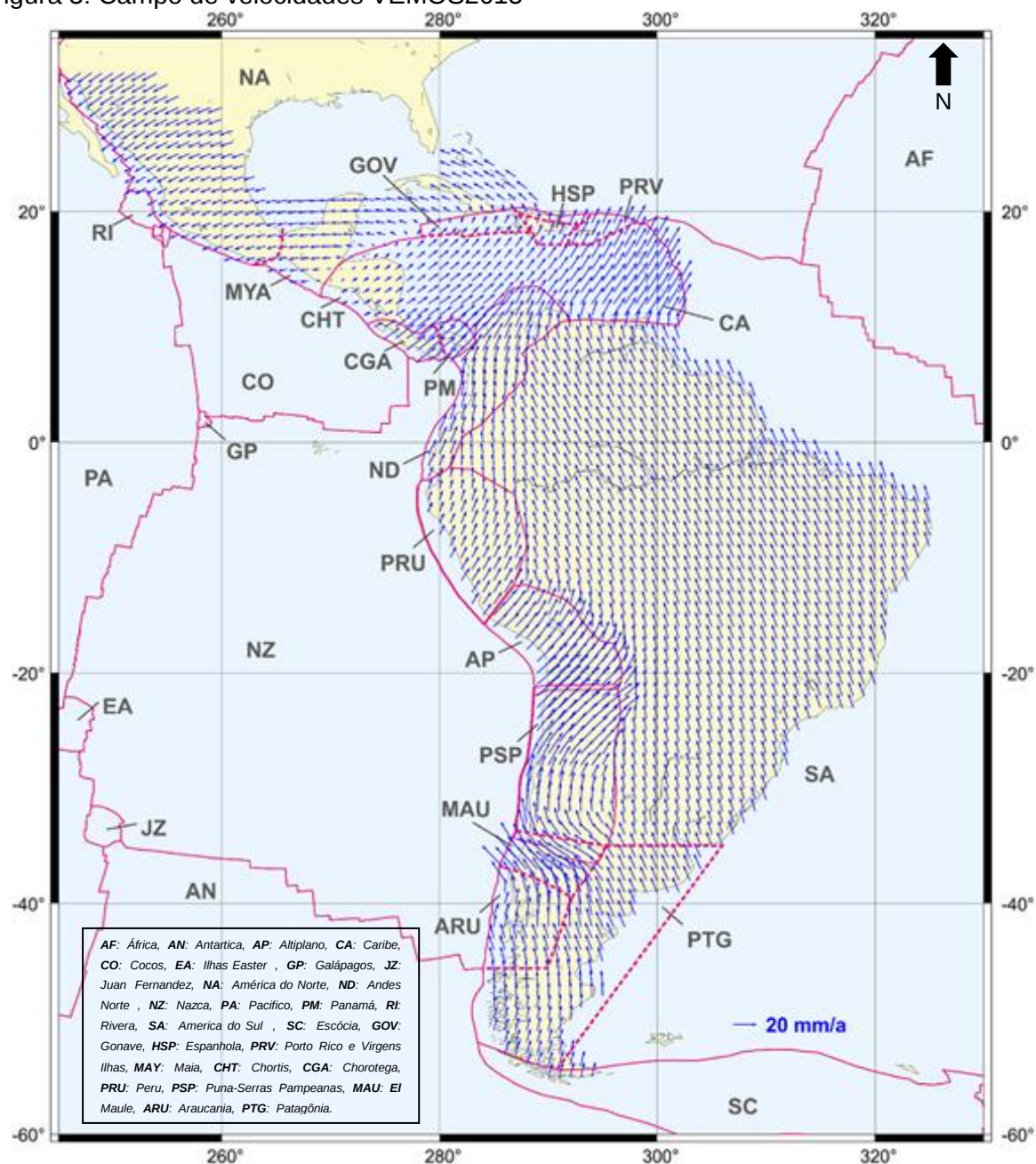
As velocidades angulares das placas tomam como referência a placa do Pacífico, sendo definidas sobre a condição de que a resultante da deformação das placas seja nula (Genrich et al., 1996). Uma rotação de $4,86 \cdot 10^{-6}$ rad/M, por exemplo, (correspondente, na base sexagesimal, a um arco $1''/M$ anos), equivale a um deslocamento aproximado de 0,03 mm por ano numa estação situada no Equador.

Perez et al. (2002) utilizaram o método GPS Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) para a estimativa do campo de velocidade da placa sulamericana. Coordenadas de estações e vetores de velocidades são inferidos e uma estimativa dos parâmetros de rotação da Placa Americana (Ω_x , Ω_y e Ω_z) é obtida. A repetibilidade do PPP nas estações proporcionou a obtenção das coordenadas numa acurácia superior a 9 mm sendo que as comparações da solução final com outras fontes, tais como ITRF, NNR-NUVEL 1A e APKIM 2000 revelam uma excelente coerência. A precisão formal da velocidade das estações foi na ordem de 0,6 mm/ano, em média, para componentes horizontais e verticais, o que aparenta ser um valor otimista com qualidade dos parâmetros estimados de rotação superior ao de outras fontes.

Outros autores utilizaram GNSS em aplicações geodinâmicas (Drewes & Heidbach, 2012; Marjanović, et al., 2012; Monico, 2000; Song & Yun, 2006; Souza, 2013).

O modelo atual de velocidades do SIRGAS é denominado VEMOS2015 (*Velocity Model for Sirgas 2015*) e foi calculado a partir de observações GNSS registradas após a ocorrência de fortes terremotos no Chile e no México em 2010 (Figura 5).

Figura 5: Campo de velocidades VEMOS2015



Fonte: Adaptado de Sánchez, L. & Drewes, H. (2016)

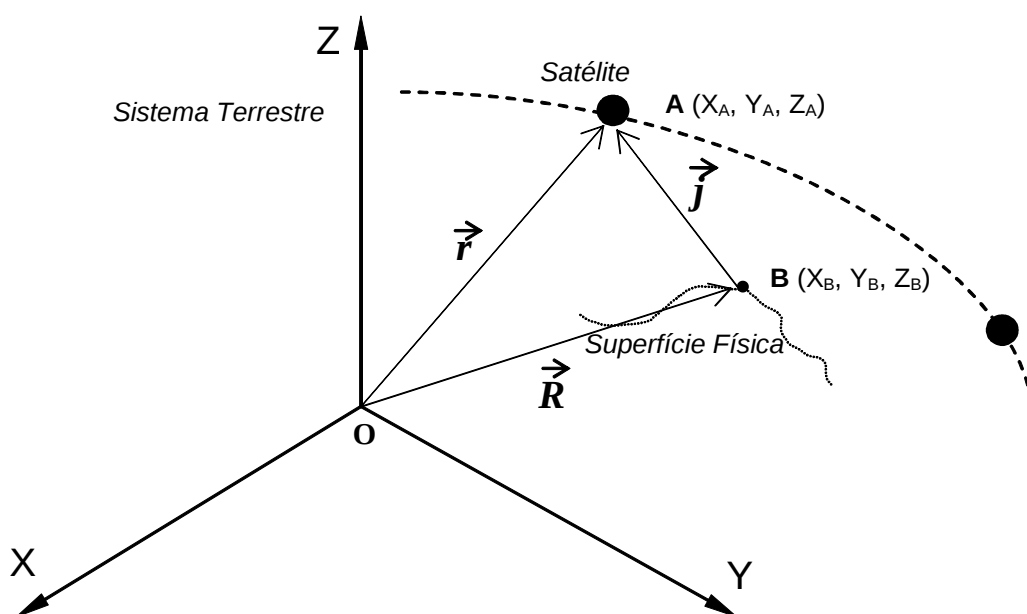
O modelo baseia-se exclusivamente na solução multianual SIR15P01, que inclui 456 estações GNSS de operação contínua e abrange o intervalo de tempo entre 14 de março de 2010 e 11 de abril de 2015. O VEMOS2015 se estende desde 55°S, 110°W a 32°N, 35°W com uma resolução espacial de 1°x1°. A incerteza média de predição é de $\pm 0,6$ mm/ano na direção Norte-Sul e $\pm 1,2$ mm/ano na direção Leste-Oeste. A incerteza máxima é de ± 9 mm/ano na zona de deformação Maule (Chile) sendo $\pm 0,1$ mm/ano a incerteza mínima na parte estável da placa sul-americana (Sánchez, L. & Drewes, H., 2016).

4.1.3 Posicionamento pelo GNSS

Os métodos de posicionamento podem ser classificados em absoluto, quando as coordenadas estão associadas diretamente ao geocentro, e relativo, quando as coordenadas são determinadas em relação a um referencial materializado por um ou mais vértices com coordenadas conhecidas. O objeto a ser posicionado pode estar em repouso (absoluto/relativo estático), ou em movimento (absoluto/relativo cinemático).

O princípio básico de posicionamento GNSS estabelece a seguinte relação para um ponto B qualquer localizado na superfície física da Terra, rastreado por um satélite A num determinado instante (Figura 6).

Figura 6: Princípio básico de um posicionamento GNSS



Fonte: Adaptado de Seeber (2003).

No sistema terrestre da Figura 6, o vetor j de posição da antena do receptor posicionada em B (coordenadas cartesianas do receptor: X_B, Y_B, Z_B) é determinado pelas observações obtidas pelo rastreamento GNSS (Pseudodistância e fase da onda portadora). O vetor r de posição do satélite (coordenadas cartesianas do satélite: X_A, Y_A, Z_A) é determinado em função das informações das órbitas dos satélites, também

conhecidas como efemérides. A posição, propriamente dita, do ponto B na superfície física é determinada pelo vetor R em função de r e j , calculado por:

$$\vec{R} = \vec{r} - \vec{j} = \sqrt{(X_A - X_B)^2 + (Y_A - Y_B)^2 + (Z_A - Z_B)^2} \quad (4)$$

Cabe ressaltar a importância da informação da posição do satélite em órbita fornecida pelo vetor r . Essa posição *a priori* é fornecida simultaneamente com o rastreo através das chamadas Efemérides Transmitidas (*Broadcast Ephemerides*). Segundo Seeber (2003), as Efemérides Transmitidas estão presentes nas mensagens de navegação e são produzidas pelo Segmento de Controle do Sistema em dois passos:

1. As denominadas órbitas de referência são calculadas baseadas em vários dias de observação pelas estações de monitoramento. Por integração numérica, estima-se a posição dos satélites (*Off-line*);
2. As discrepâncias entre as observações momentâneas estabelecidas nas estações de monitoramento e as órbitas de referência são calculadas. Utiliza-se a técnica do Filtro de Kalman para as devidas correções (*On-line*).

Após as correções, são estimados, entre outros parâmetros, a posição do satélite na época. Entretanto, para atender os usuários que necessitam de um posicionamento com melhor precisão que a proporcionada com as Efemérides Transmitidas, O IGS (*International GNSS Service*) através de seus 12 centros de análises e 427 estações distribuídos pelo mundo, recalculam, posteriormente, as posições dos satélites nas órbitas gerando as chamadas Efemérides Precisas (*Precise Ephemerides*). Essas, por sua vez, são compostas pelas coordenadas cartesianas dos satélites (em quilômetros) e as correções dos relógios dos satélites (em microssegundos) em épocas equidistantes a cada 15 minutos. A Tabela 2 apresenta um comparativo das principais características entre as efemérides precisas e transmitidas.

Tabela 2: Principais características das efemérides transmitidas e precisas

EFEMÉRIDES		PRECISÃO	DISPONIBILIDADE	ATUALIZAÇÕES	INTERVALO
Transmitidas		~100 cm	Tempo Real	--	Diariamente
Precisas	Ultra-Rápidas (predita)	~5 cm	Tempo Real	às 03, 09, 15, 21 UTC	15 min
	Ultra-Rápidas (observáveis inclusas)	~3 cm	3 - 9 horas	às 03, 09, 15, 21 UTC	15 min
	Rápidas	~2,5 cm	17 - 41 horas	Às 17 UTC diariamente	15 min
	Finais	~2,5 cm	12 - 18 dias	Toda Quinta	15 min

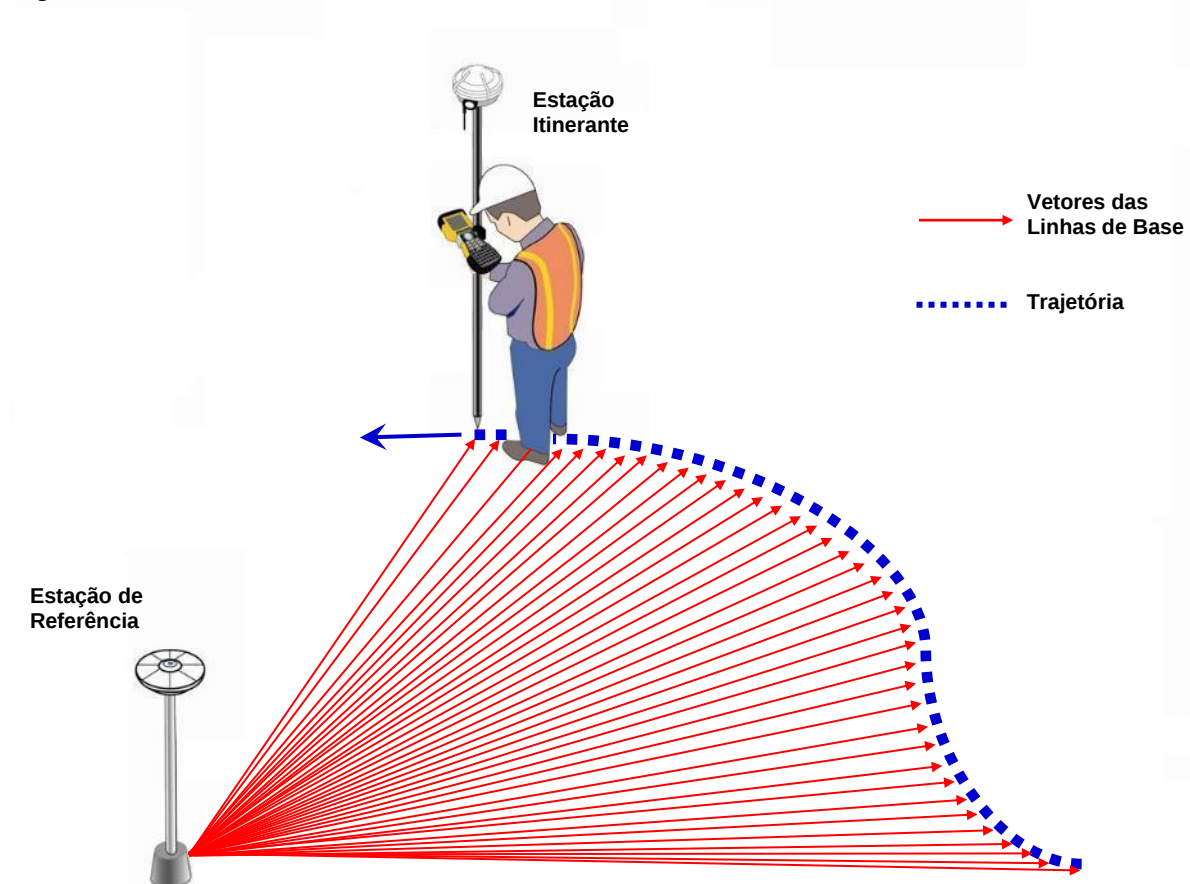
Fonte: Adaptado de IGS (2015).

Num posicionamento relativo cinemático, tem-se como observável principal a fase da onda portadora, muito embora o uso da pseudodistância seja muito importante na solução do vetor de ambiguidades. Os dados desse tipo de posicionamento podem ser processados após a coleta (pós-processados) ou durante a própria coleta, nesse caso, em tempo real (Monico, 2008).

Para muitos propósitos, há necessidade de obtenção das coordenadas precisas de uma determinada trajetória descrita por um receptor GNSS em movimento. Essa técnica é amplamente adotada em aplicações aéreas e marítimas. No entanto, tem sido utilizada em diversos levantamentos terrestres. Na execução do rastreo, não se admite uma possível perda de sintonia com os satélites por conta de uma obstrução de sinal, por exemplo, sem a possibilidade de recuperação do ciclo ou ambiguidades enquanto o receptor/antena estiver em movimento (Seeber, 2003).

Neste método de posicionamento, um receptor ocupa uma estação de referência com coordenadas conhecidas enquanto o outro (estação itinerante) se desloca sobre as feições de interesse (Figura 7).

Figura 7: Posicionamento relativo cinemático



Fonte: Adaptado de USGS (2015).

As observações simultâneas dos dois receptores possibilitam o cálculo das Duplas Diferenças (DDs), onde vários erros envolvidos nas observáveis são minimizados. No que concerne à resolução do vetor de ambiguidades, há duas opções: solucioná-los antes de iniciar o movimento, ou estimá-lo com os dados coletados durante o itinerário, sendo que não havendo a perda de sintonia com os satélites, o vetor de ambiguidades permanece o mesmo em todo o levantamento. Se o rastreo durar em torno de 20 a 30 minutos, é possível solucionar as ambiguidades com as coordenadas da trajetória da antena, sendo que o modelo matemático linearizado pode ser representado pela seguinte equação (Monico, 2008):

$$\begin{bmatrix} \Delta L_1 \\ \Delta L_2 \\ \dots \\ \Delta L_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_1 & 0 & \dots & 0 & I \\ 0 & A_2 & 0 & \dots & I \\ & & \dots & & \\ & \dots & & & \\ 0 & \dots & A_K & I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta R_1 \\ \Delta R_2 \\ \dots \\ \Delta R_k \\ N \end{bmatrix}, \quad (5)$$

onde os índices (1,2..., k) representam as épocas em que os dados em relação aos parâmetros foram coletados; ΔL_i , o vetor das diferenças entre as DDs calculadas e as observadas; A_i , matriz das derivadas parciais; ΔR_i , vetor das correções às coordenadas aproximadas da estação ocupada. Se não ocorrer perda de sintonia com os satélites, o vetor de ambiguidades (N) pode ser solucionado no ajustamento ao final do levantamento. Mesmo com perdas de ciclos, desde que não seja em número elevado que inviabilize o levantamento, há possibilidades de solução.

É evidente que deve haver um número suficiente de satélites que proporcione redundância e a solução seja passível de ser obtida. Por exemplo, no caso de quatro satélites disponíveis, não há solução, pois ao final da coleta de dados o número de observações não seria suficiente. Com quatro satélites sendo rastreados, considerando-se apenas a fase da onda portadora, obtêm-se três DDs a cada época de coleta de dados, número igual às correções das coordenadas aproximadas X_0 , Y_0 e Z_0 a serem determinadas. Acrescentam-se ainda as três ambiguidades, o que resulta em um grau de liberdade negativo igual a -3. No caso de cinco satélites e k posições, o número de graus de liberdade (gl) é $(k - 4)$. Em resumo, o número de graus de liberdade neste caso é dado por:

$$gl = k.(n_{sat} - 4) - n_{sat} + 1, \quad (6)$$

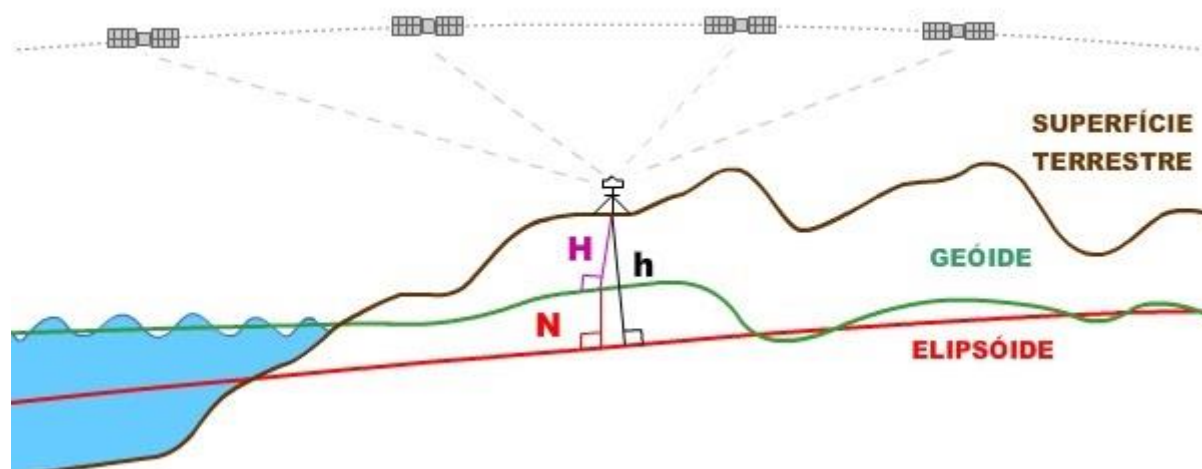
onde n_{sat} representa o número de satélites rastreados. Deve ficar claro, que no posicionamento cinemático, embora a antena esteja em movimento, a trajetória é descrita por uma série de pontos que na Equação 6 é representada por k posições (Monico, 2008).

4.1.4 Modelo de ondulação geoidal

Qualquer ponto no qual sua posição tenha sido definida por um rastreo GNSS, terá sua altitude referenciada a um elipsoide de revolução, sendo denominada altitude (ou altura) geométrica ou elipsoidal (h). Essa grandeza não possui significado físico e é mensurada ao longo de uma reta (normal) que passa pelo ponto rastreado na superfície física da Terra até o ponto estabelecido por sua projeção perpendicular ao elipsoide.

Em aplicações geológicas, é de extrema importância que as altitudes dos pontos estejam referenciadas ao nível do mar (altitude ortométrica (H)). Essa grandeza possui significado físico, sendo mensurada ao longo da linha de gravidade (vertical) desde o ponto na superfície física até a superfície geoidal tomada como referência. Caso a informação altimétrica de um ponto se tratar de uma altura elipsoidal (h), será necessária a conversão em altitude ortométrica (H). A Figura 8 ilustra a relação entre essas altitudes.

Figura 8: Relação entre altitude ortométrica e altura elipsoidal.



Fonte: Adaptado de IBGE (2016)

Para a realização da conversão de altura elipsoidal para altitude ortométrica num determinado ponto, é necessário conhecer o valor da ondulação geoidal (N) neste ponto, de acordo com a seguinte relação:

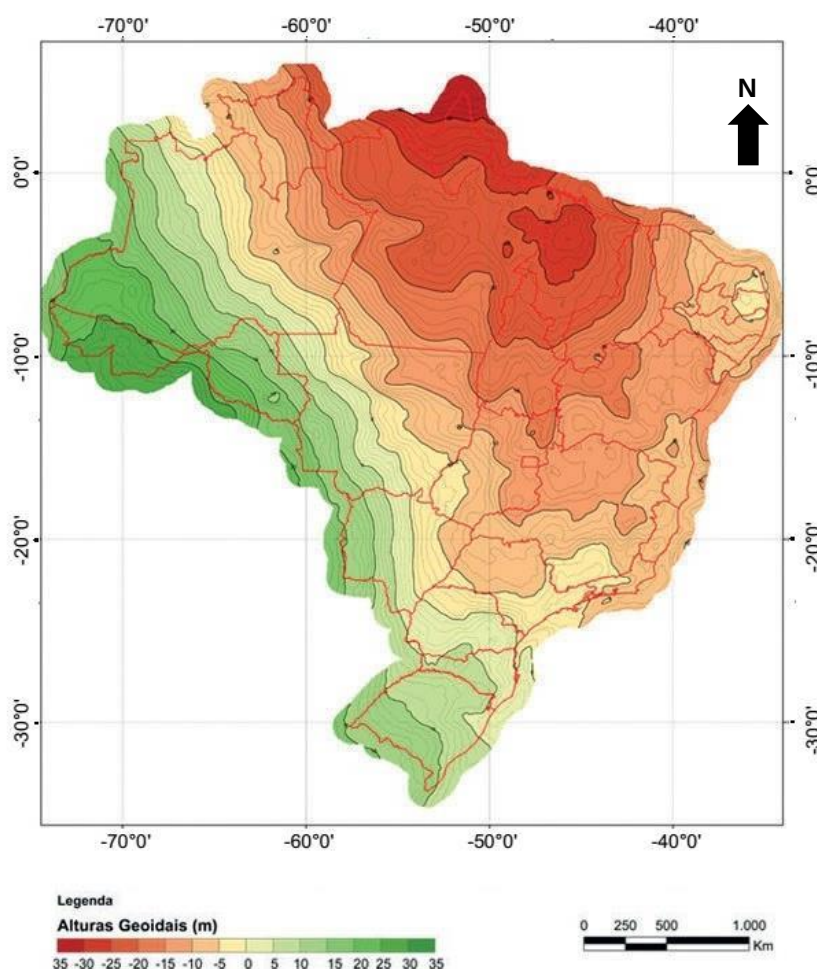
$$H = h - N \quad (7)$$

Existem diversas maneiras para obtenção dos valores de N , entretanto, a mais usual é a partir de modelos matemáticos de interpolação da ondulação geoidal.

No Brasil, o IBGE disponibiliza gratuitamente para *download* um aplicativo com o modelo de ondulação geoidal MAPGEO.

O MAPGEO2010 (IBGE, 2010) foi concebido e produzido conjuntamente pelo IBGE, através da Coordenação de Geodésia (CGED), e pela Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (EPUSP), assim como os modelos anteriores (MAPGEO2004, MAPGEO92). O modelo foi calculado com uma resolução de 5' de arco e através do Sistema de Interpolação de Ondulações Geoidais, onde os usuários podem obter a ondulação geoidal num ponto ou num conjunto de pontos, cujas coordenadas refiram-se ao SIRGAS2000 e estejam compreendidas entre as latitudes de 6°N e 35°S e entre as longitudes de 75°W e 30°W, dentro do território brasileiro (Figura 9) (IBGE, 2015).

Figura 9: Modelo de ondulação geoidal, MAPGEO2010, Sistema de Referência SIRGAS2000



Fonte: Adaptado de IBGE (2010)

Em função das coordenadas geodésicas do ponto, o MAPGEO calcula o valor da ondulação geoidal (N) para este ponto. Porém, este valor interpolado pode trazer discrepâncias que variam num intervalo de -1,0 e 1,0 metro, a depender da localização do território em que o mesmo se encontra.

4.2 SENSORIAMENTO REMOTO POR RADAR E INTERFEROMETRIA

4.2.1 Conceito Básicos de SAR (*Synthetic Aperture Radar*)

O conceito de SAR foi originalmente proposto por Carl Wiley no início da década de 50. Nas suas deduções, foi relacionada a ideia de sintetizar uma longa antena para obtenção de respostas com uma melhor resolução em termos de azimuth, em comparação com o radar de abertura real. Segundo o autor, uma plataforma SAR ao se deslocar gera um efeito Doppler levando a uma propagação de frequência azimutal ao passar sobre um alvo (Wiley, 1954).

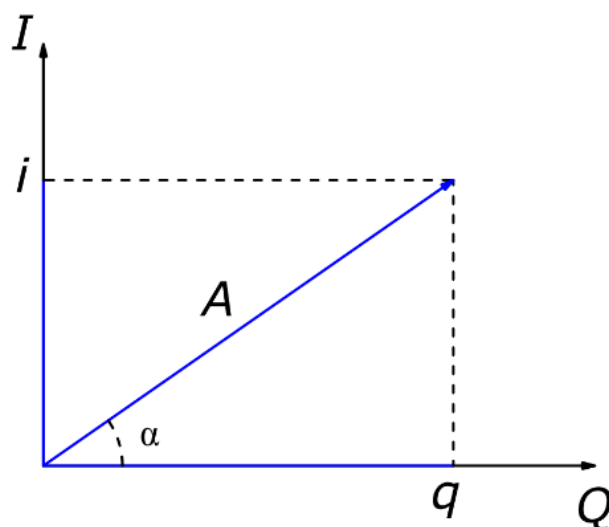
Operando em frequências de microondas, os sistemas de radar de abertura sintética fornecem imagens únicas que representam as propriedades elétricas e geométricas de uma superfície. Seus instrumentos podem operar em diferentes comprimentos de onda do radar: Banda X, $\lambda = 3,1$ cm; Banda C, $\lambda = 5,63 - 5,66$ cm e Banda L, $\lambda = 23,6 - 25,0$ cm (Lu et al., 2007)

Um sensor SAR pode registrar informações de amplitude (intensidade) e a fase do sinal retroespalhado de cada elemento de resolução do terreno. A amplitude depende, principalmente, do declive do terreno, da rugosidade superficial e da constante dielétrica, enquanto a fase é determinada pela distância entre sensor SAR (antena) e os alvos terrestres.

Esses dados registrados de amplitude e fase do sinal retroespalhado passam a ser representados na forma de uma imagem SAR complexa, que representa a refletividade da superfície (Lu et al., 2007).

A Figura 10 ilustra a representação do pixel no formato complexo, onde q e i são as componentes real e imaginária respectivamente, " A " é o módulo do número complexo representando a amplitude do pixel (Intensidade) e α representa a fase do pixel complexo.

Figura 10: Representação de um pixel no formato complexo

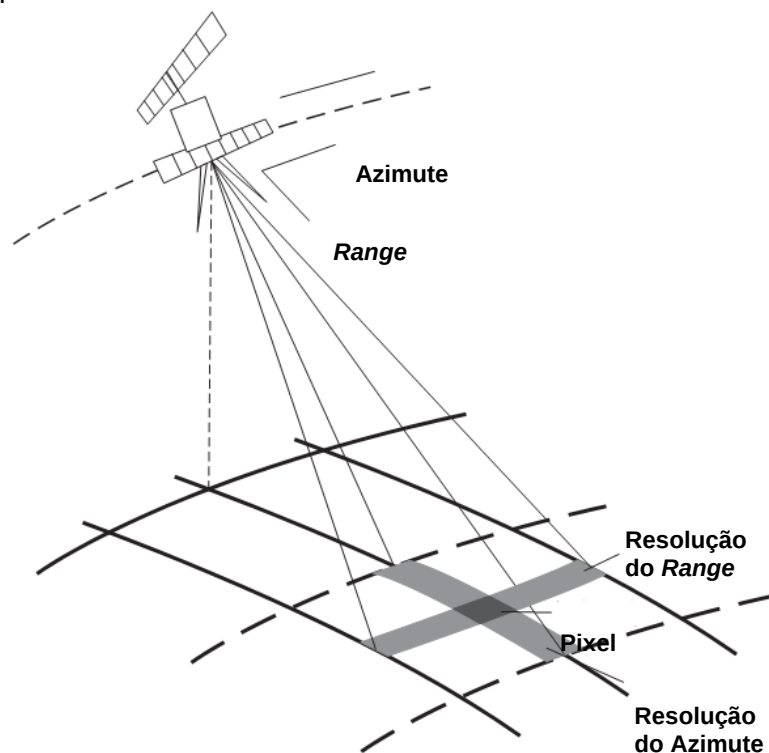


Fonte: O autor.

Um problema existente nas técnicas de radar é relativo à baixa resolução espacial relacionada às microondas. Em geral, isso é determinado pela frequência, o alcance do objeto e o tamanho da abertura. Para os satélites que orbitam numa altura em torno de 800 km, por exemplo, seria necessária uma antena de centenas de metros para alcançar a abertura necessária para uma resolução de 100 m sobre o solo, o que não é tecnicamente viável. No entanto, quando as mensurações são tomadas a partir de uma plataforma móvel (avião ou satélite), os sinais retroespalhados ao longo da trajetória de voo podem ser recolhidos e combinados. Uma abertura é, portanto, criada sinteticamente durante o processamento do sinal. Esta técnica é chamada de Radar de Abertura Sintética (SAR). Como consequência, o radar consegue uma alta resolução espacial na direção *along-track*, também chamado de azimuth (Seeber, 2003).

Na direção de alcance, perpendicular ao percurso de voo, a resolução é determinada pela duração do pulso transmitido. Na prática, os pulsos de frequência modulada são transmitidos, e a fase do sinal de retorno é medida. A Figura 11 ilustra o princípio de um SAR (Bamler, 1997).

Figura 11: Princípio básico de um SAR



Fonte: Adaptado de Seeber (2003).

Uma antena de transmissão de SAR ilumina a superfície imageada numa visada lateral. Os sinais de retorno são registrados com relação à intensidade (magnitude) e fase. Fase significa uma mudança relativa do seno do sinal recebido em relação ao sinal transmitido. A Figura 11 também demonstra que o processo de SAR transforma um objeto 3-D, por exemplo, a topografia, para uma imagem de radar bidimensional com coordenadas em *range* e azimuth. Este tipo de geometria cria distorções e resulta em difíceis interpretações de imagens SAR, em particular sobre o terreno montanhoso (Seeber, 2003).

Em comparação com sensores ópticos tradicionais, imagens SAR têm propriedades particulares e vantagens (Bamler, 2000):

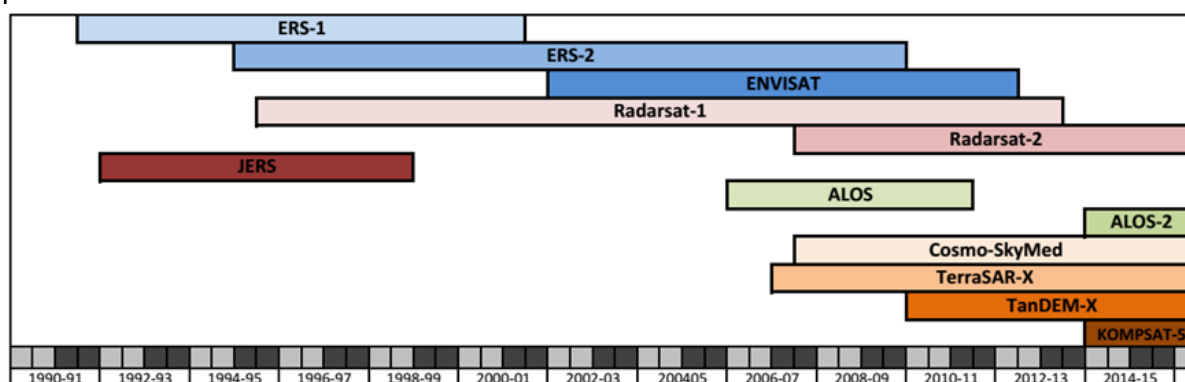
- A radiação das microondas é pouco afetada pela nebulosidade ou chuva, podendo produzir imagens em condições meteorológicas adversas; pode também penetrar (parcialmente) da neve e do solo;
- SAR é uma técnica de fonte ativa e, portanto, é independente da luz solar. Dessa forma, podem-se obter imagens tanto de dia como de noite;

- SAR pode ser considerado como um dado complementar para a detecção remota ótica; diferentes propriedades dos mesmos objetos podem ser adquiridas;
- SAR é uma imagem coerente, o que torna possível uma abordagem de interferometria.

Uma imagem SAR contém informações geométricas e radiométricas. O brilho de cada pixel é determinado pela radiação retroespalhada a partir de um alvo na superfície no solo. Um sinal forte resulta em um valor de pixel com brilho intenso. A intensidade do sinal depende de muitas influências, tais como topografia, tamanho de dispersores, comprimento de onda do radar, a umidade da superfície, e ângulo de incidência. A interpretação de uma imagem SAR, portanto, requer uma profunda compreensão do processo de formação da imagem (Bamler, 1998).

A utilização de radar a nível orbital teve início em 1978, quando a NASA lançou o SEASAT, primeiro satélite de sensoriamento remoto projetado para estudos oceanográficos a partir de radar de abertura sintética. A missão, que operou durante 106 dias, foi concebida para demonstrar a viabilidade de monitoramento por satélite global de fenômenos nos oceanos (NASA, 2015). Porém, missões mais duradouras tiveram seu marco a partir do lançamento do ERS-1 pela Agência Espacial Europeia no início dos anos 1990. A Figura 12 apresenta as principais missões em atividade e desativadas que contêm em suas plataformas sistemas sensores radares.

Figura 12: Missões espaciais que comportam sistemas sensores radares em suas plataformas



Fonte: O autor.

A maioria das plataformas orbitais que contêm sensores SAR são amplamente utilizados em altimetria por satélite sendo que alguns dos resultados podem ser considerados como um complemento ao GNSS em diversas aplicações. Outras conexões são a determinação de órbitas de satélites, a propagação do sinal entre outros. Para maiores informações acerca do SAR, recomenda-se literatura especializada (e.g. Leberl, 1990; Bamler, 1998; Gens, 1998; Lillesand & Kiefer (2000)).

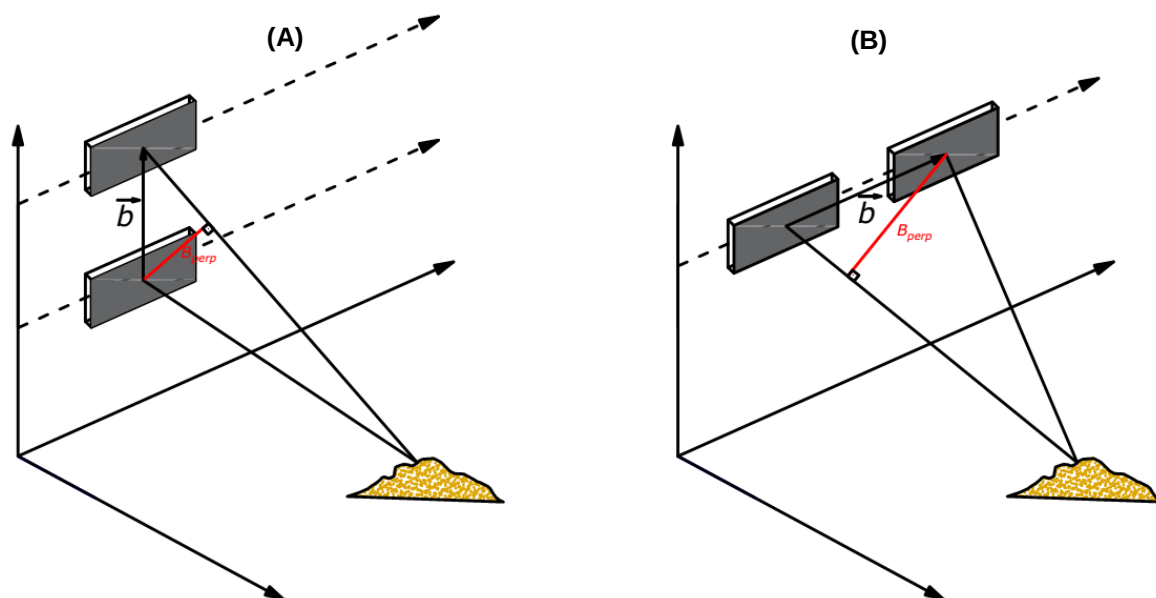
4.2.2 Interferometria por radar de abertura sintética (InSAR)

O potencial de interferometria diferencial de radar de abertura sintética foi reconhecido na década de 80. Na ocasião, aplicações para a determinação da deformação da superfície foram realizadas em áreas vulcânicas e atividades sísmicas (Gabriel et al., 1989). Alguns exemplos são amplamente mencionados na literatura no qual essa técnica foi utilizada, dentre os quais destaca-se o terremoto *Landers* no sul da Califórnia (Massonnet, et al., 1993), e a deflação do Monte Etna (Massonnet, 1997). Mais recentemente, outras deformações da superfície terrestre associadas a atividades sísmicas e subsidência foram investigadas utilizando a interferometria diferencial por radar (Battaglia & Métaxian, 2012; Chini et al., 2010; Fielding et al., 2013; Lindsey et al., 2015; Liu et al., 2010; Raucoules & De Michele, 2010; Stramondo et al., 2011; Tobita et al., 2011; Tomás et al., 2014; Chaussard et al., 2014).

A diferença de fase interferométrica entre os sinais recebidos num InSAR, pode ser combinada para cada ponto das imagens. Essa diferença está relacionada com a diferença de comprimento da trajetória geométrica antena/alvo, a qual depende da topografia da superfície. Se a geometria interferométrica do sistema for conhecida, a diferença de fase pode ser convertida numa altitude para cada ponto de imagem.

Duas classes principais de radares interferométricos são definidas na literatura, de acordo com a configuração geométrica do sistema (Figura 13).

Figura 13: Configurações geométricas dos sistemas InSAR. (A) Passagem única do sensor. (B) Passagem do sensor em diferentes épocas.



Fonte: Adaptado de Simons & Rosen (2007).

A distância entre os dois satélites (ou órbitas) no plano que contém as plataformas é chamada de linha de base interferométrica (b). Sua projeção perpendicular à direção inclinada da visada é denominada linha de base perpendicular espacial (B_{perp}). Quando as antenas são separadas temporalmente, o intervalo de tempo da tomada das imagens é denominado de linha de base temporal (B_{temp}).

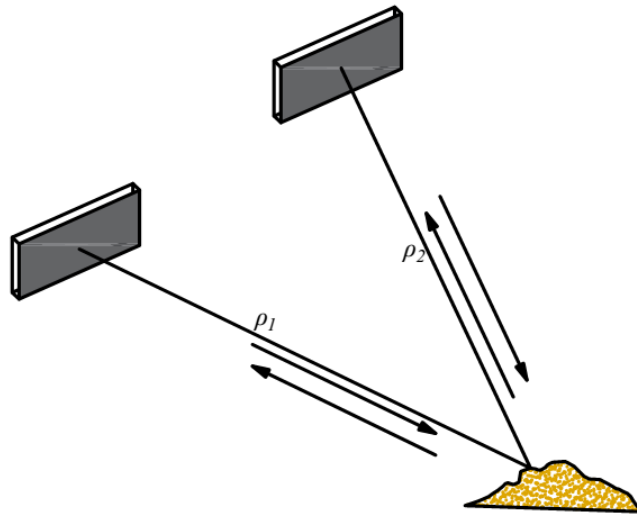
Num primeiro cenário (Figura 13A), há uma única passagem do sensor. Duas antenas separadas espacialmente são montadas numa mesma plataforma. Diferentes trajetórias são percorridas num mesmo instante, de forma que o mesmo alvo é visado simultaneamente pelas antenas, ficando assim configurada a geometria interferométrica em função da linha de base b (Simons & Rosen, 2007).

Numa segunda situação (Figura 13B), o sensor passa pelo alvo em épocas distintas. As informações acerca de um mesmo alvo são tomadas em instantes diferentes ao longo da mesma trajetória. Nesse caso, exploram-se repetidas órbitas do mesmo satélite e a distância formada pela posição da antena nos dois instantes de captura formará a linha de base b (Simons & Rosen, 2007).

A separação temporal entre as cenas pode variar desde segundos a anos. As duas observações podem ser feitas por sensores diferentes, desde que tenham parâmetros do sistema de radar quase idênticos. Um movimento do alvo será detectado através da comparação das imagens. Dessa maneira, é possível gerar, com precisão, modelos digitais de deslocamentos ou deformações (Simons & Rosen, 2007).

Considere um sistema interferométrico onde um mesmo alvo é visado a partir de dois pontos de vista diferentes (Figura 14).

Figura 14: Emissão e recepção do sinal a partir de diferentes pontos de vista.



Fonte: Adaptado de Rosen (2013).

Sendo, ρ_1 e ρ_2 as distâncias geométricas do alvo à plataforma e $\delta\rho$ a variação da distância geométrica na segunda passagem em relação à primeira. Nesse caso, a equação para o deslocamento do alvo pode ser obtida a partir da seguinte relação fundamental da diferença de fase interferométrica $\Delta\phi$ num comprimento de onda λ (Simons & Rosen, 2007):

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda}(\rho_2 + \rho_2) - \frac{2\pi}{\lambda}(\rho_1 + \rho_1) \quad (8)$$

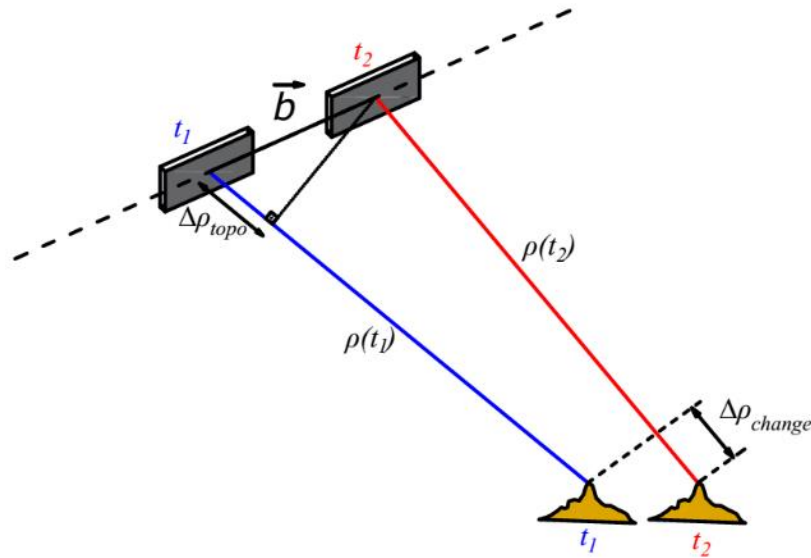
$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda}(\rho_2 - \rho_1) \quad (9)$$

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda} \delta\rho, \quad (10)$$

Onde $\rho = 2$.

Se as observações são feitas em momentos distintos (t_1 e t_2) a partir de diferentes localizações no espaço, uma linha de base b é estabelecida e a fase interferométrica é proporcional à topografia da superfície ($\Delta\rho_{\text{topo}}$). Caso a superfície tenha sofrido alguma deformação ($\Delta\rho_{\text{change}}$), essa variação topográfica também será detectada a partir da proporcionalidade da fase (Figura 15).

Figura 15: Relação da deformação da superfície com a fase



Fonte: Adaptado de Rosen (2013).

A diferença de fase entre duas imagens SAR, adquiridas em diferentes passagens, contém um termo de fase proporcional à movimentação dos alvos terrestres ao longo da linha de visada do sensor. Qualquer movimentação produzirá um *offset* da fase, ou defasagem. Este *offset* é observado na subtração de duas ou mais imagens da fase, gerando-se um interferograma (Prati et al., 2010; Smith, 2002).

A equação de fase para obtenção dos deslocamentos pode assim ser definida por:

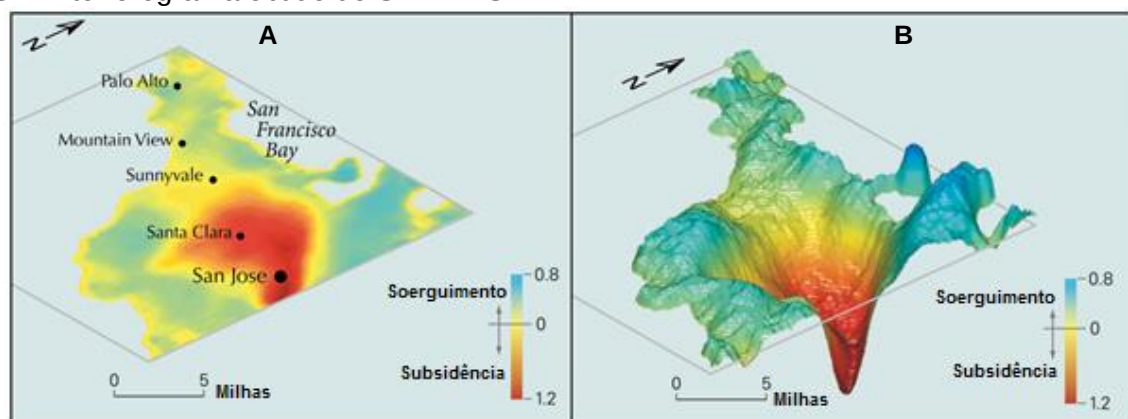
$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} (\Delta\rho_{\text{change}} + \Delta\rho_{\text{topo}}) \quad (11)$$

Se a topografia da superfície é conhecida, então o segundo termo pode ser eliminado, restando assim como única incógnita, o termo referente à deformação da superfície.

O princípio básico do SAR na detecção de subsidência consiste na operação da fase, pixel a pixel, num conjunto de dados em duas épocas ou aquisições distintas, para uma mesma posição na superfície analisada. A diferença de fase resultante é representada por uma série de franjas interferométricas denominadas interferogramas e está diretamente relacionada à superfície topográfica. Nesse contexto, o SAR tem o potencial de fornecer informações muito importantes acerca de movimentações da superfície terrestre, principalmente devido a sua alta precisão na componente vertical. Para um caso específico, diferentes abordagens podem ser aplicadas dependendo da disponibilidade de um modelo digital de elevação (MDE) (Strozzi et al., 2001).

Um exemplo de mapa de deslocamento é apresentado na Figura 16, gerado pelo USGS (U.S. *Geological Survey*) a partir de dados SAR do satélite ERS-1.

Figura 16: Processos de subsidência e soerguimento em Santa Clara Valley – Califórnia USA. Interferograma obtido do SAR ERS-1



Fonte: Modificado de Galloway et al. 2000

No interferograma da Figura 16A, a paleta de cores representa desde os processos de subsidência da superfície terrestre na cor vermelha, até os processos de soerguimento, em azul. O intervalo de tempo entre as cenas que originou os mapas de deslocamentos verticais foi de 7 meses (janeiro a agosto de 1997). Um relevo sombreado do interferograma é mostrado na Figura 16B com altíssimo exagero vertical.

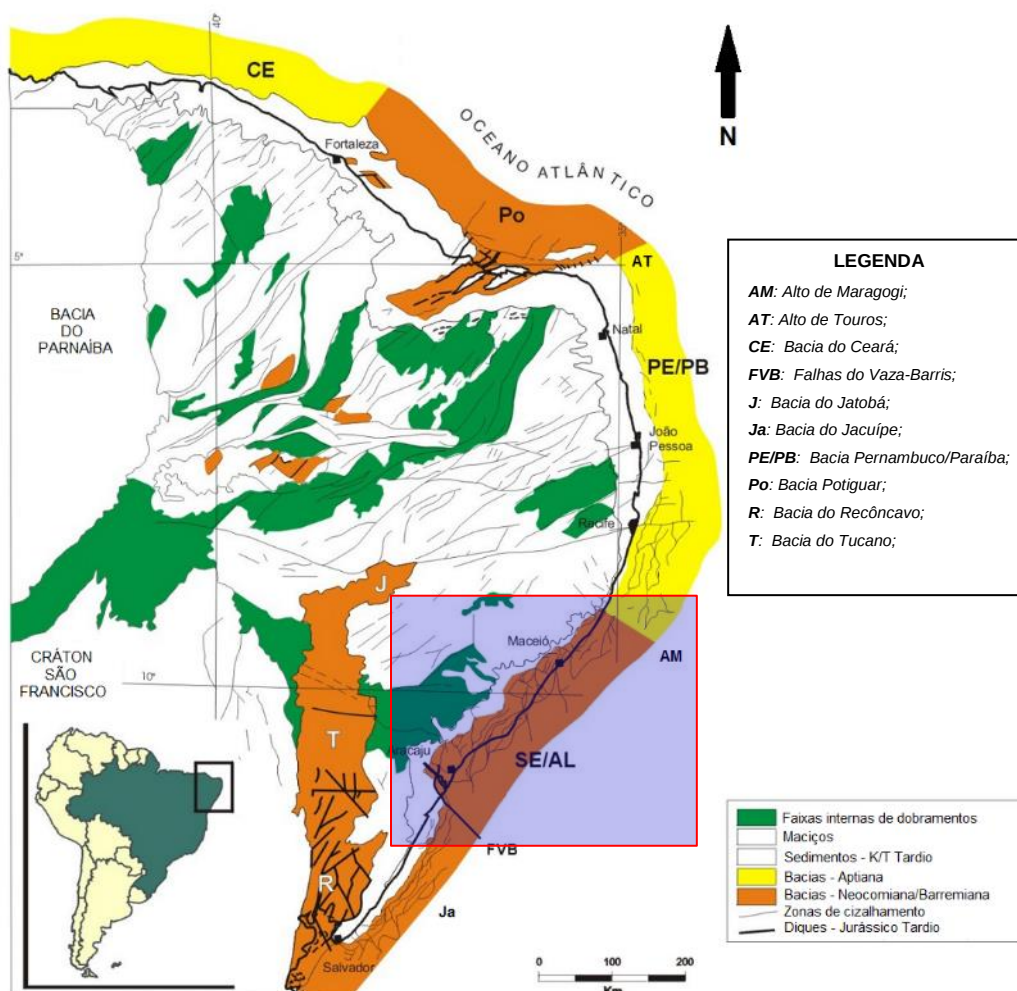
5 ÁREA DE ESTUDO

5.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo corresponde à planície deltaica associada à desembocadura do Rio São Francisco, situada na Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas. Esta bacia se apresenta na forma de um *graben* que se alinha na direção NE-SW, mergulhando para sudeste. O Delta do São Francisco é um dos mais proeminentes da costa brasileira, se estendendo por uma linha de costa de cerca de 75 km e abrangendo uma área de aproximadamente 800 km² (Dominguez, 1996; Guimarães, 2010; Ponte, 1969). Compreende os municípios de Feliz Deserto, Piaçabuçu e Penedo, no Estado de Alagoas, e Neópolis, Ilha das Flores, Brejo Grande, Pacatuba e Pirambu no Estado de Sergipe (Figura 17).

constituído pela Plataforma de Estância e, no mar, pela Bacia de Jacuípe, através do sistema de falhas do Vaza-Barris (Feijó, 1994; ANP, 2000).

Figura 18: Bacias sedimentares do Nordeste Brasileiro. No detalhe, a Bacia de Sergipe-Alagoas



Fonte: Adaptado de De Matos (1999).

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é formado por rochas metamórficas proterozoicas de baixo grau dos grupos Miaba (quartzitos, metapelitos, metacarbonatos) e Vaza-Barris (metadiamicititos, metacarbonatos, metassiltitos e filitos) (Uhlein et al., 2011; Moraes Rego, 1933). Também ocorrem rochas metassedimentares do Grupo Estância (arenitos, conglomerados, carbonatos, siltitos) (Silva Filho et al., 1978,1979), possivelmente de idade cambriana, que foram depositados por sistemas alúvio-fluviais, deltaicos e de marés. O embasamento da Sub-bacia de Alagoas é constituído por rochas graníticas, proterozoicas, do maciço

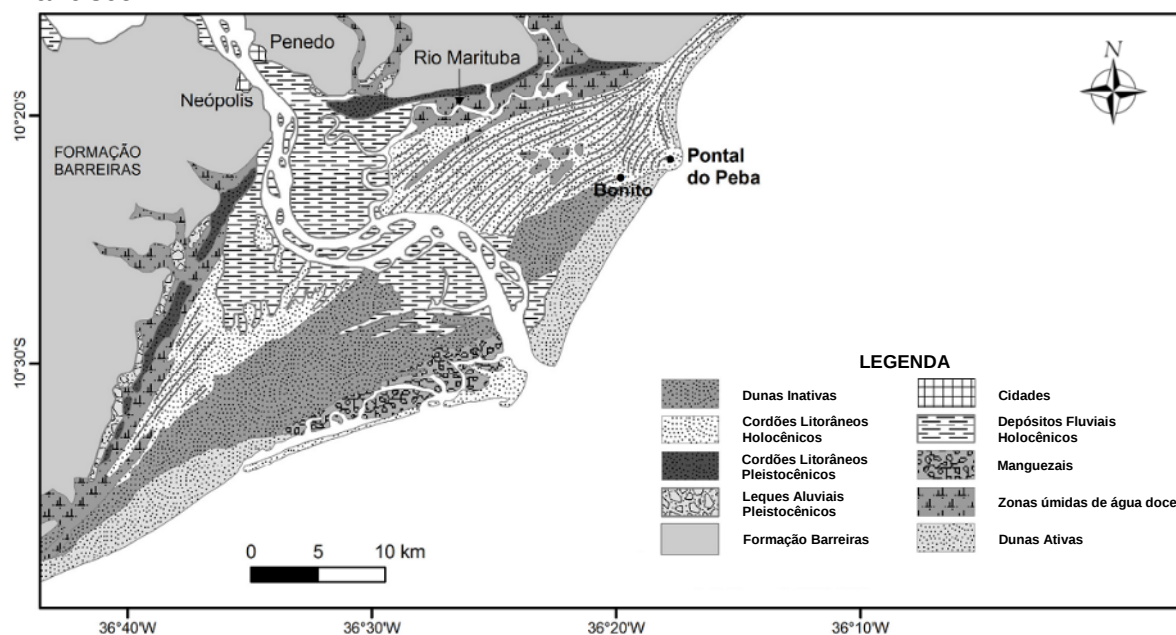
Pernambuco-Alagoas. O preenchimento sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas constitui-se de vinte e três sequências deposicionais. Essas sequências são correlacionáveis aos estágios evolutivos que ocorreram nas bacias da margem leste brasileira e que culminaram com a formação do Atlântico Sul (Ponte & Asmus, 1976): sinéclise; pré-rifte; rifte e margem passiva (*drifte*).

Sobre o embasamento pré-cambriano, foram depositadas em condições intracratônicas, uma sequência carbonífera representada pela Formação Batinga (ex. conglomerados, arenitos imaturos, siltito listrado) e, posteriormente, uma sequência Permiana, que corresponde à Formação Aracaré (ex. arenito médio avermelhado, folhelho e calcário). Essas sequências representam o registro sedimentar de sinéclises paleozóicas que cobriam extensas áreas do super continente Gondwana (Schaller, 1969; Neto et al., 2007).

5.2.1 Feições Geológico-Geomorfológicas da Planície Deltaica

A planície deltaica do Rio São Francisco (Figura 19) é composta por depósitos pleistocênicos e holocênicos, sendo delimitada por sedimentos clásticos terciários da Formação Barreiras, discordantes sobre as rochas mais antigas. Os depósitos presentes nos limites noroeste possuem formato tabular com espessuras variando de 20 a 30 m, onde recobrem a borda da bacia e alcançam espessuras de 100 a 120 m nas proximidades do litoral. As espessuras são também controladas por altos e baixos estruturais (Ponte, 1969 Apud Guimarães 2010). As rochas caracterizam-se por serem exclusivamente terrígenas, sendo formadas por arenito e conglomerado com matriz argilosa. Compreendem depósitos de origem continental, originários de um sistema de leques aluviais coalescentes (MME, 1983). Há, no entanto, trabalhos mais recentes que atestam uma origem marinha (Dominguez & Araújo, 2008).

Figura 19: Principais feições geológico-geomorfológicas da planície deltaica do Rio São Francisco



Fonte: Modificado de Guimarães (2010).

A evolução quaternária da planície deltaica do São Francisco foi fortemente controlada por sucessivas variações relativas do nível do mar durante este período, conforme demonstrado em diversos estudos (Martin et al., 1979; Bittencourt et al., 1982, 1983; Barbosa, 1985; Barbosa et al., 1986; Villwock et al., 1986; Dominguez and Barbosa, 1994; Leão & Dominguez, 2000).

Os depósitos do quaternário que formam a planície deltaica compreendem ambientes definidos por (Figura 19):

a) Leques Aluviais Pleistocênicos: adjacente às falésias que separam o delta dos depósitos da Formação Barreiras, no sopé das feições, depositaram-se leques aluviais coalescentes de idade pleistocênica, com altitudes variando de 10 a 20 m. Na porção sul do delta, onde são bem desenvolvidos, apresentam-se praticamente contínuos, enquanto que na porção norte restringem-se apenas a ocorrências pequenas e isoladas dentro de um pequeno vale escavado na Formação Barreiras. Esses depósitos mal consolidados contêm sedimentos predominantemente arenosos e mal selecionados, constituídos de grãos de cores variegadas, finos a grosseiros e, localmente, contendo argila e grandes quantidades de seixos (Bittencourt et al., 1982; Dominguez, 1996; Guimarães 2010);

b) Cordões Litorâneos Pleistocênicos: ocupando a porção mais interna da planície deltaica e dispostos numa faixa de altitude que varia entre 7 e 10 metros, essas feições possuem, provavelmente, idade de 123.000 anos AP. São estabelecidos na forma de terraços compostos por sedimentos esbranquiçados, arenosos, com grãos finos a grosseiros, apresentando, localmente, diversos níveis de seixos intercalados ao longo de toda a sequência vertical. Os terraços são interrompidos, localmente, por pequenos cursos de água, e sua origem marinha é atestada ao se observar o padrão de antigas cristas dos cordões litorâneos paralelos e separados por largas zonas intercordões alagadas (Barbosa & Dominguez, 2004; Bittencourt et al., 1982; Martin et al., 1982);

c) Cordões Litorâneos Holocênicos: com altitudes entre 3 e 7 metros acima do nível do mar atual, essas feições possuem idade de cerca de 5.100 anos AP. Os depósitos são caracterizados por sedimentos arenosos, com granulometria fina a média, apresentando coloração normalmente castanha e um acamamento plano-paralelo mergulhando ligeiramente em direção ao mar. Assemelham-se com os terraços marinhos pleistocênicos. No entanto, as cristas de cordões litorâneos, diferentemente dos pleistocênicos, são bem marcadas, além de serem próximas e paralelas entre si. A progressiva diminuição na altitude desses cordões, da parte mais interna para a mais externa da planície deltaica, é uma forte evidência da regressão que sucedeu a última transgressão, durante o holoceno (Barbosa & Dominguez, 2004; Bittencourt et al., 1982);

d) Zonas úmidas de água doce: durante a máxima transgressão, há cerca 5.200 anos AP, o mar atingiu as proximidades das falésias das zonas baixas dos terraços, formando lagunas em ambos os lados do delta. Com a regressão que se seguiu, começou a ser formada uma segunda geração de cordões litorâneos arenosos, mais baixos que os anteriores. As lagunas formadas começaram a desaparecer progressivamente, evoluindo para os pântanos atuais (Bittencourt et al., 1982). Os depósitos típicos dessas zonas são formados por lamas de origem orgânica, uma espécie de turfa constituída de restos vegetais semidecompostos, de coloração variando de marrom a preta, intercalada com lentes de argila e silte (Braz Filho, 1980). Essa lama preenche as áreas mais baixas, separando os terraços dos cordões litorâneos pleistocênicos dos holocênicos. Atualmente, encontram-se abrangidas por zonas úmidas de água doce. Datações de radiocarbono destes

depósitos apontam uma idade de 5730 ± 200 anos BP (Barbosa, 1985; Barbosa et al., 1986);

e) Depósitos Fluviais Holocênicos: são os depósitos de planície de inundação que são encontrados nas zonas baixas e planas que margeiam o Rio São Francisco na parte central do delta. Ocupam vales escavados por pequenos cursos de água na Formação Barreiras, e são compostos de materiais predominantemente siltico-argilosos, ricos em matéria orgânica (Bittencourt et al., 1982);

f) Manguezais: os depósitos de mangue estão praticamente restritos no setor sudeste da desembocadura do Rio São Francisco. Seu processo de formação está associado à remobilização, pela deriva litorânea, de barras de desembocadura no sentido de sotamar. Esta remobilização origina pontais arenosos e na retaguarda dos mesmos se formam áreas protegidas, onde se desenvolvem os manguezais (Bittencourt et al., 1982);

g) Dunas: as dunas da planície deltaica do São Francisco encontram-se dispostas ao longo da parte externa do delta, abrangendo quase a totalidade de sua extensão. Duas gerações de dunas são identificadas na planície, sendo uma delas mais interna composta de dunas inativas já fixadas pela vegetação. A segunda geração, mais próxima do mar, compreende dunas ativas. As dunas mais antigas (inativas) são posteriores à formação dos terraços marinhos holocênicos. Têm altitudes mais ou menos equivalentes, variando entre 20 e 30 m, sendo que seus sedimentos constituem areia fina a muito fina, cinza-amareladas (Bittencourt et al., 1982). Segundo Barbosa & Dominguez (2004), no campo de dunas mais recente (ativas), três províncias morfológicas são reconhecidas: (i) lençóis de areia (*sand-sheets*); (ii) dunas isoladas e interdunas; e (iii) dunas compostas.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

As informações apresentadas nesse capítulo abordam a relação dos materiais utilizados na pesquisa além da descrição da metodologia adotada. Na sequência são apresentados os procedimentos adotados para a realização dos levantamentos geodésicos e posterior geração de perfis topográficos delineados ao longo da planície deltaica do Rio São Francisco.

6.1 MATERIAIS UTILIZADOS NA PEQUISA

Equipamentos

- 2 receptores GNSS L1/L2 *Topcon Hiper Lite+* (GPS & GLONASS)
- 3 receptores GNSS L1/L2 *Spectra/Ashtech Promark 220* (GPS & GLONASS)
- 4 receptores GPS *Garmin* (Navegação)
- 1 Nível Eletrônico *Leica Sprinter*
- 1 Automóvel modelo Caminhonete
- 1 Quadriciclo
- 1 Motocicleta

Softwares

- Processamento GNSS
 - *GNSS Solutions*
 - *Topcon Tools*
- GIS – *Geographical Information System*
 - *Esri ArcGis*
- InSAR
 - NEST
 - SNAPHU
- Outros Aplicativos
 - Autodesk AutoCad Civil 3D
 - MAPGEO2010/2015
 - Google Earth

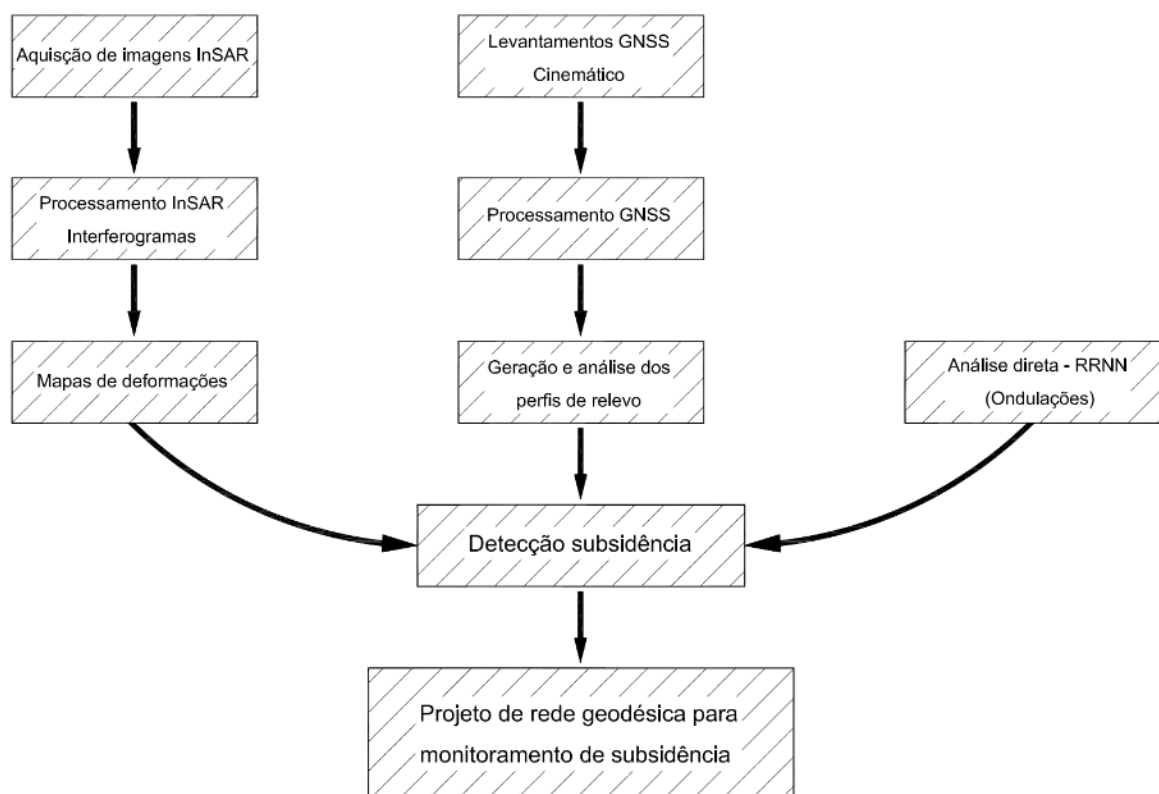
Imagens Orbitais

- Imagens multiespectrais do satélite LANDSAT 7 ETM+
- Imagens de radar ASAR/ENVISAT 1 no formato *Single Look Complex* (SLC)

6.2 METODOLOGIA

A proposta metodológica baseia-se na integração de técnicas geoespaciais para investigação do fenômeno de subsidência na planície deltaica do Rio São Francisco. A Figura 20 ilustra a sequência adotada para a execução das atividades.

Figura 20: Fluxograma da metodologia adotada



Fonte: O autor.

A partir de levantamentos cinemáticos GNSS realizados na superfície da planície, objetivou-se a produção de perfis de relevo a fim de se avaliar os aspectos geomorfológicos relacionados às altitudes de trechos da planície, estes aspectos são importantes para se correlacionar com os rebaixamentos vinculados aos processos de subsidência.

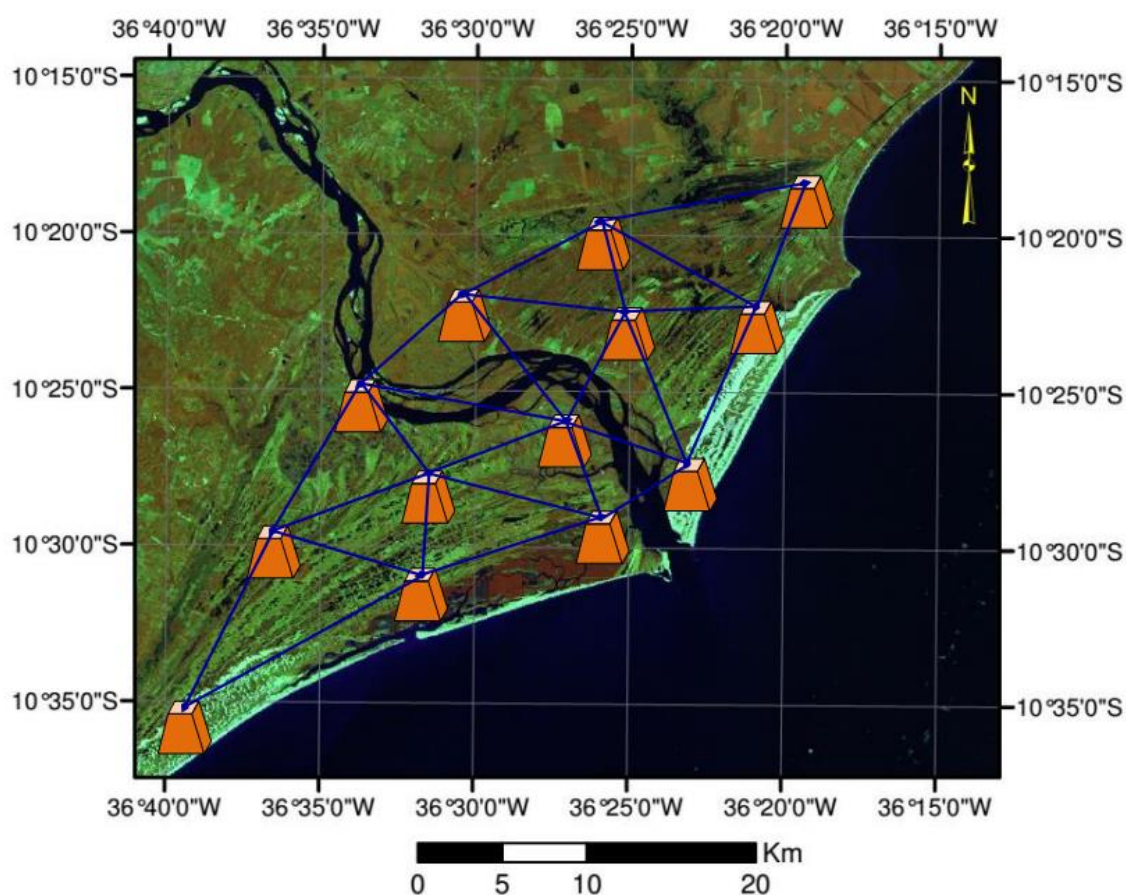
Paralelo aos levantamentos, imagens de radar de abertura sintética da área de estudo foram processadas utilizando algoritmos interferométricos onde, a partir dos

interferogramas criados, são gerados mapas de deformações da superfície da planície.

Informações complementares, extraídas de 15 furos de sondagem realizados anteriormente pelo Laboratório de Estudos Costeiros do Instituto de Geociências da UFBA foram também selecionados a fim de validar as informações de deslocamento da superfície terrestre.

Todo esse conjunto de informações constitui o projeto de rede geodésica implantada para o monitoramento da subsidência na planície (Figura 21).

Figura 21: Esquema ilustrativo da rede geodésica de monitoramento de subsidência



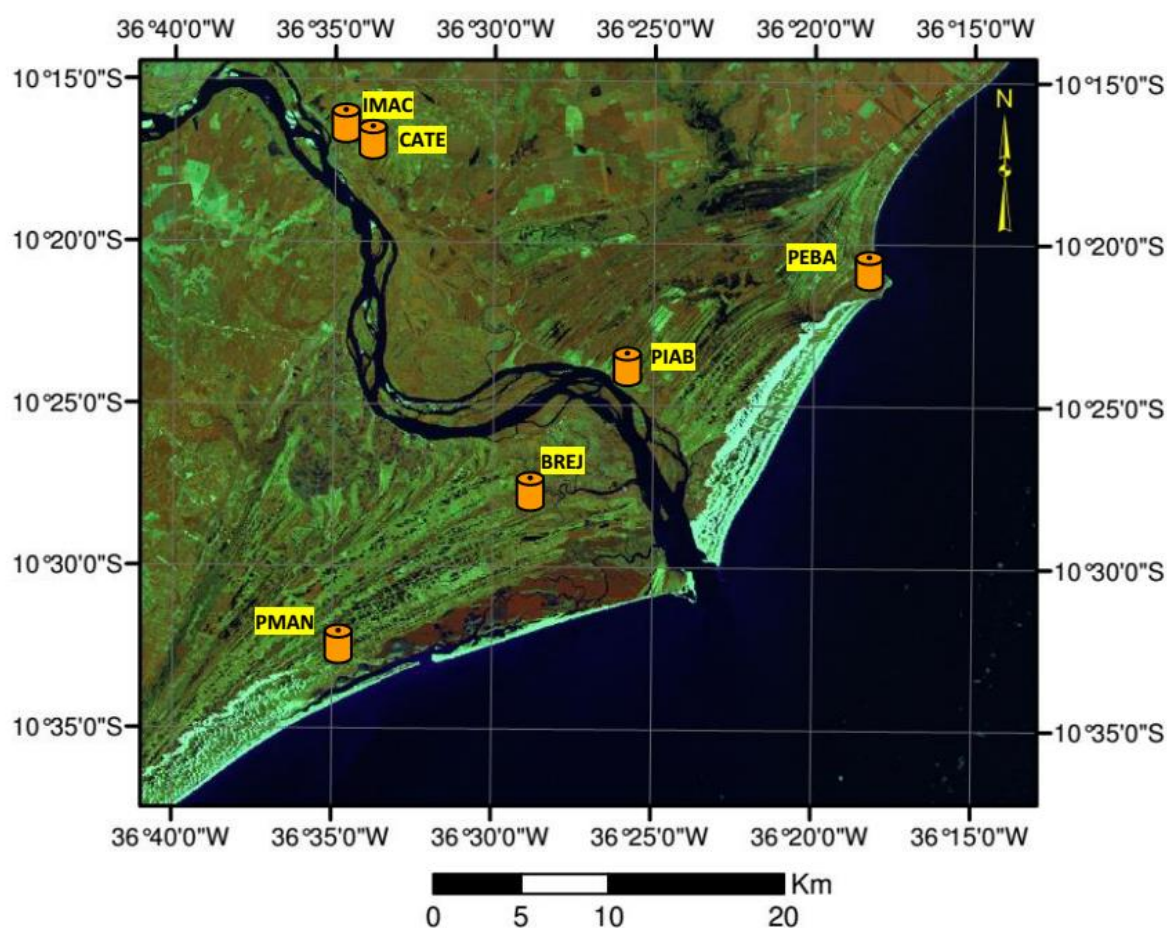
Fonte: O autor.

A distribuição espacial e densificação dos vértices da rede (monumentalizados com marcos de concreto ou chapa padrão cravada em estruturas existentes) serão realizadas em função das informações oriundas da integração das técnicas geoespaciais adotadas.

6.3 IMPLANTAÇÃO DAS ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA

Antes de serem iniciados os primeiros levantamentos GNSS na superfície da planície, faz-se necessário o estabelecimento das chamadas Estações de Referência, compostas por pontos de apoio materializados que serão utilizados como bases fixas para todos os levantamentos GNSS realizados a posteriori. Inicialmente, a localização dessas estações é definida de forma que a disposição das mesmas na área de estudo venha a ser de maneira bem distribuída geograficamente, proporcionando, assim, linhas de base relativamente curtas para os rastreios GNSS realizados em qualquer localização da planície (Figura 22).

Figura 22: Distribuição das estações de referência implantadas



Fonte: O autor.

As estações foram devidamente materializadas com chapas de alumínio e, posteriormente, rastreadas com receptor GNSS multi-frequência (GPS + GLONASS) em modo estático num período entre 6 e 8 horas de rastreio para cada estação.

As coordenadas geodésicas de cada um dos seis vértices foram definidas mediante transporte de coordenadas, a partir das estações da RBMC mais próximas, a saber: a estação SEAJ, localizada em Aracaju (SE) e a estação ALAR, situada em Arapiraca (AL).

O processamento dos dados oriundos dos rastreios GNSS em função das estações RBMC, proporciona a obtenção das coordenadas geodésicas das seis Estações de Referência, vinculando-as automaticamente ao Sistema Geodésico Brasileiro, conforme apresentado na Tabela 3.

Tabela 3: Coordenadas geodésicas e incertezas das estações de referência em SIRGAS 2000.

Estação	Latitude (φ)	σ_{φ} (m)	Longitude (λ)	σ_{λ} (m)	Altura Elipsoidal (h)	σ_h (m)	Localização
PMAN	10°33'21,68675"S	0,013	36°34'42,22592"W	0,017	-6,458	0,028	Localidade de Ponta dos Mangues (SE)
BREJ	10°28'00,08681"S	0,010	36°29'06,30285"W	0,011	-6,718	0,027	Povoado de Brejão (SE)
PIAB	10°24'24,04160"S	0,004	36°26'08,98285"W	0,011	-6,347	0,010	Praça em frente à Igreja Matriz de São Francisco de Borja, Piaçabuçu-AL
PEBA	10°20'50,83812"S	0,013	36°18'02,05785"W	0,017	-6,446	0,028	Povoado de Pontal do Peba (AL)
IMAC	10°17'14,23039"S	0,006	36°34'47,99640"W	0,024	33,537	0,023	Em frente ao Colégio Imaculada Conceição, Penedo – AL
CATE	10°17'20,85195"S	0,000	36°35'08,46878"W	0,000	16,121	0,001	Praça em frente à Catedral de Nossa Senhora da Conceição, Penedo – AL

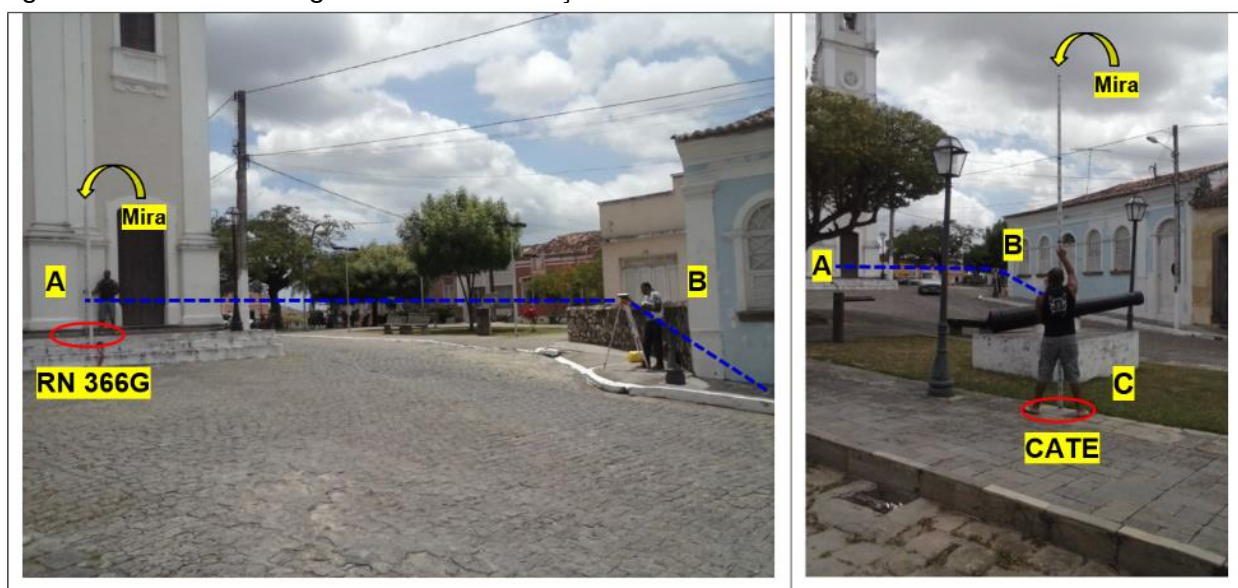
Fonte: O autor.

Na tentativa de se alcançar um maior nível de confiabilidade nos pontos rastreados, buscou-se produzir um modelo local de ondulações. Para isso, foram escolhidos alguns vértices da rede altimétrica do Sistema Geodésico Brasileiro (Vértices de Referência de Nível – RN) localizados na área de estudo, onde foi possível realizar um rastreamento GNSS direto ou rastreamento associado a um nivelamento geométrico. Os vértices de RN já trazem consigo a informação precisa de Altitude Ortométrica (H). No rastreamento GNSS obtém-se a Altura Elipsoidal (**h**) do vértice

aplicando a Equação 7 (Seção 4.1.4), assim os valores de “N” são obtidos para cada um dos pontos rastreados.

As estações de referência CATE, IMAC e PIAB foram estrategicamente alocadas nas proximidades dos vértices de RN 366G, 2487L e 2487Z, respectivamente, tendo suas Altitudes Ortométricas estabelecidas mediante nivelamento geométrico partindo desses vértices. A Figura 23 ilustra a metodologia de campo para a obtenção da Altitude Ortométrica de CATE. O mesmo procedimento foi aplicado para as estações IMAC e PIAB.

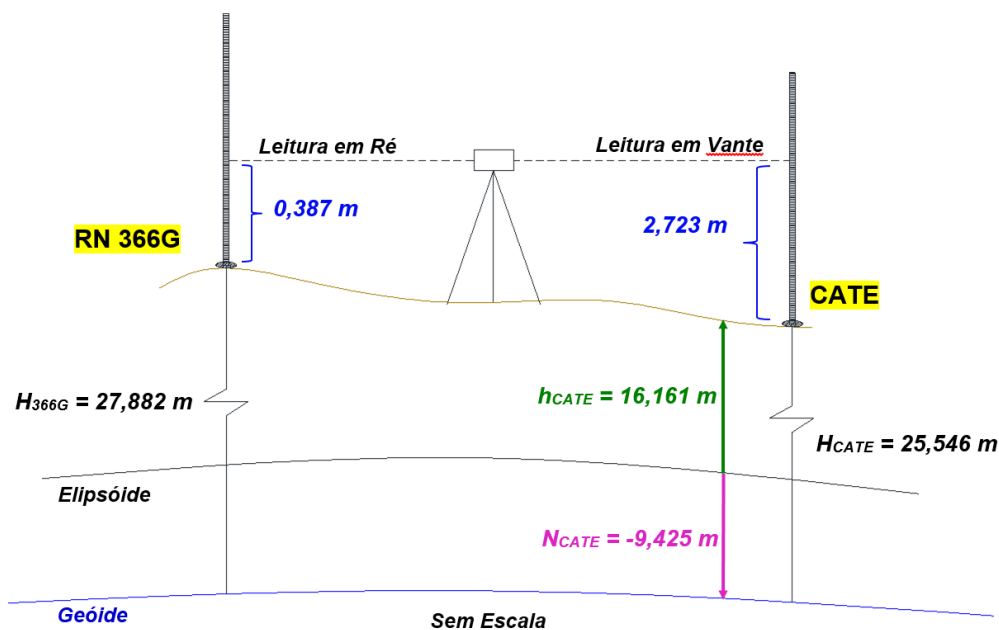
Figura 23: Nivelamento geométrico da estação CATE



Fonte: O autor.

De posse das leituras obtidas em campo, a altitude ortométrica da estação nivelada e, conseqüentemente, sua ondulação geoidal são calculadas de acordo com a relação apresentada no esquema da Figura 24

Figura 24: Ilustração da obtenção dos valores de H e N para a Estação CATE.

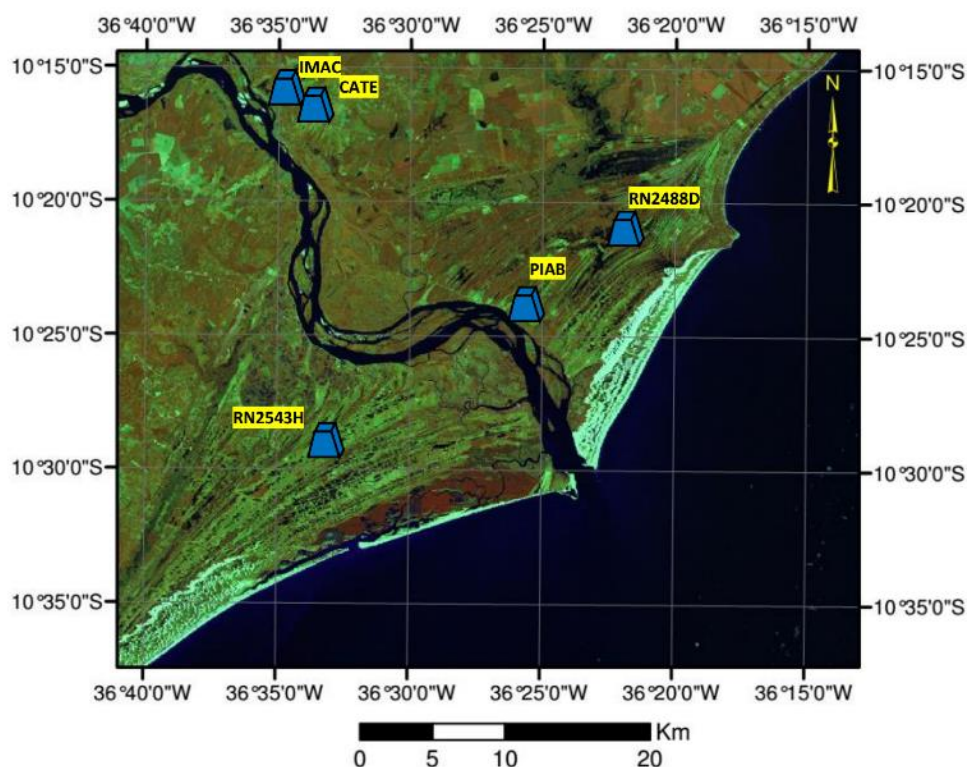


Fonte: O autor.

A altitude ortométrica H_{CATE} é calculada subtraindo-se o valor da leitura de vante do somatório entre a leitura de ré e H_{366G} . Na sequência, calcula-se N_{CATE} aplicando-se a Equação 7 (Seção 4.1.4).

Além das três Estações de Referência mencionadas, mais dois vértices de RN foram rastreados. Estes vértices foram obtidos por rastreamento direto, compondo assim um conjunto de 5 pontos que foram utilizados para o cálculo de um fator médio de correção da ondulação geoidal para planície deltaica do São Francisco (Figura 25).

Figura 25: Pontos para cálculo do fator de correção da ondulação geoidal.



Fonte: O autor.

As ondulações oriundas do nivelamento geométrico devem ser subtraídas dos seus respectivos valores obtidos no modelo MAPGEO, gerando assim um fator de correção (ΔN) para cada um dos 5 pontos avaliados (Tabela 4).

Tabela 4: Cálculo do fator médio de correção da ondulação.

Vértice	H (m)	h (m)	N_M (m) (MAPGEO)	N_N (m) (Nivelamento)	Fator ΔN (m): $N_N - N_M$
CATE	42,941	33,537	-9,21	-9,40	-0,19
IMAC	25,546	16,121	-9,22	-9,43	-0,21
PIAB	3,084	-6,347	-9,23	-9,43	-0,20
RN2488D	5,305	-3,904	-9,11	-9,21	-0,10
RN2543H	8,113	-1,553	-9,39	-9,67	-0,28
Fator Médio					-0,20

Fonte: O autor.

O fator médio de $-0,20$ m é aplicado nas ondulações calculadas pelo MAPGEO para todos os pontos oriundos dos perfis rastreados, obtendo-se, assim, altitudes ortométricas mais condizentes para a região de estudo.

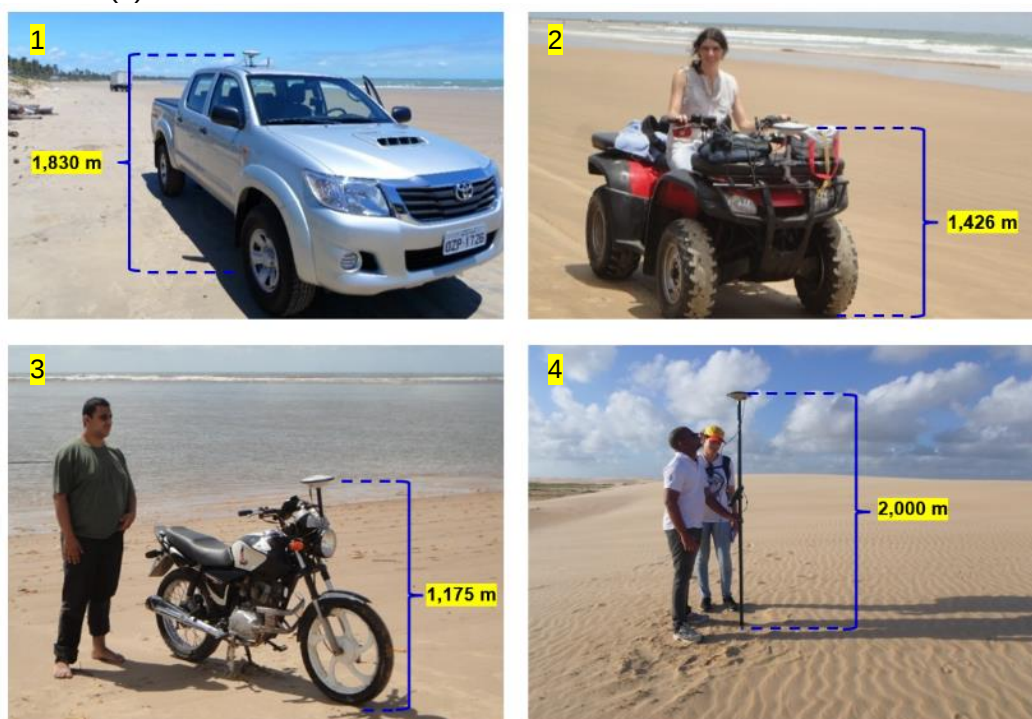
6.4 LEVANTAMENTO DOS PERFIS DE RELEVO

Os pontos definidores do relevo da planície deltaica foram obtidos através do método relativo cinemático de levantamento GNSS. Os métodos cinemáticos caracterizam-se pelo rastreio dos pontos de interesse através de uma (ou várias) estação itinerante composta de receptor e antena GNSS que percorrerá uma trajetória coletando as informações de posicionamento num intervalo de tempo pré-estabelecido. Essas informações são armazenadas no receptor e processadas posteriormente.

Os rastreios foram realizados com a estação itinerante coletando informações simultaneamente com receptores instalados em modo estático nas bases fixas, situadas nas estações de referência indicadas na Tabela 3.

As estações itinerantes foram montadas em quatro modalidades diferentes (Figura 26), onde os rastreios são efetuados por meio de veículos ou caminhamento com bastão. Conforme a ocasião, uma modalidade específica é adotada para a execução dos levantamentos.

Figura 26: Modalidades das estações itinerantes: (1) caminhonete, (2) quadriciclo, (3) motocicleta e (4) caminhamento com bastão.



Fonte: O autor.

Salienta-se a importância da mensuração da altura da antena antes da execução dos levantamentos cinemáticos. No ato do rastreamento, a coordenada obtida encontra-se no centro de fase da antena GNSS. Ao subtrair o valor da altura medida o ponto é trasladado para o nível do solo que é local de interesse da posição da coordenada levantada.

6.5 PROCESSAMENTO GNSS E CORREÇÕES DAS ONDULAÇÕES

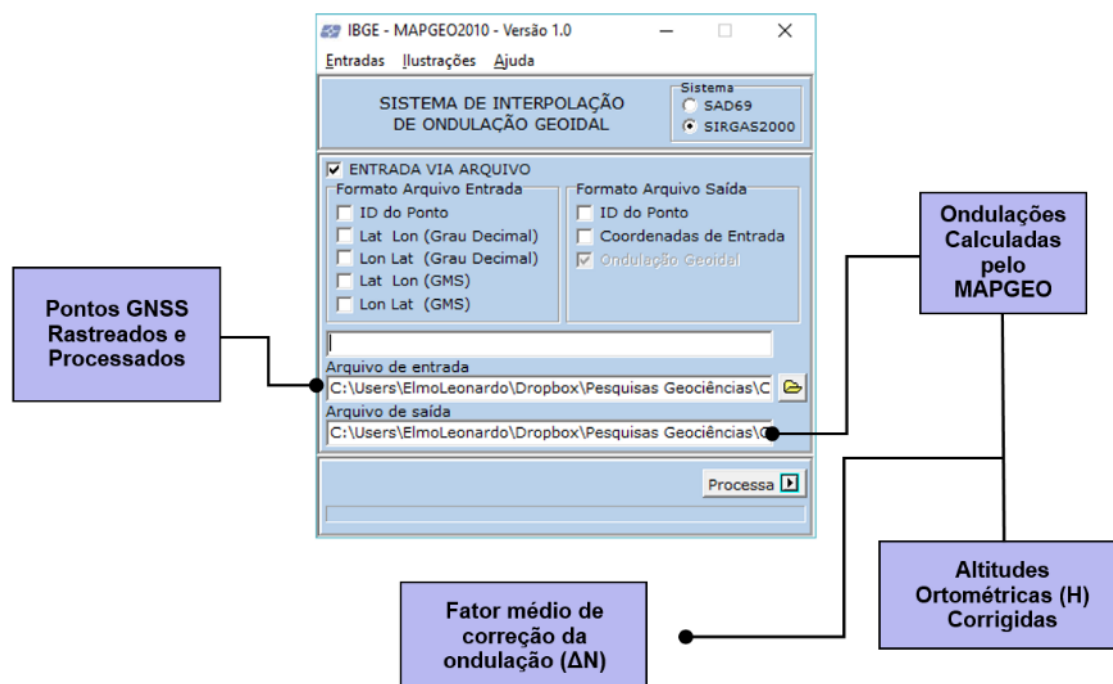
Para a obtenção das coordenadas finais dos pontos rastreados na Planície Deltaica do São Francisco, os dados oriundos dos levantamentos cinemáticos passam por uma etapa de pós-processamento. As informações de pseudodistância e fase da onda portadora coletadas durante o rastreamento, com intervalo de tempo de 1 segundo, são processadas inicialmente em *software* de processamento GNSS de forma que as coordenadas geodésicas geradas após o ajustamento das observações agreguem uma maior qualidade posicional possível. Essa qualidade é denotada através dos desvios padrão calculados para cada uma das componentes ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$). Foram utilizadas efemérides precisas (finais) para o processamento de 100% dos pontos rastreados, sendo descartados todos aqueles cujos desvios padrão da componente altimétrica atingiu valores superior a 1 m. No total, foram processados 53.684 pontos com coordenadas geodésicas (ϕ, λ e h) devidamente ajustadas.

As altitudes dos pontos rastreados pelas estações itinerantes seguiram o mesmo procedimento adotado nas estações de referência conforme abordado na Seção 6.3. Sendo assim, as altitudes geométricas (h) resultantes do processamento GNSS foram corrigidas da ondulação geoidal (N) para serem convertidas em altitudes ortométricas (H).

O MAPGEO2010 foi utilizado para a obtenção *a priori* das ondulações geoidais para cada um dos 53.684 pontos. As ondulações provenientes do modelo foram corrigidas pelo fator médio de correção da ondulação, aplicado em cada uma das ondulações calculadas.

A Figura 27 apresenta um fluxograma que ilustra o procedimento dos cálculos e correções das ondulações.

Figura 27: Fluxograma dos cálculos e correções das ondulações geoidais.



Fonte: O autor.

Os dados de entrada são os pontos GNSS rastreados e pós-processados que, por sua vez, são ingressados no Modelo através de suas coordenadas geodésicas. O sistema de interpolação calcula as ondulações para cada coordenada ingressada que são acrescidas do fator de correção para gerar as Altitudes Ortométricas (H) já corrigidas.

A Tabela 5 apresenta uma planilha de cálculo para um pequeno trecho rastreado e numa das campanhas de levantamentos.

Tabela 5: Planilha de cálculo das altitudes ortométricas.

Ponto	Latitude (ϕ)	Longitude (λ)	Altitude Geométrica (h) - metros	Ondulação Geoidal (N) MAPGEO - metros	Fator de correção da ondulação (ΔN) - metros	Altitude Ortométrica (H) - metros
1	10°24'23,4962" S	36°26'08,7442" W	-6,623	-9,260	-0,200	2,837
2	10°24'23,5362" S	36°26'08,7203" W	-6,625	-9,260	-0,200	2,835
3	10°24'23,5874" S	36°26'08,6845" W	-6,583	-9,260	-0,200	2,877
4	10°24'23,6408" S	36°26'08,6466" W	-6,549	-9,260	-0,200	2,911
5	10°24'23,7008" S	36°26'08,6079" W	-6,496	-9,260	-0,200	2,964
6	10°24'23,7791" S	36°26'08,5676" W	-6,483	-9,250	-0,200	2,967
7	10°24'23,8682" S	36°26'08,5324" W	-6,489	-9,250	-0,200	2,961

Fonte: O autor.

As altitudes ortométricas (Coluna 7) são obtidas utilizando-se a Equação 7 (Seção 4.1.4), considerando também o acréscimo do fator de correção das ondulações, Coluna 6 (Tabela 5).

6.6 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS INSAR

As imagens ENVISAT/ASAR, no formato SLC (*Single Look Complex*), foram obtidas mediante projeto submetido à ESA (*European Space Agency*). Ao todo, foram concedidas 13 imagens adquiridas entre os anos de 2004 e 2008 (Tabela 6).

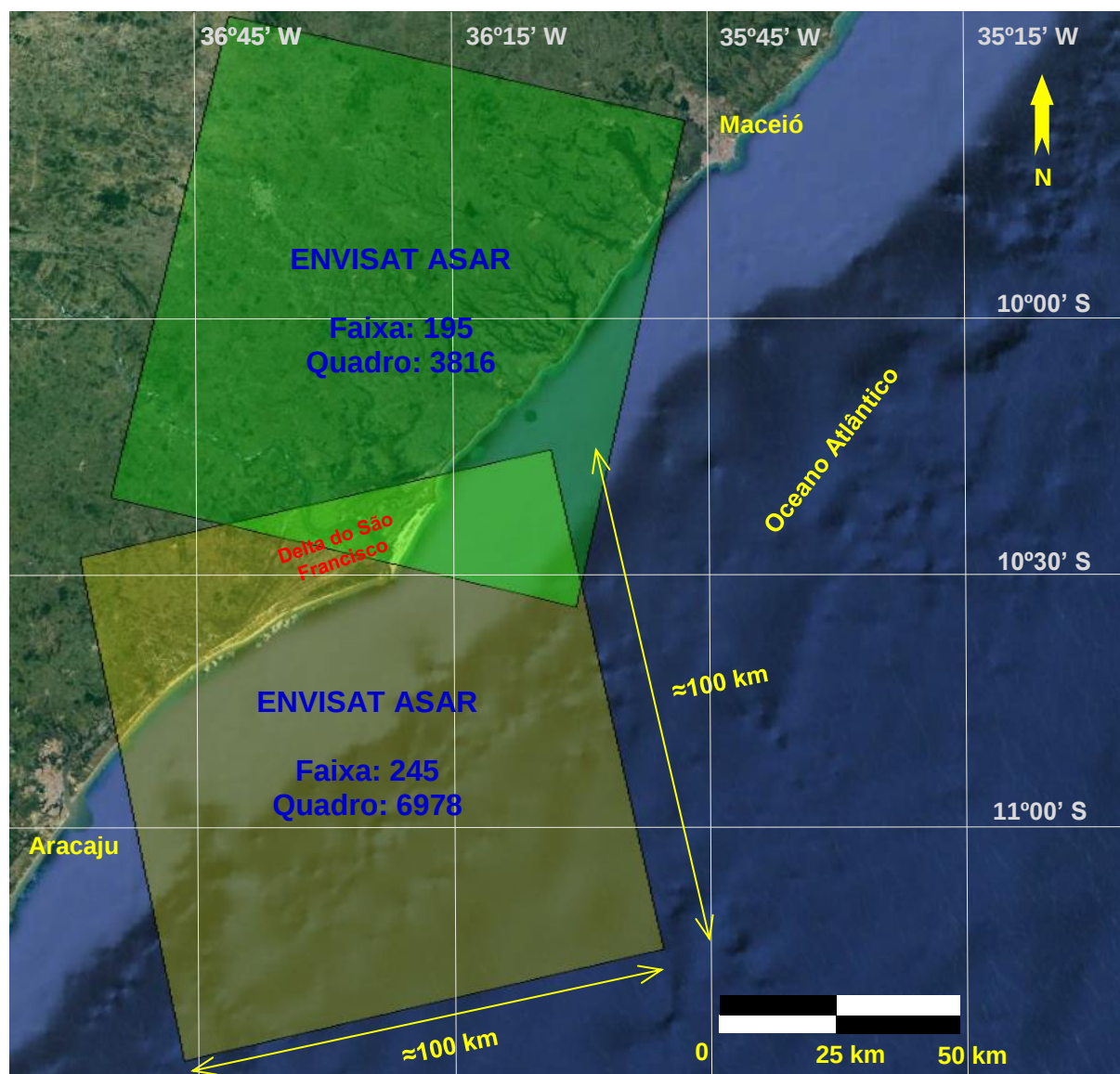
Tabela 6: Informações acerca das imagens ENVISAT ASAR concedidas pela ESA

Cena	Data de obtenção	Faixa	Órbita	Quadro	Coordenadas do centro da cena (Latitude; Longitude – WGS84)
1	05-07-2004	195	Descendente	3816	-09,59 -36,23
2	31-12-2004	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
3	04-02-2005	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
4	20-05-2005	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
5	11-11-2005	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
6	16-12-2005	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
7	24-02-2006	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
8	09-06-2006	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
9	18-09-2006	195	Descendente	3816	-09,59 -36,23
10	01-01-2007	195	Descendente	3816	-09,59 -36,23
11	20-04-2007	245	Ascendente	6978	-10,52 -36,25
12	08-10-2007	195	Descendente	3816	-09,59 -36,23
13	14-07-2008	195	Descendente	3816	-09,59 -36,23

Fonte: O autor.

As cenas do ENVISAT/ASAR contemplam pares interferométricos de imagens SAR referentes às faixas 245 (ascendente) e 195 (descendente), nos quadros 6978 e 3816, respectivamente da órbita da plataforma (Figura 28).

Figura 28: Posicionamento das cenas originais na área de estudo.



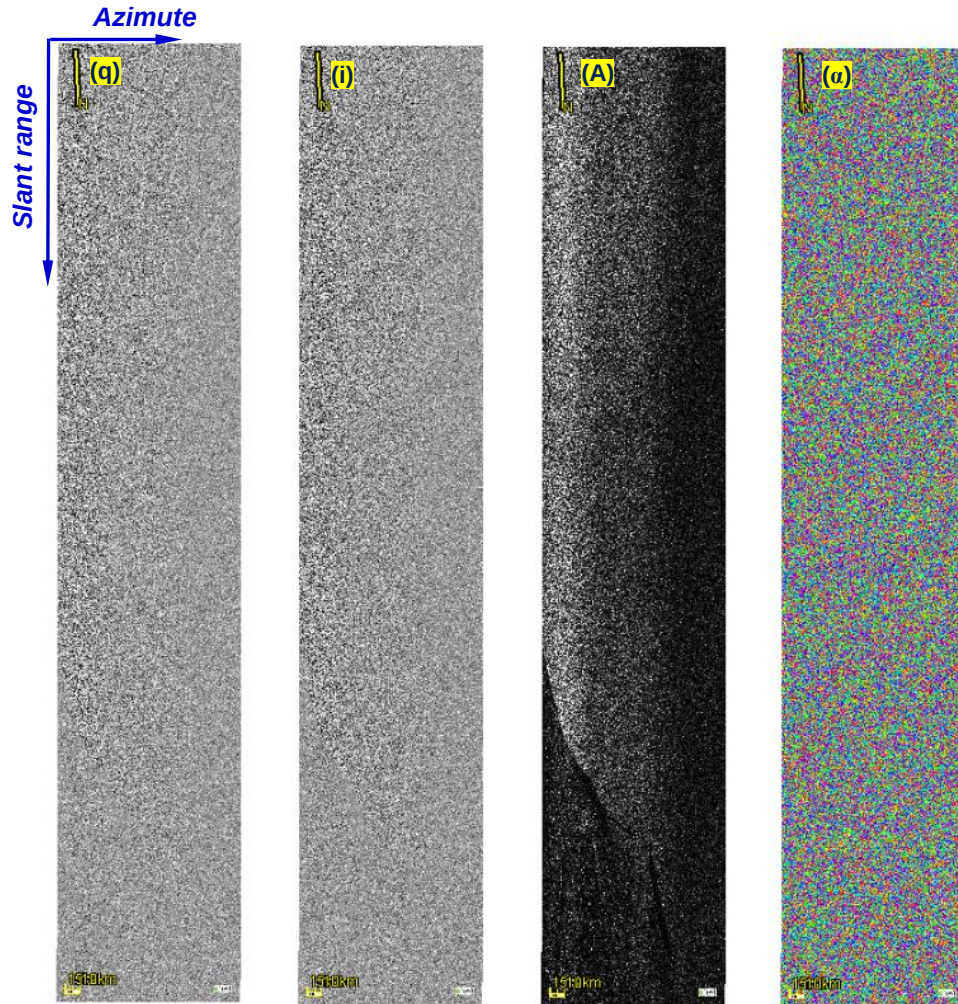
Fonte: Adaptado Google Earth (2016).

As imagens SAR do ENVISAT são provenientes do sensor ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*). Operando na Banda C, este sensor possui capacidade aprimorada em termos de cobertura, *range* dos ângulos de incidência, polarização e modos de operação (ESA, 2016a).

Os dados representam uma imagem digital de aspecto único, complexa, *slant-range*, gerada a partir de dados nível 0 recolhidos quando o instrumento está no modo de imagem. A cobertura espacial é de cerca de 100 km *along track* por 100 km *across track*, e a resolução radiométrica é de 1 *look* em azimuth e 1 *look* em *range*.

As imagens SLC no seu formato original, possuem suas bandas representadas em coordenadas orbitais, o que impossibilita *a priori* que o usuário realize uma interpretação visual com precisão da área de estudo (Figura 29).

Figura 29: Bandas SLC Envisat ASAR da área de estudo referentes à faixa 245/6978 de 04-02-2005



Fonte: O autor.

As componentes complexas, real (**q**) e imaginária (**i**), são de fato as informações capturadas pelo sensor e armazenadas em disco. As bandas de intensidade (**A**) e fase (**α**) são calculadas automaticamente em função das componentes complexas.

$$A = q^2 + i^2 \quad (12)$$

$$\alpha = \tan^{-1} 2(q, i) \quad (13)$$

Ressalta-se que o espaçamento do pixel de azimuth depende da velocidade relativa do satélite terrestre, o espaçamento de pixel do *range* é dado em função da frequência de amostragem ASAR (19,208 Mhz), isso daria em média uma resolução espacial de aproximadamente 8 m x 4 m (*Slant Range* x *Azimuth*) (ESA, 2016b).

6.6.1 Pré-Processamento

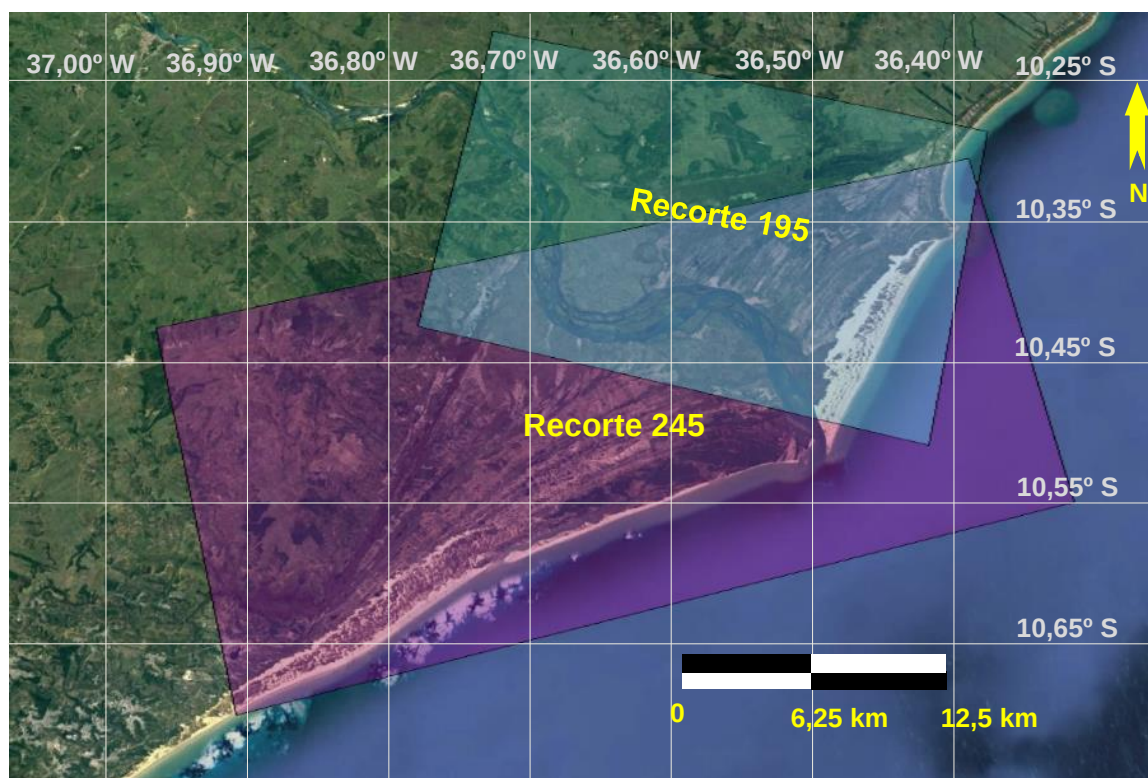
Consiste em realizar os ajustes necessários para a sequência de processamentos visando a obtenção dos mapas de deslocamentos. Esta e as demais etapas que serão descritas a seguir, em quase sua totalidade, foram realizadas no ***Next ESA SAR Toolbox***, um aplicativo de *software* livre disponibilizado pela ESA que contém uma vasta biblioteca de funções elaboradas para o processamento de imagens de radar oriundas das principais plataformas orbitais.

As informações orbitais presentes nos metadados das imagens de um satélite artificial, geralmente, contêm informações estimadas com relação à posição da plataforma e necessitam ser redefinidas com os arquivos de órbitas precisas, que são disponibilizados dias ou semanas após a aquisição da imagem. Os arquivos de órbita fornecem informações precisas sobre a posição e a velocidade do satélite na sua respectiva órbita. Com base nessas informações, os metadados do produto são atualizados.

A *Delft University of Technology* fornece as órbitas precisas do ENVISAT/ASAR elaboradas a partir de dados obtidos pelas técnicas SLR (*Satellite Laser Ranging*) e DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*).

As 13 cenas originais tiveram suas órbitas corrigidas e, na sequência, foram reduzidas à área de estudo a partir de um recorte realizado nos dois grupos de imagens (245 e 195) (Figura 30).

Figura 30: Retângulos envolventes da área de estudo para os dois grupos de imagens.



Fonte: Adaptado Google Earth (2016).

O fato de as cenas originais não envolverem 100% da área de estudo individualmente proporcionou com que seus recortes abrangessem a planície parcialmente. O grupo de imagens 245 cobre toda porção sul da Planície Deltaica (SE) e grande parte da porção Norte (AL). O recorte 195, por sua vez, compreende a porção norte em quase sua totalidade e parte da porção sul nas adjacências do Rio São Francisco.

Na sequência, faz-se necessária a definição dos pares interferométricos para as imagens de um mesmo grupo.

Um par interferométrico, para o caso do ENVISAT, é composto por duas cenas de uma mesma área tomadas em instantes diferentes. A cena considerada como referência é denominada *Master*, a outra, *Slave*.

A avaliação e escolha dos pares interferométricos são realizadas com base na denominada coerência modelada (γ^m), que, por sua vez, é calculada em função da linha de base perpendicular espacial (B_{perp}) e a linha de base temporal (B_{temp}). Salienta-se que as linhas de base mencionadas foram definidas na Seção 4.2.2.

A coerência modelada (γ^m) para um par interferométrico com uma imagem m (ENVISAT ou ERS) com centro em k , pode ser definida como (ESA, 2016c):

$$\gamma^m = \frac{1}{K} \sum_{k=0}^K g(B_{perp}^{k,m}, 1200) \times g(B_{temp}^{k,m}, 5) \times g(f_{DC}^{k,m}, 1380) \quad (14)$$

$$g(x, c) = \begin{cases} 1 - |x|/c & \text{if } |x| > c \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}, \quad (15)$$

onde f_{DC} é a linha de base *doppler*, definida como a diferença média de frequência do centroide *doppler*.

Em suma, a coerência modelada estabelece uma estimativa média do mapa de coerência propriamente dito para o par interferométrico em questão. Este parâmetro será melhor detalhado na Seção 6.6.4.

As Tabelas 7 e 8 apresentam a relação das cenas para os grupos 245 e 195, respectivamente para cada par interferométrico, os parâmetros B_{temp} e B_{perp} e a coerência modelada calculada.

Tabela 7: Coerência modelada dos pares interferométricos do grupo 245

Grupo	Par Interferométrico		Cena original	Aquisição	B_{temp} (dias)	B_{perp} (metros)	Coerência Modelada
245	Master	I	2248	31/12/2004	-	-	-
	Slave	II	2249	04/02/2005	35	97,56	0,89
	Master	II	2250	20/05/2005	-	-	-
	Slave	III	2251	11/11/2005	175	569,92	0,43
	Master	III	2251	11/11/2005	-	-	-
	Slave	IV	2252	16/12/2005	35	819,20	0,31
	Master	IV	2252	16/12/2005	-	-	-
	Slave	V	2253	24/02/2006	70	223,85	0,76
	Master	V	2253	24/02/2006	-	-	-
	Slave	VI	2254	09/06/2006	105	127,98	0,79
	Master	VI	2254	09/06/2006	-	-	-
	Slave	VII	2255	20/04/2007	315	377,09	0,49

Fonte: O autor.

Tabela 8: Coerência modelada dos pares interferométricos do grupo 195

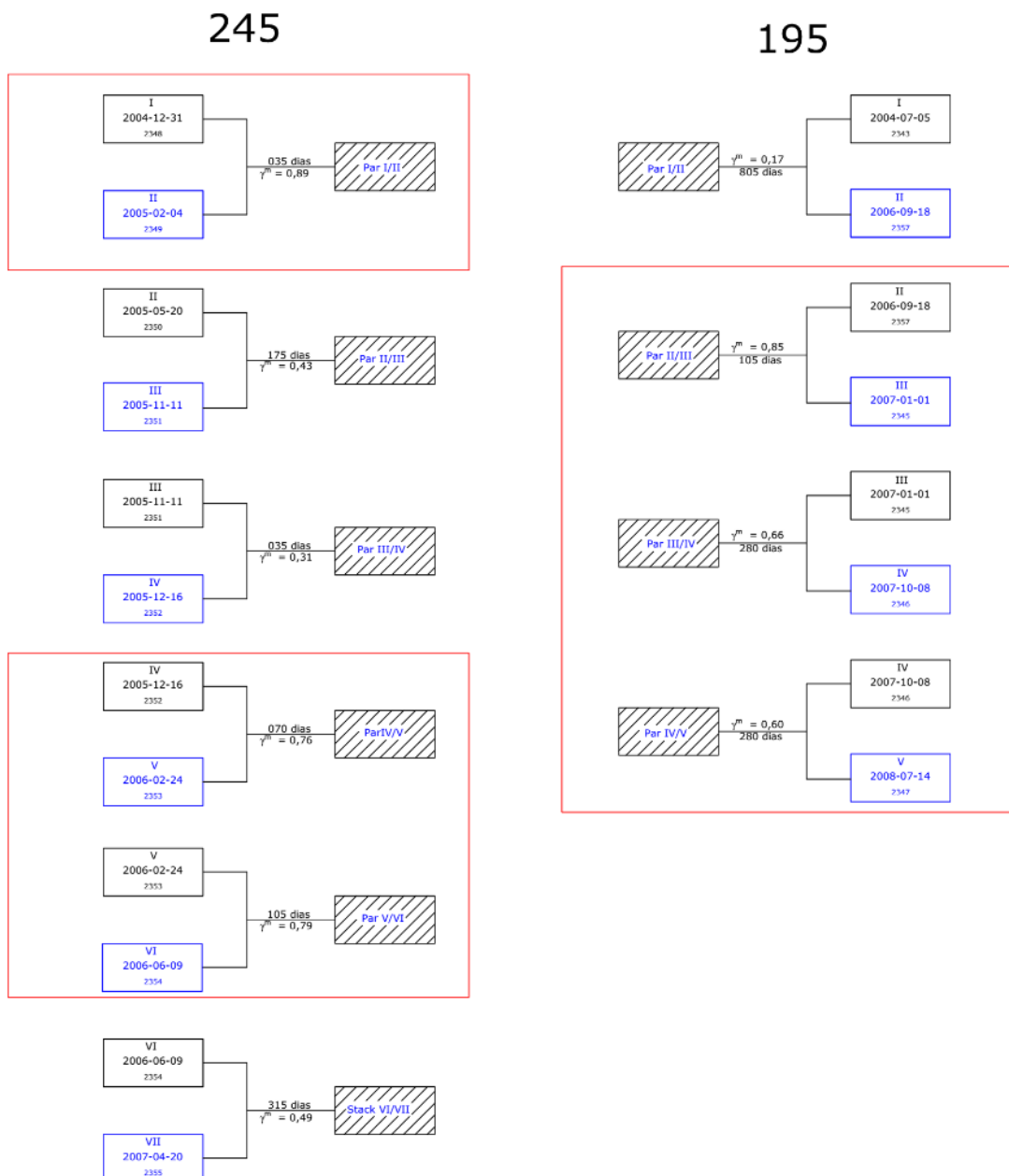
Grupo	Par Interferométrico		Cena Original	Aquisição	B_{temp} (dias)	B_{perp} (metros)	Coerência Modelada
195	Master	I	2343	05/07/2004	-	-	-
	Slave	II	2357	18/09/2006	805	429	0,17
	Master	II	2345	01/01/2007	-	-	-
	Slave	III	2357	08/10/2007	105	59,77	0,85
	Master	III	2345	01/01/2007	-	-	-
	Slave	IV	2346	08/10/2007	280	129,85	0,66
	Master	IV	2346	08/10/2007	-	-	-
	Slave	V	2347	14/07/2008	280	220,39	0,60

Fonte: O autor.

Nas aplicações que têm como finalidade a geração de mapas de deslocamentos, quanto menor os valores de B_{perp} e B_{temp} , melhor será a coerência modelada (ideal = 1).

Para a sequência do processamento, foi estabelecida a escolha dos pares com coerência modelada superior a 0,5. A Figura 31 apresenta um esquema gráfico com as informações das Tabelas 7 e 8, destacando-se os pares interferométricos escolhidos.

Figura 31: Esquema gráfico dos pares interferométricos avaliados.

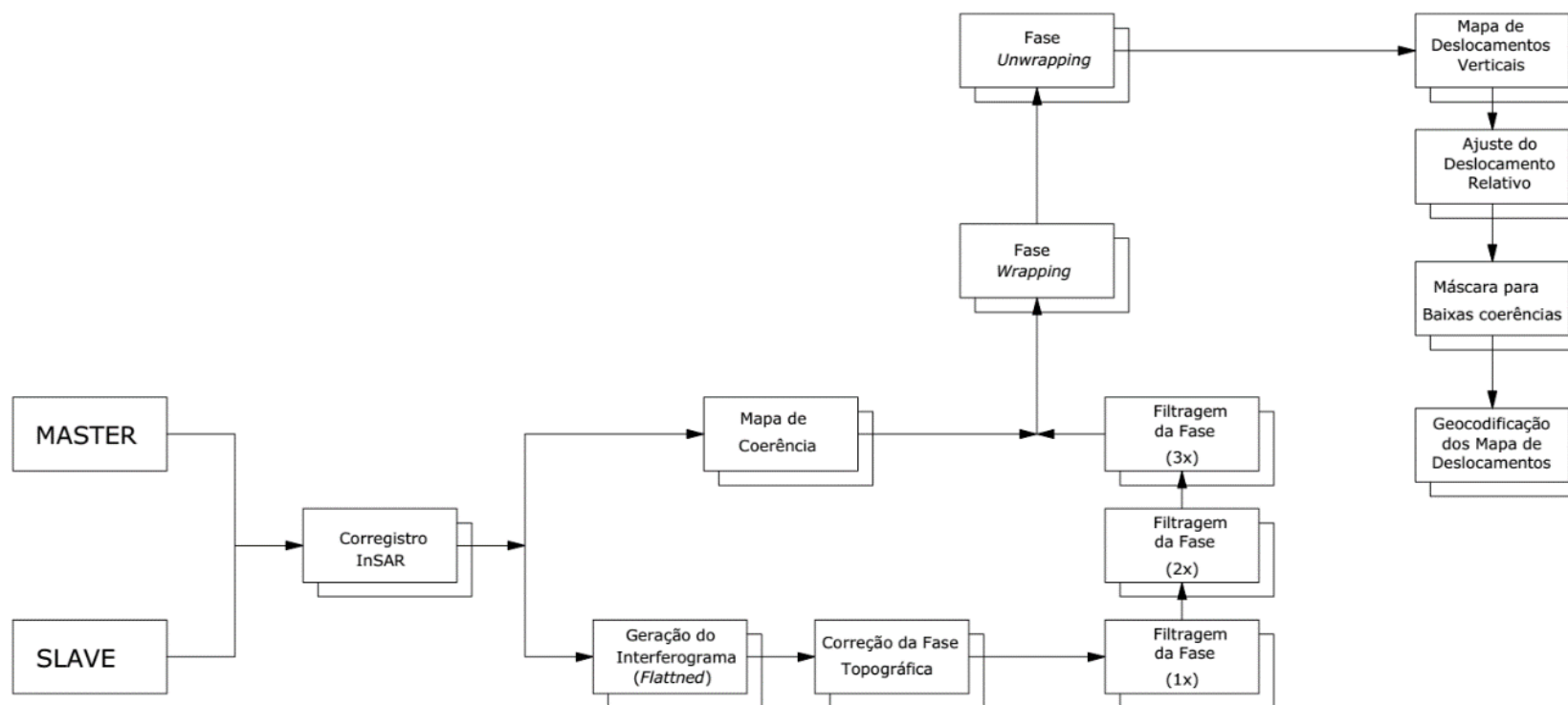


Fonte: O autor.

Os retângulos em vermelho da Figura 31 destacam os 6 pares escolhidos, entre 10 avaliados, com base na coerência modelada.

O Fluxograma a seguir (Figura 32) apresenta a sequência dos processamentos necessários para a obtenção dos mapas de deslocamentos.

Figura 32: Fluxograma das etapas de processamento InSAR.



Fonte: O autor.

6.6.2 Co-registro dos pares interferométricos

O co-registro das imagens é uma etapa crucial para a interferometria. Para obtenção de uma alta qualidade nos pares co-registrados, suas componentes complexas precisam ser empilhadas num único arquivo de forma que a acurácia relativa das posições seja compatível com a resolução espacial das cenas.

De forma automatizada, vários pontos de controle são escolhidos na imagem *Master* e seu homólogo identificado na imagem *Slave*. Após várias iterações, são calculados os resíduos provenientes da correlação posicional entre os pontos de controle e seus homólogos.

A Tabela 9 apresenta um trecho do conjunto de resíduos calculado para o par interferométrico 245 I/II onde foram definidos, automaticamente, 76 pontos de controle.

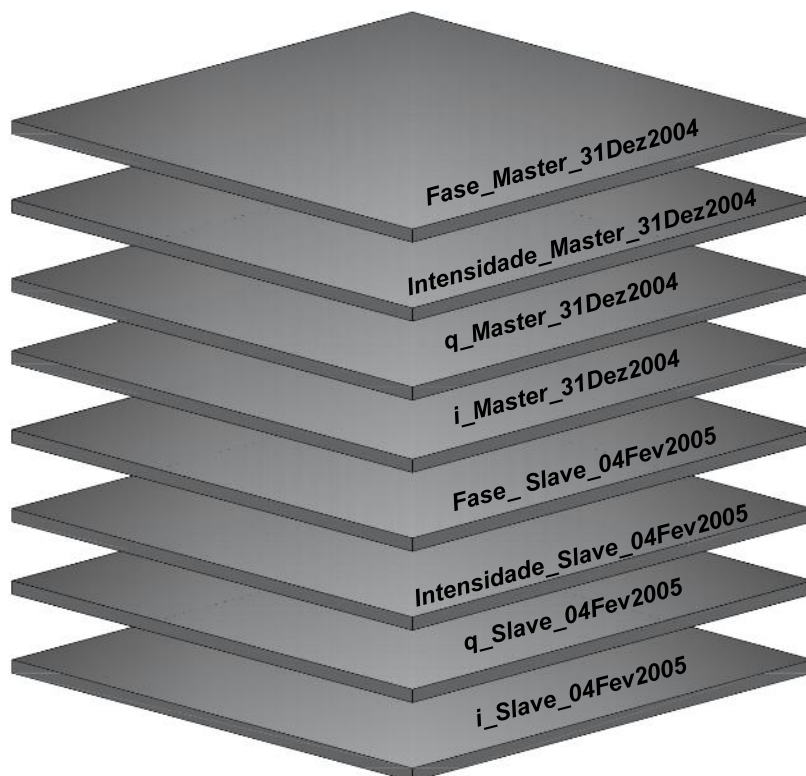
Tabela 9: Trecho das estatísticas de co-registro para o par interferométrico 245 I/II

Ponto de Controle	<i>Master</i>		<i>Slave</i>		Resíduo na Linha (m)	Resíduo na Coluna (m)	Erro Médio Quadrático - RMS (m)
	Coord. X (Pixel)	Coord. Y (Pixel)	Coord. X (Pixel)	Coord. Y (Pixel)			
0	151,0	151,0	151,0	153,5	-0,153	-0,403	0,431
1	151,0	455,0	150,5	457,5	-0,200	0,092	0,220
2	455,0	455,0	454,5	457,0	0,104	0,056	0,118
3	455,0	759,0	454,5	761,0	0,057	0,054	0,079
4	151,0	759,0	150,5	761,0	0,258	0,088	0,273
5	151,0	1062,0	150,5	1064,0	0,222	0,083	0,237
6	455,0	1062,0	454,5	1064,0	0,015	0,052	0,054
7	759,0	1062,0	758,5	1064,0	-0,174	0,007	0,174
8	1062,0	1366,0	1061,5	1367,5	0,106	-0,050	0,117
9	151,0	1366,0	150,5	1368,0	0,190	0,077	0,205
10	455,0	1366,0	454,5	1368,0	-0,022	0,050	0,055
.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.
70	759,0	5922,0	758,5	5923,5	0,219	-0,009	0,219
71	1366,0	5922,0	1365,5	5923,5	-0,277	-0,050	0,282
72	1670,0	5922,0	1669,0	5923,0	-0,001	0,407	0,407
73	2581,0	5922,0	2580,5	5922,5	-0,070	-0,313	0,320
74	455,0	6225,0	454,5	6227,0	0,032	-0,018	0,037
75	1062,0	6225,0	1061,5	6226,5	-0,008	-0,022	0,024
76	2581,0	6225,0	2580,0	6225,5	-0,068	0,202	0,213
						Média	0,214

Fonte: O autor.

O resultado final é de um arquivo unificado, composto por uma pilha (*stack*) das componentes complexas do par interferométrico avaliado (Figura 33).

Figura 33: Esquema ilustrativo das componentes co-registradas do par interferométrico 245 I/II



Fonte: O autor.

As pilhas são compostas pelas componentes real (**q**) e imaginária (**i**), bem como as bandas de intensidade e fase das imagens *Master* e *Slave*.

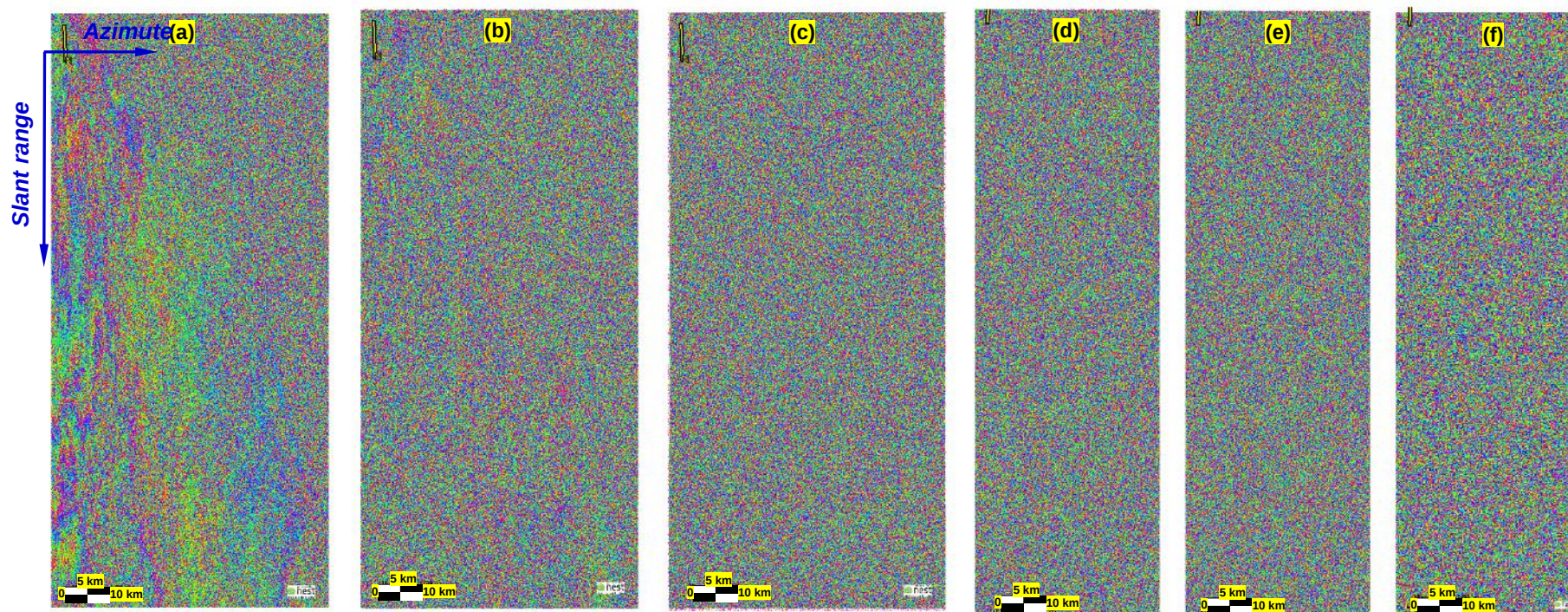
6.6.3 Geração dos interferogramas

A geração de um interferograma (interferograma *flattening*) requer uma computação pixel a pixel a partir do produto de duas imagens co-registradas e filtradas por deslocamento espectral. Por convenção, assume-se que o interferograma (v_i) é registrado nas mesmas referências da imagem *Master* (azimute e range), e sua fase é então obtida pela diferença entre as fases das imagens *Master* (u_1) e *Slave* (u_2) (Graham,1974; Gabriel,1988; Ferretti et al., 2007):

$$v_i = u_1 - u_2 \quad (16)$$

A Figura 34 apresenta a componente de fase dos 6 interferogramas gerados a partir dos pares avaliados.

Figura 34: Fases dos interferogramas dos 3 pares do grupo 245 (a, b & c) e 3 pares do grupo 195 (d, e & f)



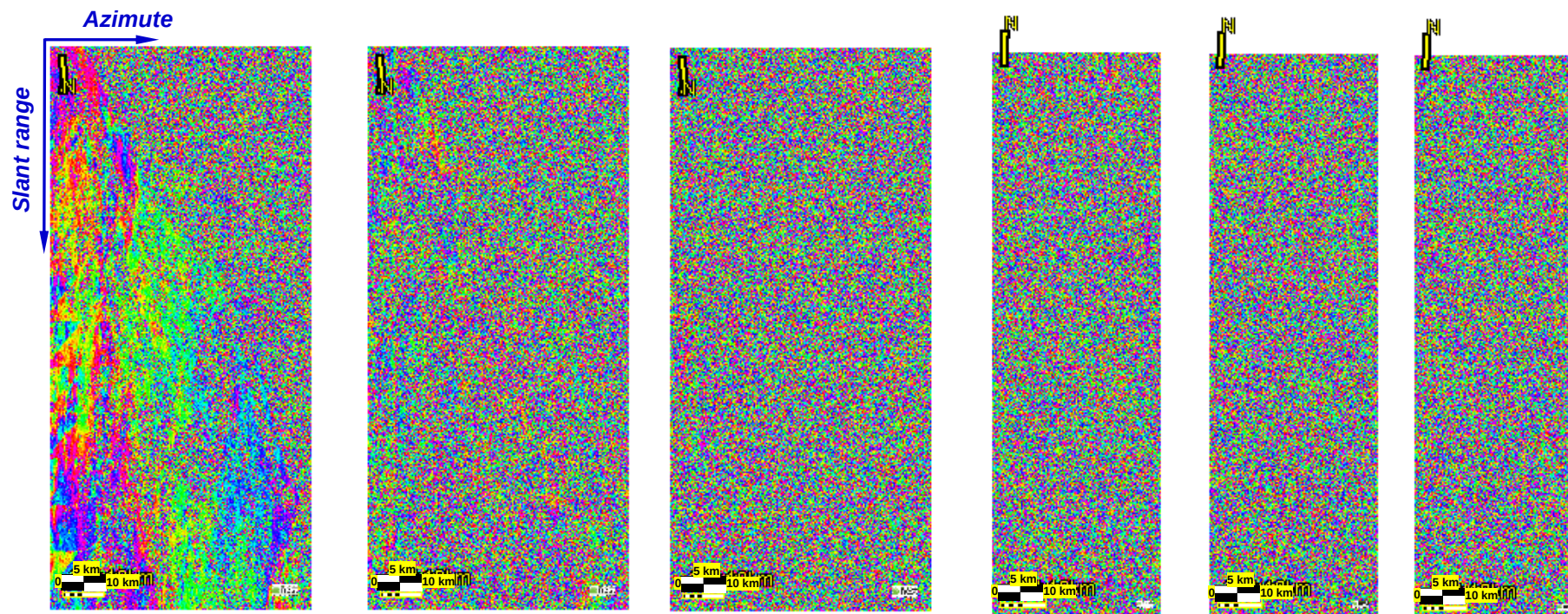
Fonte: O autor.

As aplicações da interferometria diferencial são, geralmente, classificadas em duas modalidades principais, onde os produtos originários do processamento irão estabelecer: 1) um mapeamento topográfico de uma superfície, definido por um Modelo Digital de Elevação (MDE); 2) um mapeamento de deformações de uma superfície num certo intervalo de tempo, definido por um mapa de deslocamentos. Aplicações que envolvem análises de subsidência, por exemplo, se enquadram na modalidade 2.

Nos interferogramas complexos gerados a partir dos pares co-registrados (*master/slave*), mais especificamente na sua fase, ficam contidas informações referentes à superfície topográfica da área avaliada. Contudo, essa componente pode ser mantida ou extraída do interferograma a depender do tipo de aplicação. Nas aplicações da modalidade 1, é evidente que essa variável será mantida, já que o produto final é o MDE propriamente dito. Caso contrário (modalidade 2), essa informação precisará ser extraída e para isso utilizar-se-á um MDE externo para subtração da superfície topográfica do interferograma. No processo de extração, utilizou-se o modelo ASTER GDEM, com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, cerca de 30 m (ASTER, 2011) para subtração da superfície topográfica de todos os interferogramas gerados que, na sequência, passaram por um processo de filtragem pelo Método Goldstein (Goldstein & Werner, 1998).

A Figura 35 apresenta as componentes de fase dos mesmos interferogramas apresentados na Figura 34 porém, subtraídas das respectivas superfícies topográficas e devidamente filtradas pelo Método Goldstein.

Figura 35: Fases dos interferogramas filtradas com superfícies topográficas subtraídas



Fonte: O autor.

No Método Goldstein, a fase é processada em 3 etapas por um algoritmo de filtragem adaptativa que diminui drasticamente seu ruído, realçando assim os elementos das imagens e melhorando a precisão das avaliações posteriores.

6.6.4 Coerência local

A coerência local (γ) ou simplesmente coerência, de acordo com Werner et al (1996), pode ser definida como uma medição da similaridade nas respostas de um sistema *InSAR*. Geometricamente, pode ser compreendida como o grau de dispersão da porção do sinal que retorna ao sensor. Sua determinação é baseada no coeficiente de correlação cruzada de um par interferométrico que é estimado na imagem a partir de uma janela (pixels de range x azimuth) com dimensões reduzidas. O resultado compreende uma imagem com as mesmas dimensões da original, com valores compreendidos entre “0” (nenhuma correlação das imagens) e “1” (correlação total). A coerência modelada (γ^m), já mencionada anteriormente, corresponde ao coeficiente global que estima uma coerência média calculada no par interferométrico em função de B_{perp} e B_{temp} .

A coerência local é, frequentemente, utilizada em algoritmos de classificação para detectar possíveis alterações temporais do terreno sensoriado. Por conta disso, atribui-se a ela uma devida importância nas aplicações que envolvem mapeamento de deformações de uma superfície.

No caso de um par interferométrico de imagens SAR, a amplitude de cada pixel do interferograma é proporcional ao produto das amplitudes $|u_1|$, $|u_2|$ das duas imagens iniciais, sendo que sua fase φ resultará da diferença de fase entre essas imagens. Nessas circunstâncias, a Coerência Local (γ) pode ser calculada por (Ferretti et al, 2007):

$$\gamma = \frac{E\{u_1 u_2^*\}}{\sqrt{E\{|u_1|^2\} E\{|u_2|^2\}}}$$
(17)

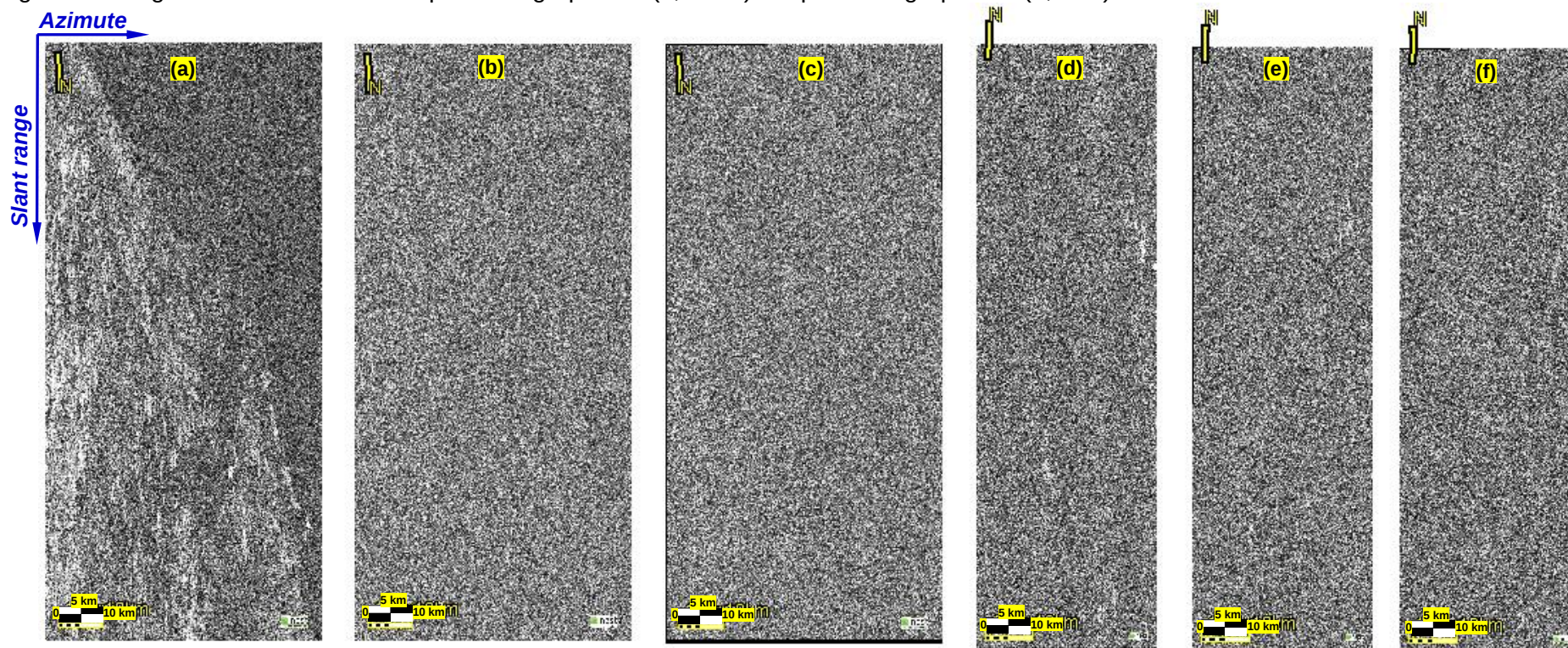
Onde “ E ” é o valor esperado para a variável aleatória x .

Sendo W uma pequena janela centrada no pixel $[i,k]$, com dimensões variando entre 5-100 pixels, o estimador da coerência local é expresso por:

$$|\hat{\gamma}[i, k]| = \frac{\left| \sum_w u_1[i, k] u_2^*[i, k] \right|}{\sqrt{\sum_w |u_1[i, k]|^2 \sum_w |u_2[i, k]|^2}} \quad (18)$$

As imagens de coerência para os 6 pares interferométricos analisados (Figura 36) foram calculadas (Equação 18) a partir de uma janela 5x5.

Figura 36 Imagens de coerência dos 3 pares do grupo 245 (a, b & c) e 3 pares do grupo 195 (d,e & f)



Fonte: O autor.

6.6.5 Extração das fases absolutas (*Wrapping e Unwrapping*)

Um dos principais problemas na interferometria é a extração das fases absolutas dos interferogramas. Tanto na estimativa de uma superfície topográfica, quanto no mapeamento de deformações de um terreno, é necessária a utilização das fases na sua forma absoluta, visto que, nos interferogramas gerados, as componentes obtidas são referentes às diferenças de fase no par interferométrico no seu intervalo principal $\pm \pi$. Além disso, as fases envolvidas não estão disponíveis em todas as partes da imagem, pois é possível existirem pixels sem informações suficientes devido, por exemplo, a um retorno insignificante do sinal de radar (Ferretti et al, 2007).

O procedimento para obtenção da fase absoluta (desconhecida) consiste, primeiramente, em integrar o interferograma filtrado (Seção 6.6.3) com sua respectiva banda de coerência (Seção 6.6.4) para composição da chamada Fase *Wrapped*. Este procedimento é considerado trivial, pois o resultado obtido é o envoltório direto da fase para intervalo $[-\pi; +\pi]$. O problema inverso, conhecido como Fase *Unwrapping*, devido à não-unicidade e não-linearidade inerentes ao processo, é uma das principais dificuldades e desafios nas aplicações da interferometria de radar.

O objetivo da Fase *Unwrapping* é recuperar o número inteiro de ciclos " n " a ser adicionado à Fase *Wrapped* ϕ de modo que o valor de fase não ambíguo ψ possa ser finalmente obtido para cada pixel de imagem (Ferretti et al, 2007):

$$\psi = \phi + 2\pi.n \quad (19)$$

O *Next ESA SAR Toolbox* não contempla as ferramentas necessárias para os procedimentos da Fase *Unwrapping*; assim, a etapa propriamente dita de extração da fase absoluta foi realizada no SNAPHU: *Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping* (Chen & Zebker, 2000; Chen & Zebker, 2001; Chen & Zebker, 2002).

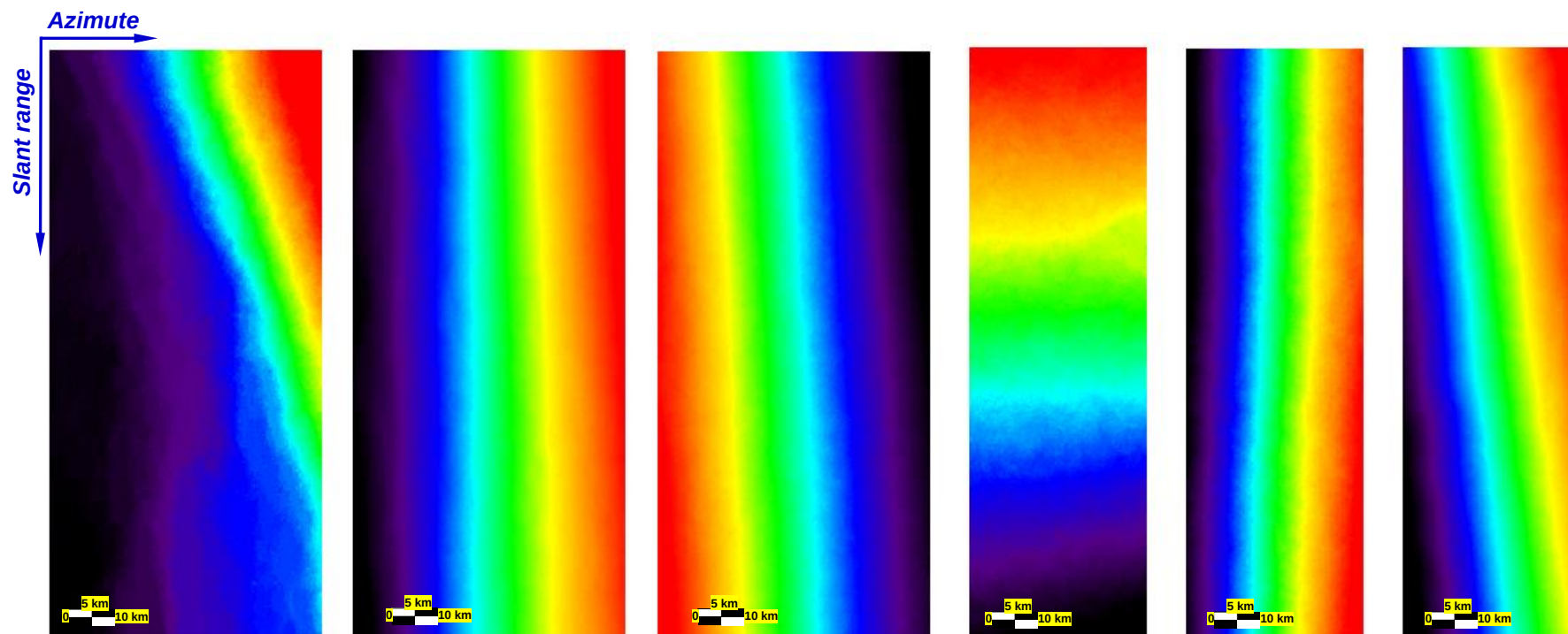
Esse algoritmo apresenta a extração de fase absoluta como um problema de estimativa máxima de probabilidade *a posteriori*, cujo objetivo é calcular a solução mais provável em função das observáveis de entrada.

Como as estatísticas relacionadas aos dados de entrada para a solução dependem da quantidade medida, o SNAPHU incorpora três modelos estatísticos

internos: 1) para dados topográficos; 2) dados de deformação e 3) dados genéricos suavizados. Utilizou-se o modelo estatístico para dados de deformação.

A Figura 37 apresenta as fases absolutas (*Unwrapping*) dos 6 interferogramas avaliados.

Figura 37: Imagens de fase absoluta dos interferogramas do grupo 245 e 195



Fonte: O autor.

Geralmente, o procedimento completo para a extração de fase absoluta exige muito esforço computacional, requerendo, assim, uma máquina bem equipada com recursos de *hardware* (principalmente memória *RAM* e processadores). Ainda assim, o processamento dura horas ou até dias, dependendo das dimensões da imagem.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados apresentados neste capítulo buscam avaliar os processos de subsidência da planície deltaica do São Francisco, abordando-os de acordo com as 3 linhas metodológicas adotadas. Nesse aspecto, as movimentações da superfície serão discutidas com base em diferentes escalas de tempo.

Numa primeira abordagem, os perfis altimétricos de relevo gerados a partir dos levantamentos GNSS em modo cinemático fornecem elementos para uma avaliação geral dos processos onde as movimentações são verificadas a partir da topografia de cordões litorâneos holocênicos mapeadas na planície, caracterizando assim uma análise numa longa escala de tempo.

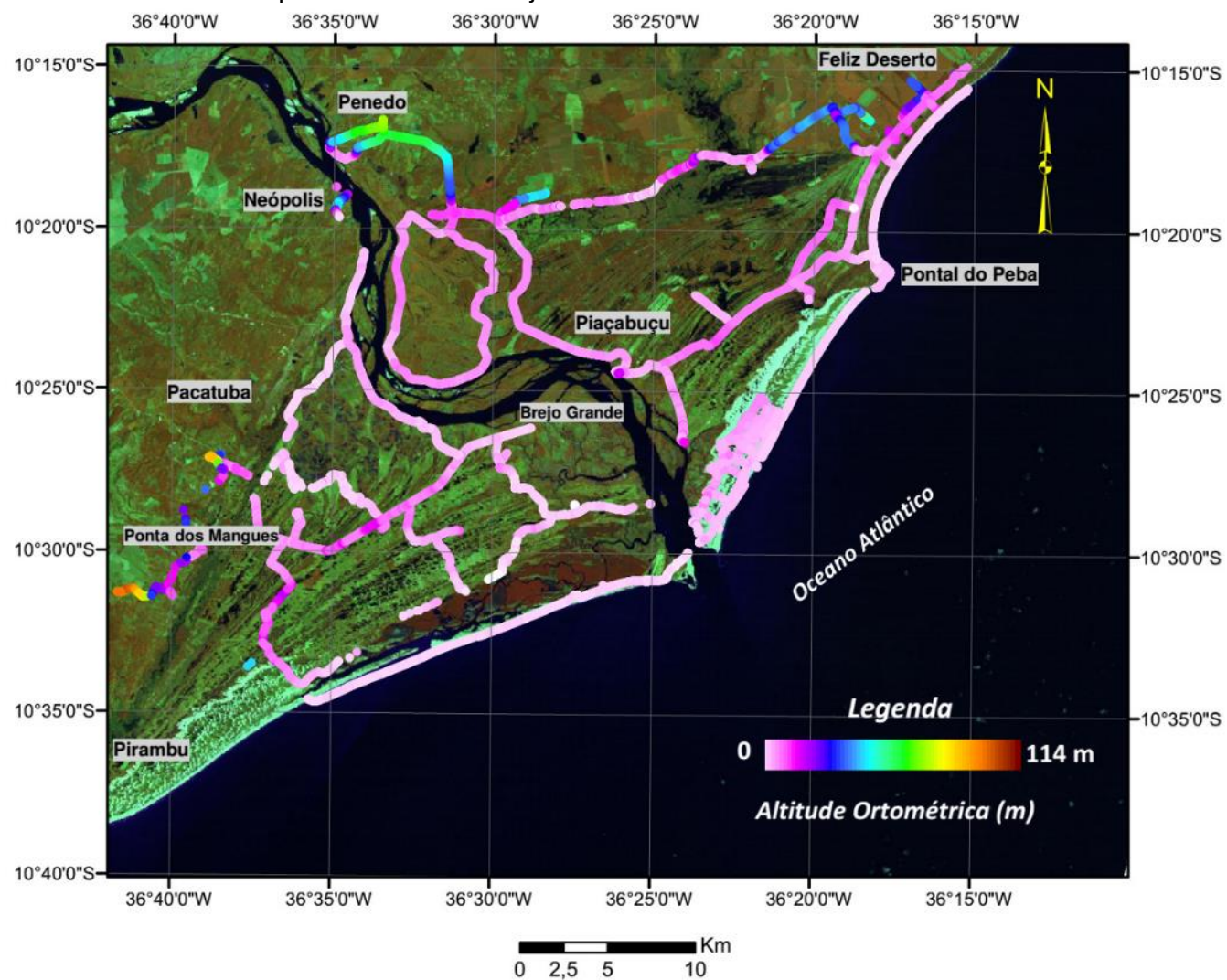
Na sequência, é mostrada uma avaliação direta em alguns monumentos de RRNN que definem os vértices da rede altimétrica do Sistema Geodésico Brasileiro. Esses monumentos, implantados pelo IBGE na década de 80 na planície deltaica, são avaliados em função das suas altitudes primárias e seus prováveis deslocamentos verticais que foram correlacionados com diferentes modelos matemáticos de ondulação geoidal a partir de recentes rastreios GNSS em modo estático. Essa abordagem, em termos relativos, caracteriza uma escala de tempo mediana, onde as movimentações serão estimadas para um intervalo de cerca de 30 anos.

Por último, os mapas de deslocamentos gerados a partir da metodologia *InSAR*, são apresentados e analisados de forma que as movimentações de superfície são investigadas perante uma curta escala temporal, com intervalos na ordem de dias/meses.

7.1 REPRESENTAÇÃO DO RELEVO POR PERFIS LONGITUDINAIS

As estações itinerantes (Figura 26) percorreram a planície deltaica e adjacências durante as campanhas de levantamento, estabelecendo rotas pelas principais vias da região (rodovias pavimentadas e não pavimentadas, caminhos, trilhas, entre outros.), e realizando os rastreios pelo método de posicionamento relativo cinemático (Seção 4.1.3). Dessa forma, as informações coletadas e pós-processadas (Seção 6.5) deram origem aos pontos definidores do relevo da planície, Figura 38.

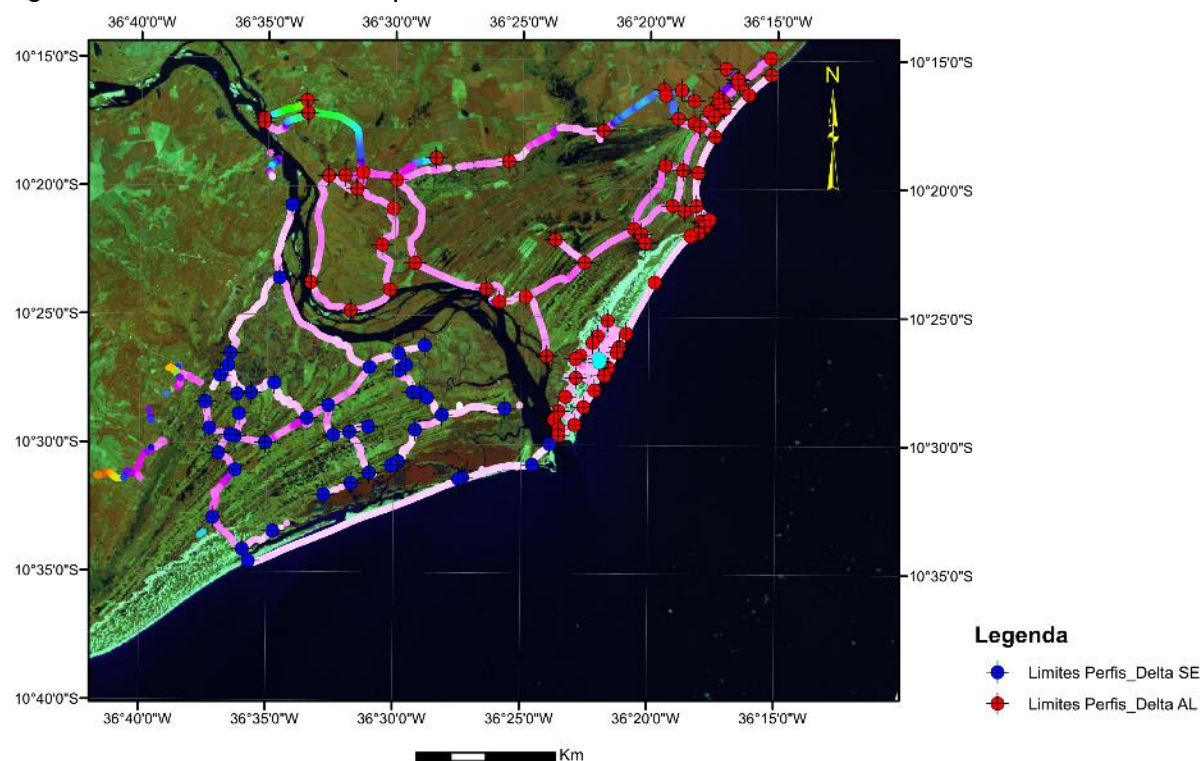
Figura 38: Pontos definidores do relevo da planície deltaica e adjacências.



Fonte: O autor.

Procedeu-se com a setorização dos alinhamentos, onde foram inseridos, em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), alguns pontos delimitadores e enumerados nas suas confluências. Desta forma, foi estabelecida uma nomenclatura padronizada dos trechos setorizados das linhas de relevo (Figura 39).

Figura 39: Alinhamentos com pontos delimitadores nas suas confluências

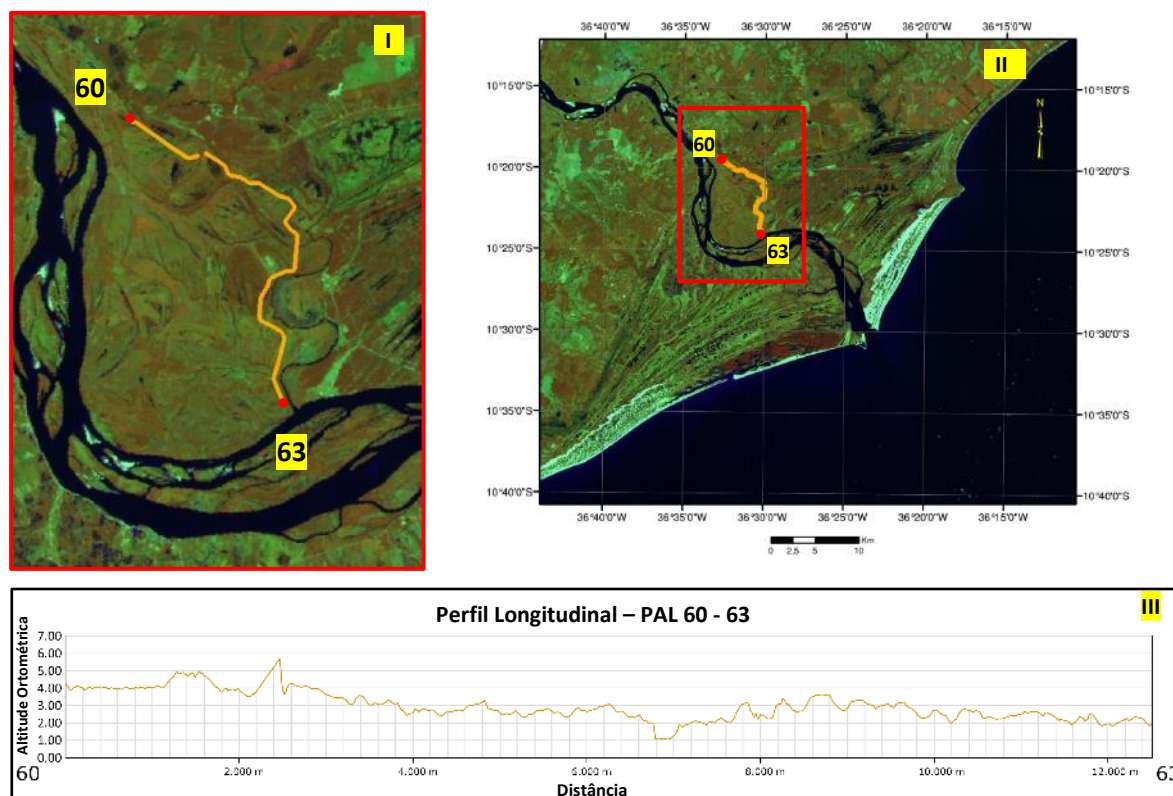


Fonte: O autor.

Uma quantidade de 56 pontos, na cor azul, demarcam os alinhamentos na porção sergipana da planície, enquanto 84 (vermelhos) setorizam a parte alagoana (Figura 39). Um perfil localizado em Alagoas e originado do trecho de alinhamento entre os pontos 19 e 67, por exemplo, receberá a nomenclatura PAL 19-67. Em analogia, os perfis situados em Sergipe receberam o prefixo PSE.

Trechos dos alinhamentos foram selecionados de acordo com critérios de continuidade e extensão, sendo possível a geração de perfis de relevo da planície. A Figura 40 ilustra um exemplo de um dos perfis elaborados na porção norte da planície.

Figura 40: Exemplo de Perfil: PAL 60-63 e sua disposição na Planície Deltaica



Fonte: O autor.

O perfil longitudinal (Figura 40 III) do alinhamento PAL 60-63 revela com precisão o relevo do trecho percorrido ao longo dos depósitos fluviais holocênicos da planície deltaica (Figura 40 I e II)

Os perfis de relevo têm o papel fundamental ao representar, graficamente, o limite externo de trechos lineares sobre depósitos de sedimentos. Essa descrição geomorfológica está pautada nas coordenadas oriundas do rastreo *in loco* por GNSS cinemático, onde 66% dos pontos apresentam desvio padrão da componente vertical (altimétrica) inferior a 25 cm, o que estabelece um parâmetro que atesta a confiabilidade e consequentemente a acurácia posicional das coordenadas.

7.2 DETECÇÃO DE REBAIXAMENTOS NA SUPERFÍCIE DA PLANÍCIE

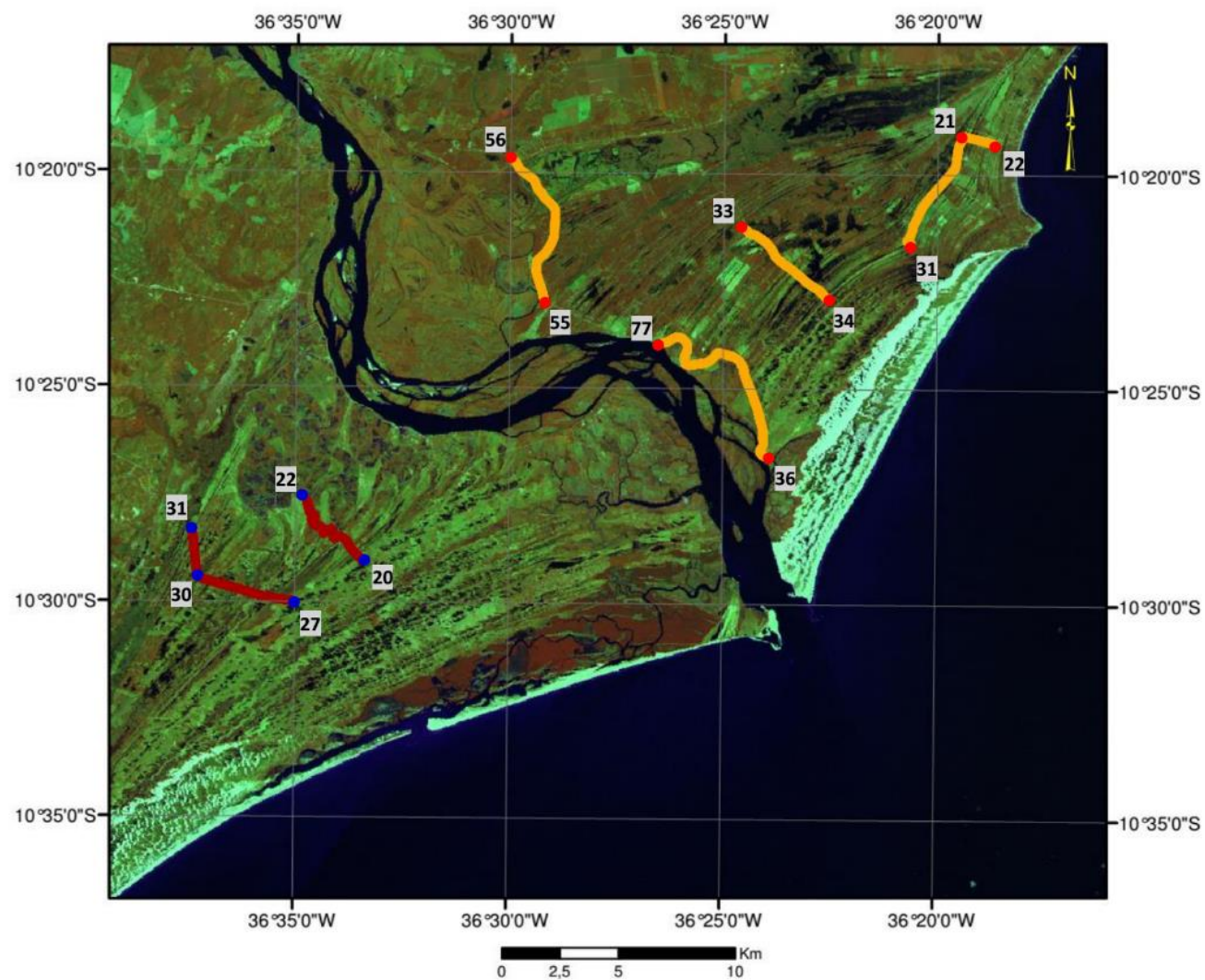
A planície deltaica do São Francisco, conforme descrita na Seção 5.2 é formada por sedimentos depositados em vários estágios do quaternário. As flutuações do nível relativo do mar, associadas a variações climáticas nesse período, desempenharam um papel fundamental para estabelecer a configuração atual dessa planície. Essas variações eustáticas contribuíram, entre outros aspectos, para a formação dos terraços marinhos que são os depósitos mais abundantes, e que de certa forma, definem os principais elementos geomorfológicos da feição deltaica. As análises a seguir serão realizadas por meio da avaliação alguns cordões litorâneos holocênicos da planície deltaica através dos perfis longitudinais.

7.2.1 Avaliação da Topografia em Cordões Litorâneos Holocênicos

Os cordões litorâneos são elementos facilmente distinguíveis nas imagens Landsat ETM+ por se tratarem de feições com um padrão aproximadamente linear e que materializam o traçado das antigas linhas de costa do período em que foram depositados. Partindo dessa premissa, admite-se que um mesmo cordão, por ter sido depositado numa época específica, teria que conservar a mesma altitude (ou valores próximos) ao longo do seu traçado. Caso sejam identificados trechos de um mesmo cordão com altitudes consideravelmente inferiores às demais, é possível que a superfície nas imediações desse segmento tenha sofrido alguma subsidência.

As avaliações das altitudes ortométricas de alguns cordões holocênicos localizados nas duas porções da planície, foram realizadas a partir da verificação das altitudes dos perfis longitudinais que cruzam essas feições. Esses perfis foram isolados do conjunto de alinhamentos apresentado no capítulo anterior (Figura 39) e são ilustrados na Figura 41.

Figura 41: Perfis longitudinais que cruzam os cordões litorâneos holocênicos



Fonte: O autor.

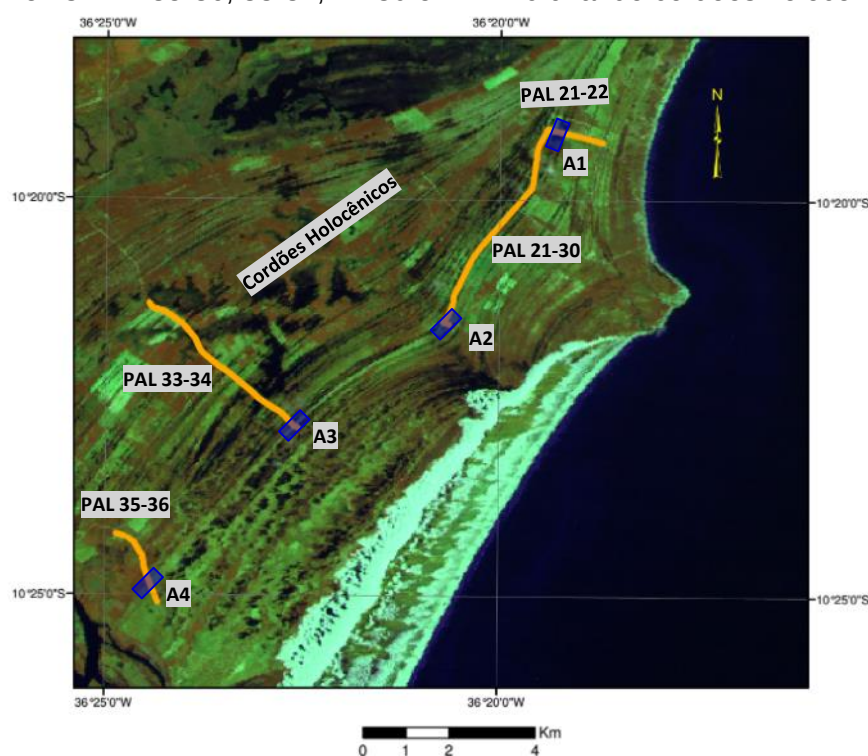
Ao todo, 8 perfis foram isolados do conjunto de alinhamentos. As análises I a V a seguir, avaliam a conformidade topográfica de alguns terraços holocênicos em ambas porções da planície.

A avaliação consiste em identificar, na imagem de satélite, um traçado bem definido de cordões litorâneos e coletar uma amostragem de pontos (obtidos pelos rastreios cinemáticos) nos locais que os perfis longitudinais cruzam os cordões escolhidos. Dessa amostragem de pontos é realizada uma média aritmética das respectivas altitudes definindo um único valor que represente a altitude no local estabelecido.

ANÁLISE I

- **Perfis Avaliados**: PAL 35-36, PAL 33-34, PAL 21-30, PAL 21-22
- **Disposição dos alinhamentos sobre os cordões** (Figura 42)

Figura 42: Perfis PAL 35-36, 33-34, 21-30 e 21-22 cruzando cordões holocênicos



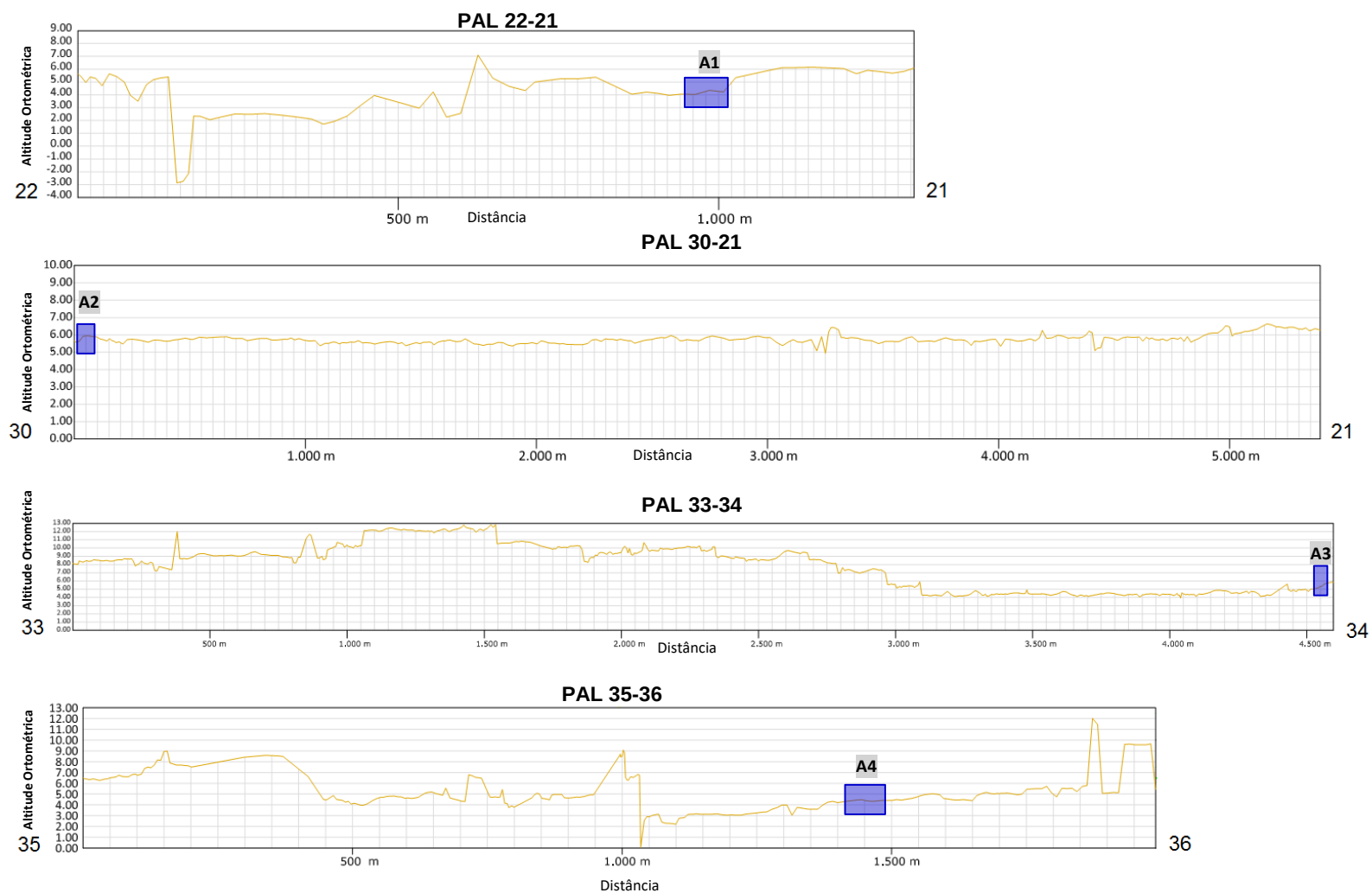
- **Altitudes médias** (Tabela 10)

Tabela 10: Altitudes médias de trechos dos perfis PAL 35-36, 33-34, 21-30 e 21-22

Cordões	Altitudes Médias			
	1	2	3	4
	PAL 21-22	PAL 21-30	PAL 33-34	PAL 35-36
A	4,3 m	5,8 m	5,3 m	4,7 m

- **Perfis Longitudinais** (Figura 43)

Figura 43: Perfis Longitudinais PAL 21-22, 21-30, 33-34 e 35-36 - Análise I



Fonte: O autor.

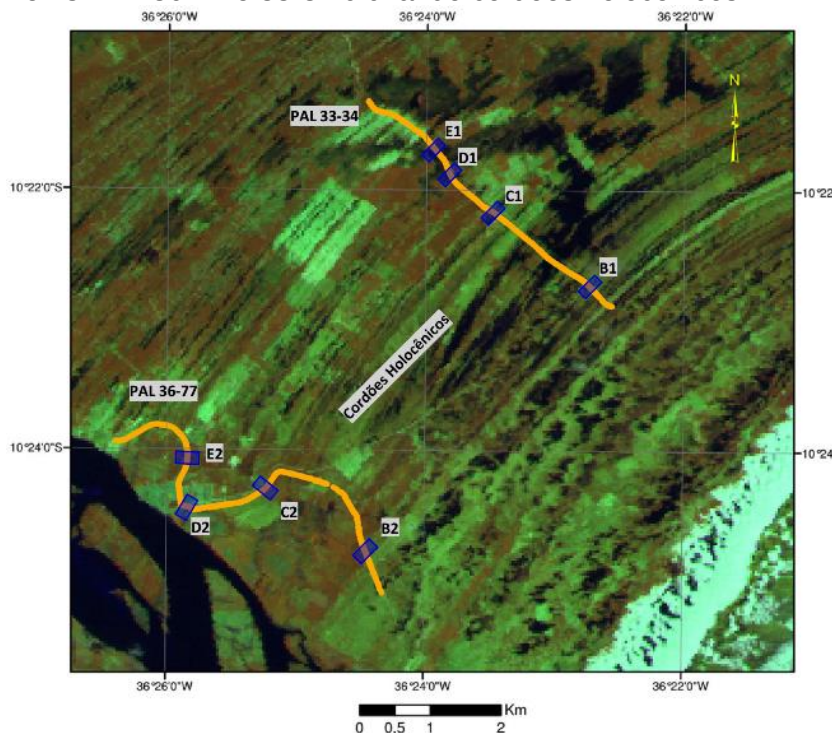
- **Considerações**

De uma maneira geral, as altitudes se mantiveram equivalentes ao longo do trecho avaliado, pois as extremidades do alinhamento conservaram valores na mesma ordem de grandeza. Entretanto, um desnível de 1,5 m foi constatado no intervalo A1 e A2, o que pode caracterizar uma subsidência pontual nesse trecho.

ANÁLISE II

- **Perfis Avaliados:** PAL 77-36, PAL 33-34
- **Disposição dos alinhamentos sobre os cordões** (Figura 44)

Figura 44: Perfis PAL 36-77 e 33-34 cruzando cordões holocênicos



Fonte: O autor.

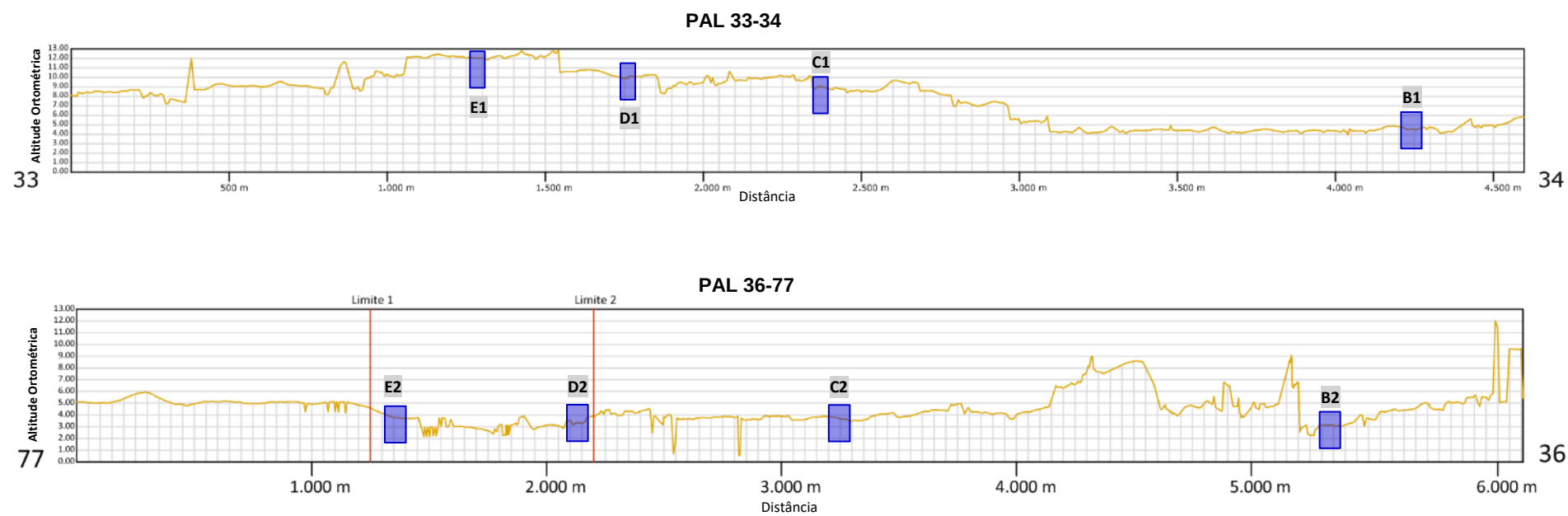
- **Altitudes médias** (Tabela 11)

Tabela 11: Altitudes médias de trechos dos perfis PAL 36-77 e PAL 33-34

Cordões	Altitudes Médias	
	1	2
	PAL 33-34	PAL 36-77
B	4,6 m	3,1 m
C	9,2 m	3,7 m
D	10,2 m	3,5 m
E	12,2 m	3,8 m

- **Perfis Longitudinais (Figura 45)**

Figura 45: Perfis Longitudinais PAL 33-34 e 36-77 - Análise II



Fonte: O autor.

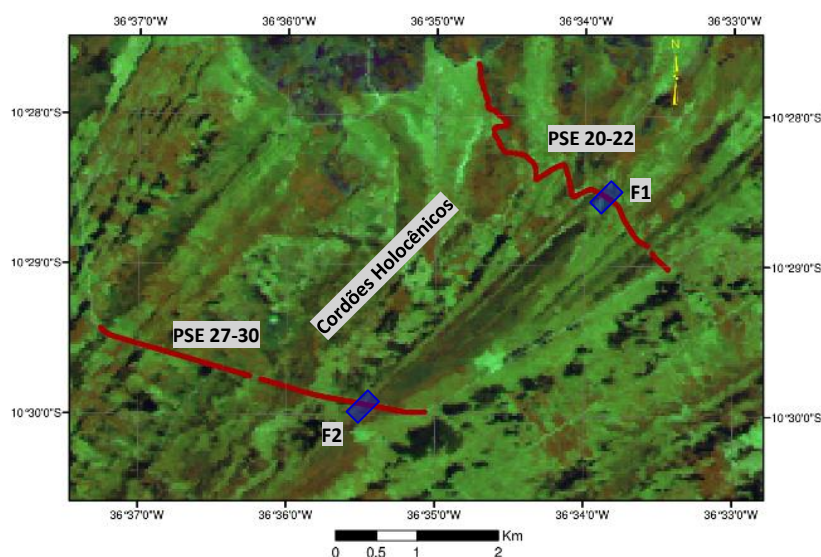
- **Considerações**

Essa avaliação fornece um forte indicativo de rebaixamento dos cordões no sentido NE-SW. Ainda que os desníveis obtidos estejam bastante acentuados (média de -5,5 m), provavelmente, por conta de uma possível elevação na superfície cortada pelo PAL 33-34 (detalhes na Análise V), admite-se um rebaixamento dos cordões no sentido da NE-SW, visto que as altitudes dos trechos avaliados em PAL 36-77 são relativamente baixas (3,5 m em média). O rebaixamento da superfície nas imediações da sede de Piaçabuçu também pode ser visualizado na concavidade existente no gráfico do Perfil Longitudinal de PAL 36-77 (Figura 45), trecho entre os Limites 1 e 2.

ANÁLISE III

- **Perfis Avaliados:** PSE 27-30, PAL 20-22
- **Disposição dos alinhamentos sobre os cordões** (Figura 46)

Figura 46: Perfis PSE 27-30 e 20-22 cruzando cordões holocênicos



Fonte: O autor.

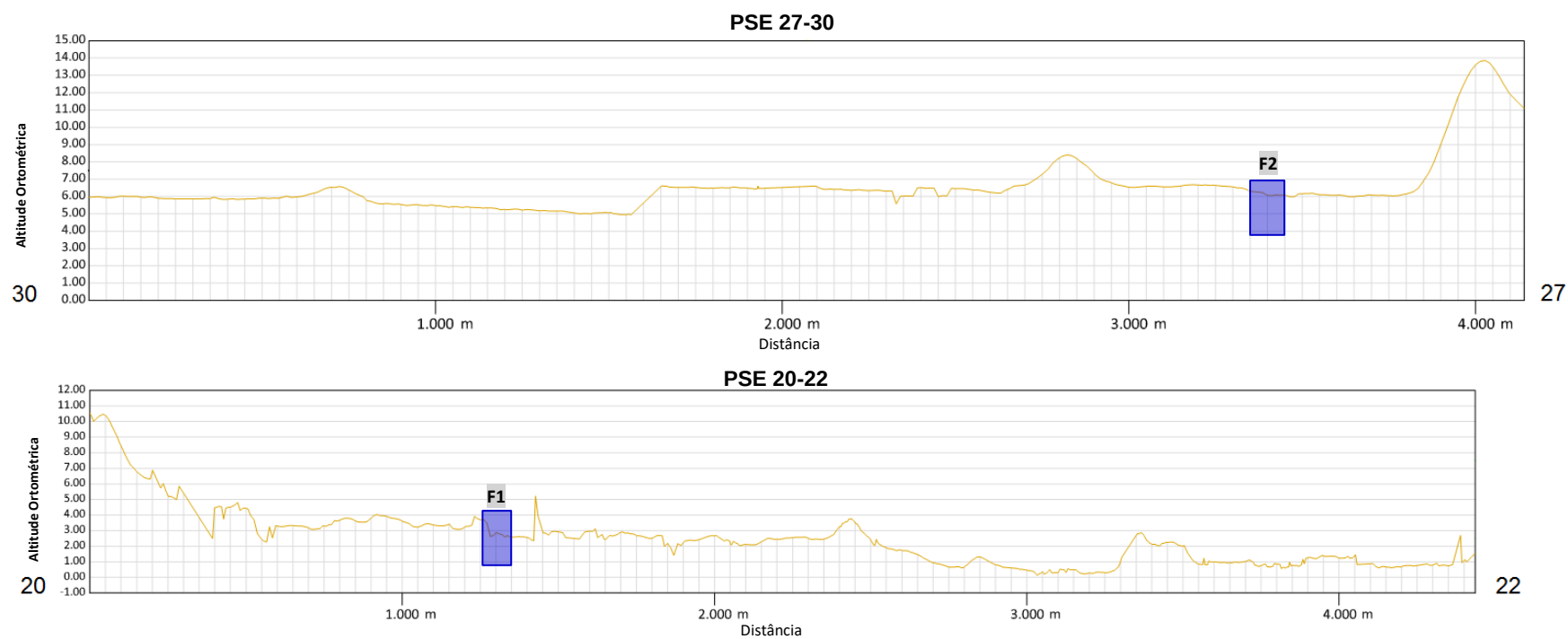
- **Altitudes médias** (Tabela 12)

Tabela 12: Altitudes médias de trechos dos perfis PSE 27-30 e 20-22

Cordões	Altitudes Médias	
	1	2
	PSE 27-30	PAL 20-22
F	6,3 m	3,1 m

- **Perfis Longitudinais (Figura 47)**

Figura 47: Perfis Longitudinais PAL 27-30 e 20-22 - Análise III



Fonte: O autor.

- **Considerações**

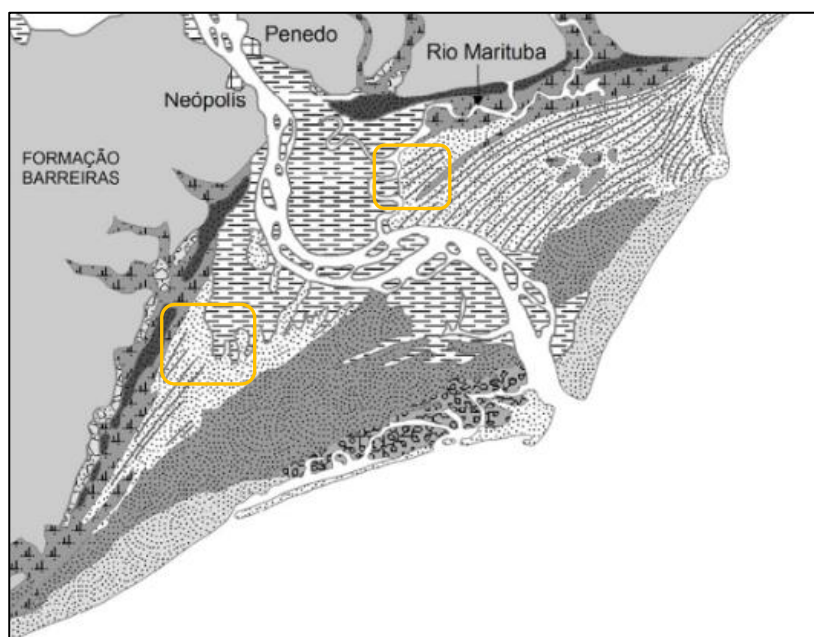
Poucas análises foram realizadas envolvendo os cordões holocênicos do na porção sergipana da planície, pois, em sua grande maioria, os cordões encontram-se encobertos pelas dunas ativas e inativas. Neste intervalo calculado, o desnível encontrado foi de -3,2 m na direção SW-NE, caracterizando também um possível rebaixamento da superfície nesse local.

ANÁLISE IV

- **Perfis Avaliados:** PSE 30-31, PAL 55-56

Esta análise investiga a subsidência em locais mais internos da planície deltaica, ou seja, mais próximo dos depósitos da Formação Barreiras. Para isso, buscou-se correlacionar um pequeno grupo de cordões holocênicos remanescentes na porção sergipana da planície com seus homólogos na outra porção. Como as extremidades dos cordões mais internos da planície, nas proximidades do Rio São Francisco, deram lugar a depósitos fluviais, buscou-se identificar os homólogos baseado na orientação dos mesmos (Figura 48).

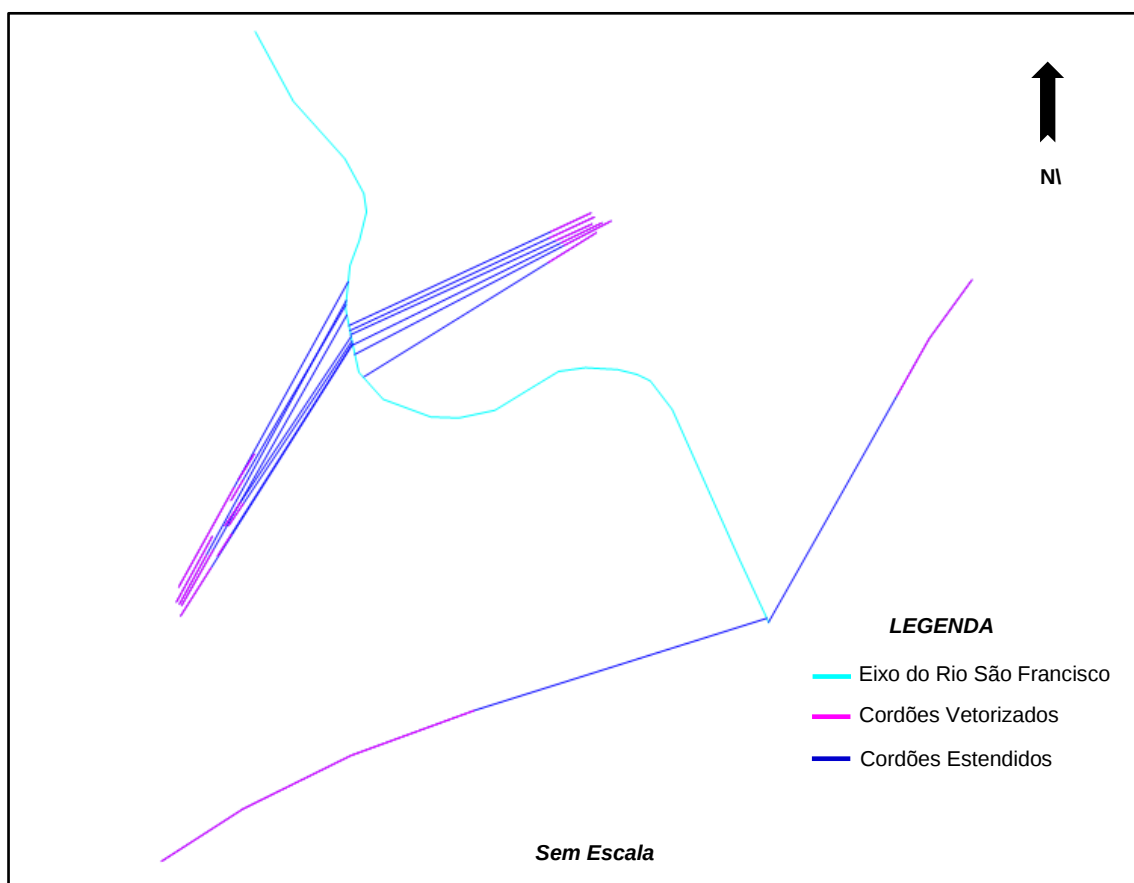
Figura 48: Grupos de cordões holocênicos próximos aos depósitos da Formação Barreiras



Fonte: Adaptado de Guimarães (2010)

Para se certificar de que os dois grupos de cordões são, de fato, contemporâneos, utilizaram-se ferramentas de processamento digital para realçá-los na imagem de satélite (filtro de *imagem - low-pass*) e, na sequência, os cordões foram vetorizados e prolongados em direção ao eixo do rio, convergindo para um local aproximado onde seria a possível paleofoz do rio na ocasião (Figura 49).

Figura 49: Alinhamentos dos cordões estendidos em direção ao eixo do Rio São Francisco

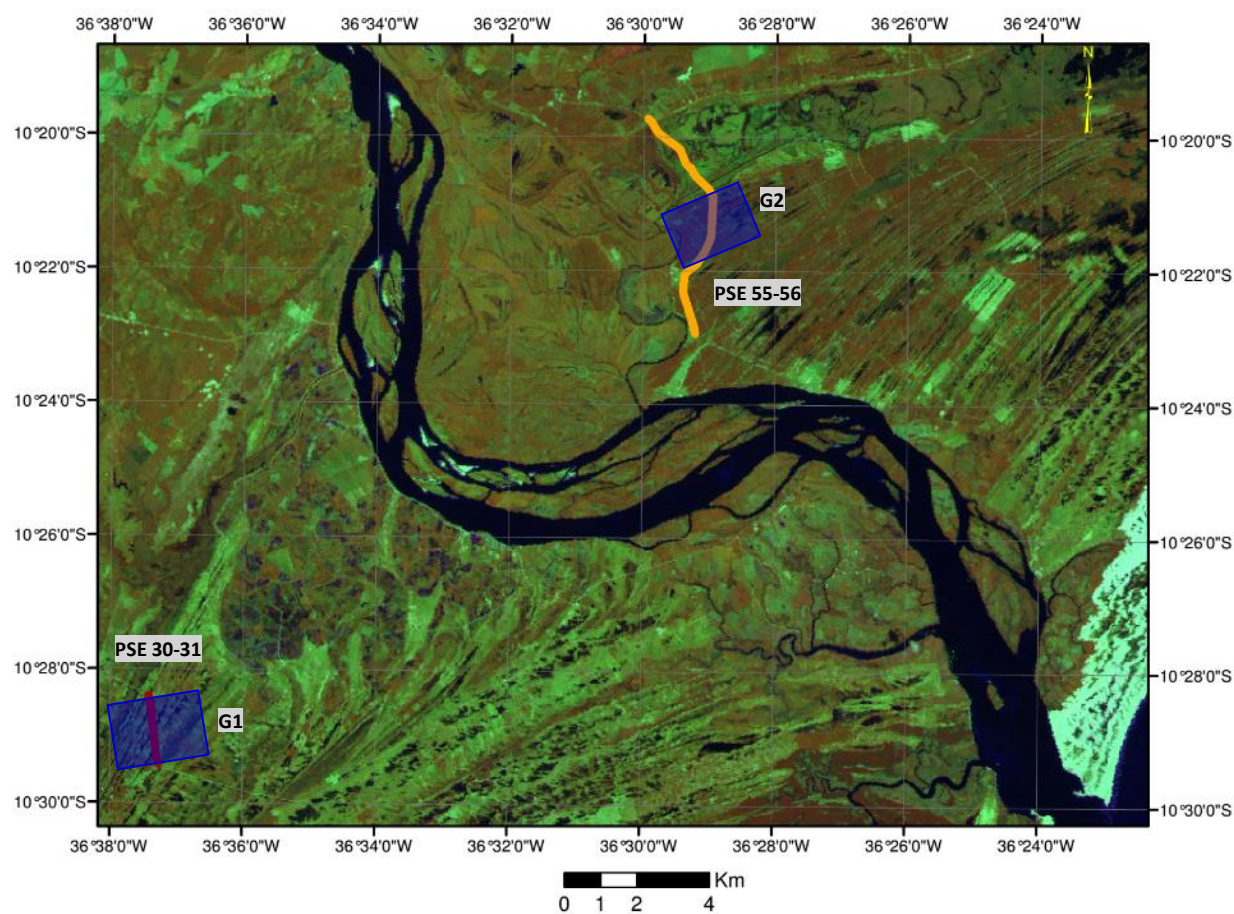


Fonte: O autor.

Os trechos em azul são referentes ao prolongamento dos alinhamentos dos cordões em direção ao eixo do Rio São Francisco (magenta). O mesmo procedimento foi realizado como exemplo, onde foi vetorizado um trecho da linha de costa atual, prolongando-a no sentido do eixo do rio. Nessas circunstâncias, admite-se que os dois grupos de cordões possam ter a mesma idade.

- **Disposição dos alinhamentos sobre os cordões** (Figura 50)

Figura 50: Perfis PSE 31-30 e PAL 55-56 cruzando cordões holocênicos



Fonte: O autor.

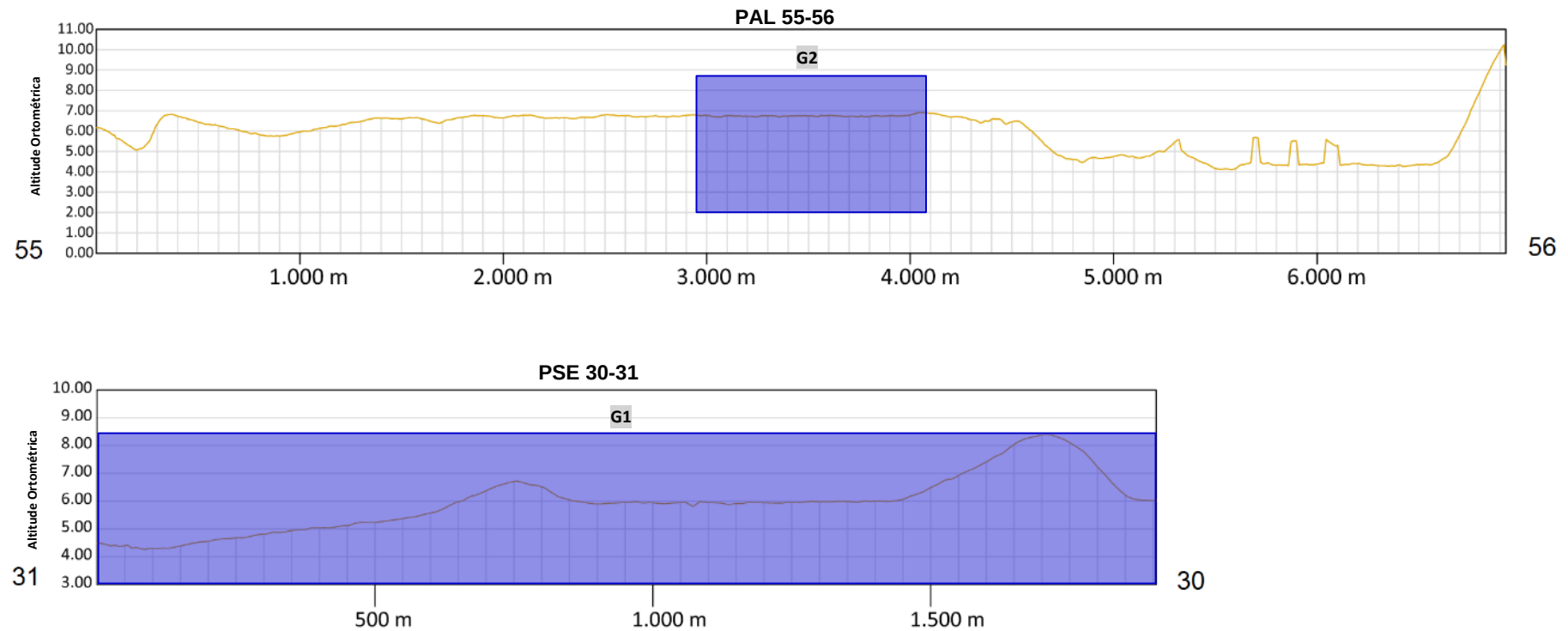
- **Altitudes médias** (Tabela 13)

Tabela 13: Altitudes médias de trechos dos perfis PSE 30-31 e PAL 55-56

Cordões	Altitudes Médias	
	1	2
	PSE 30-31	PAL 55-56
G	5,8 m	6,8 m

- **Perfis Longitudinais** (Figura 51)

Figura 51: Perfis longitudinais PSE 30-31 e PAL 55-56 - Análise IV



Fonte: O autor.

- **Considerações**

A falta de continuidade dos segmentos não permitiu que fosse realizada uma identificação individual das feições com seus homólogos, e por conseguinte, uma associação em bloco foi realizada estabelecendo-se, assim, uma amostragem maior de pontos numa faixa mais larga de cordões. Sendo assim, as altitudes médias dos cordões avaliados, 5,8 m e 6,8 m para os trechos G1 e G2, respectivamente, podem, de certa forma, ser consideradas equivalentes. Nesse caso, admite-se que nessa região da planície deltaica os processos de subsidência foram inexistentes ou insignificantes diante das informações avaliadas.

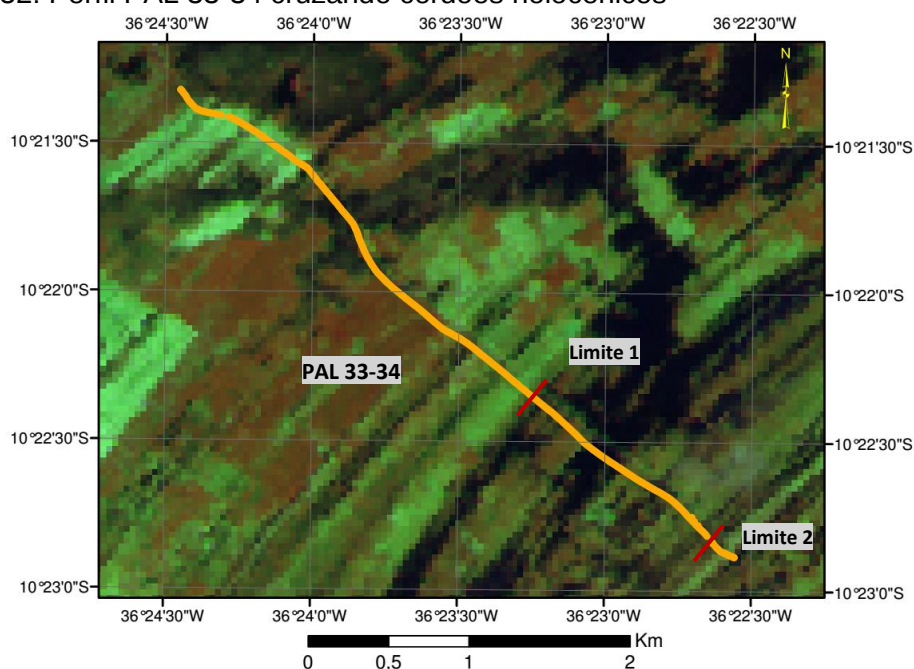
ANÁLISE V

- **Perfil avaliado:** PSE 33-34

Nesta análise, apenas o perfil PAL 33-34 foi investigado em todo o seu percurso. Este perfil possui a particularidade de percorrer cerca de 4,5 km cruzando, perpendicularmente, diversos cordões holocênicos que passam nas denominadas zonas úmidas, localizadas na parte central da porção alagoana da planície deltaica.

- **Disposição dos alinhamentos sobre os cordões** (Figura 52)

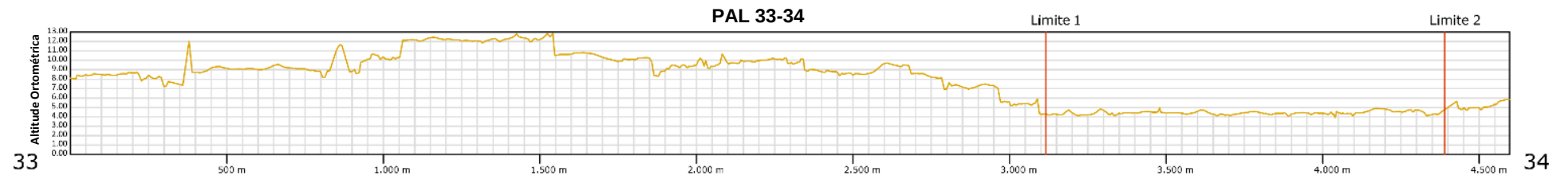
Figura 52: Perfil PAL 33-34 cruzando cordões holocênicos



Fonte: O autor.

- **Perfil Longitudinal (Figura 53)**

Figura 53: Perfil longitudinal PAL 33-34 - Análise V



Fonte: O autor.

- **Considerações**

É possível observar duas situações distintas ao longo deste perfil longitudinal. A primeira é relativa ao intervalo compreendido entre os Limites 1 e 2 (Figura 52 e Figura 53) que possui suas altitudes consideravelmente inferiores ao restante do segmento. Em média, essas altitudes definem um plano de 4,4 m. A segunda situação diz respeito ao aclave que se inicia após o Limite 1, no perfil longitudinal (Figura 53), promovendo uma elevação da altitude média a 9,5 m até o término do alinhamento. Considerando que existem terraços pleistocênicos nas imediações da Fm. Barreiras, com altitudes em torno de 7 m (de acordo com um RN do IBGE implantada num terraço em Pacatuba - SE), admite-se que no Quaternário, o nível do mar na planície deltaica alcançara, no máximo, altitudes em torno de 7 metros. Logo, não se justifica que esses cordões holocênicos possuam altitudes relativamente tão elevadas (9,5 m metros em média), exceto se um outro fator geológico tivesse proporcionado tal suspensão. O trecho com as altitudes elevadas poderia ser justificado por um intenso retrabalhamento eólico ocorrido nessa localidade; entretanto, as cristas e vales dos cordões litorâneos, ainda presentes ao longo do trecho suspenso, contradiz com essa suposição. A segunda hipótese, e mais provável, é que tenha ocorrido um rebaixamento de superfície em algumas áreas da planície, associado a uma subsidência flexural causada por uma carga concentrada de sedimentos. Como consequência, foi ocasionado um soerguimento nas regiões circunvizinhas.

7.3 AVALIAÇÃO DIRETA DA SUBSIDÊNCIA NAS RRNN DO SGB

Os vértices de RN do SGB situados na região do baixo São Francisco, onde está localizada a Planície Deltaica e suas imediações, foram implantados pelo IBGE a partir de campanhas de nivelamento geométrico realizadas entre os anos de 1984 e 1986. Neste período, não existia ainda no Brasil um Modelo de Ondulação Geoidal. Entretanto, o IBGE no ano de 1992, disponibilizou como modelo pioneiro o MAPGEO92 que foi atualizado na sequência para as versões 2004, 2010 e 2015.

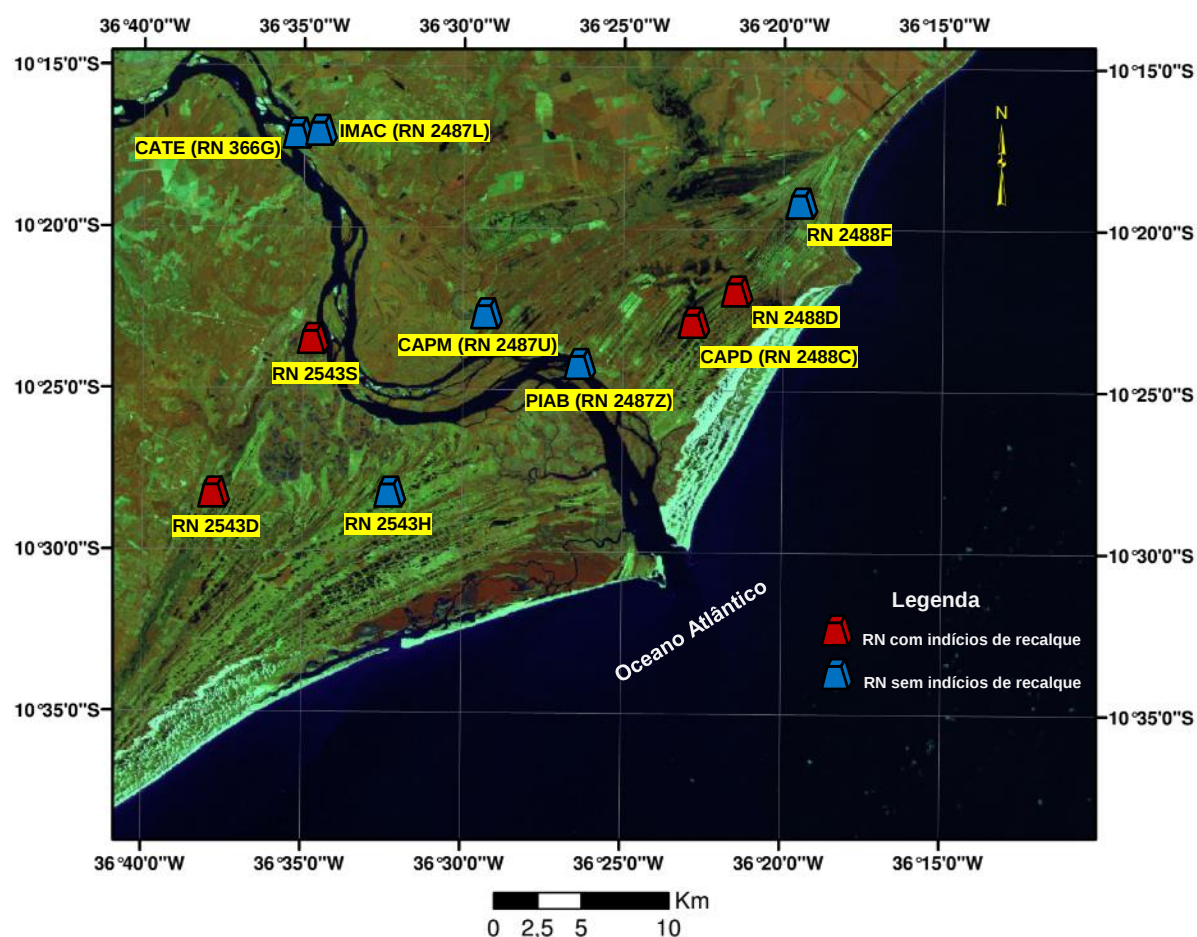
No processo de atualização dos modelos de ondulação, uma nova superfície de referência é gerada para cada versão. Ao se ajustar essa nova superfície, novos pontos são incluídos no conjunto de dados. No caso dos vértices já existentes no sistema geodésico, considera-se que suas altitudes se mantiveram invariáveis ao longo do tempo. Esta consideração se tornaria falha caso alguns desses vértices primários tivessem suas altitudes alteradas devido a processos de subsidência, por exemplo. Como esse deslocamento não entraria no modelo matemático, a nova superfície gerada não estaria validada para esta localidade devido, justamente, à ausência dessas informações. Nesse aspecto, buscou-se investigar os processos de subsidência na planície analisando os prováveis recalques nos marcos de Referência de Nível do SGB desde a época de sua implantação até os dias atuais, correlacionando as possíveis movimentações com as diferenças entre suas ondulações geoidais oriundas dos diferentes modelos MAPGEO/IBGE (2004, 2010 e 2015), além da superfície de referência primária utilizada na implantação dos vértices.

A denominada ondulação geoidal padrão (N_p) é calculada a partir da diferença entre a altitude ortométrica preliminar (H_p) (mensurada à época da implantação do vértice e concedida pelo IBGE) e sua altitude elipsoidal (h), obtida por um rastreamento GNSS recente, conforme demonstrado matematicamente na Equação 7. Caso o vértice tenha se movimentado durante esse período, o valor da ondulação geoidal neste ponto conseqüentemente sofreu alterações ao longo do tempo, considerando uma mesma superfície de referência em todo intervalo avaliado. Para que essas alterações pudessem ser identificadas com precisão, seria necessário um acompanhamento periódico no vértice, mensurando as suas altitudes elipsoidais ou a altitudes ortométricas em diversos instantes. Na condição desse vértice se encontrar

num local onde as movimentações na superfície são ínfimas ou inexistentes a ondulação geoidal (N) nesse ponto se manteria constante.

A investigação foi realizada em 10 vértices de RN onde foi possível obter com precisão, a altura elipsoidal (h) em cada um deles durante as campanhas de levantamentos realizadas na área de estudo entre 2014 e 2017. Em alguns vértices, foi possível ocupar o marco diretamente com o receptor GNSS; na impossibilidade da ocupação direta, foi lançado um marco auxiliar nas imediações e, na sequência, realizado o nivelamento geométrico (Seção 6.3). A Figura 54 ilustra a disposição dos vértices de RN investigados na área de estudo.

Figura 54: Disposição dos vértices de RN com ondulações avaliadas



Fonte: O autor.

Além das alturas elipsoidais obtidas pelos rastreios nas campanhas, são conhecidas, para cada vértice, a altitude ortométrica primária, sem ajustamento (H_p) e a altitude ortométrica ajustada (H_a). Esta última é considerada a altitude oficial do vértice obtida pelo último ajustamento realizado pelo IBGE, no ano de 2011. Chama-

se atenção para essa altitude ajustada, pois, esse valor pode, de certa forma, estar comprometido no caso de o vértice em questão sofresse um recalque proporcionado pela subsidência.

A Tabela 14 apresenta, para os 10 vértices avaliados, as diferentes altitudes com suas respectivas incertezas e as ondulações geoidais em cada ponto.

Em seguida, a Tabela 15 apresenta as diferenças entre os modelos de ondulação cronologicamente nas primeiras colunas, finalizando com as diferenças entre ondulações de referência.

Tabela 14: Altitudes e ondulações das RRNN avaliadas (metros)

Vértice	h	σ_h	H _p	σ_{H_p}	H _a	σ_H	Ondulações MAPGEO			Ondulações de Referência - Padrão (N _p) e Ajustada (N _a)	
							N _{M2004}	N _{M2010}	N _{M2015}	N _p = h - H _p	N _a = h - H _a
CATE (RN 366G)	16,121	0,023	25,562	-	25,546	-	-9,64	-9,22	-9,33	-9,44	-9,43
IMAC (RN 2487L)	33,537	0,023	42,956	-	42,941	0,090	-9,63	-9,20	-9,31	-9,42	-9,40
CAPM (RN 2487U)	-4,658	0,027	4,824	-	4,762	-	-9,75	-9,27	-9,37	-9,48	-9,42
PIAB (RN 2487Z)	-6,388	0,026	3,094	-	3,084	-	-9,74	-9,23	-9,35	-9,48	-9,47
CAPD (RN 2488C)	-2,943	0,027	6,403	-	6,424	0,090	-9,67	-9,15	-9,29	-9,35	-9,37
RN 2488D	-3,901	0,026	5,313	-	5,305	-	-9,63	-9,11	-9,26	-9,22	-9,21
RN 2488F	-3,093	0,029	6,168	-	6,161	-	-9,56	-9,06	-9,17	-9,26	-9,25
RN 2543D	-2,414	0,030	7,234	-	7,243	0,090	-9,97	-9,55	-9,61	-9,65	-9,66
RN 2543S	-3,944	0,014	5,549	-	5,566	0,090	-9,86	-9,33	-9,51	-9,49	-9,51
RN 2543H	-1,553	0,020	8,101	-	8,113	0,090	-9,88	-9,39	-9,55	-9,65	-9,67

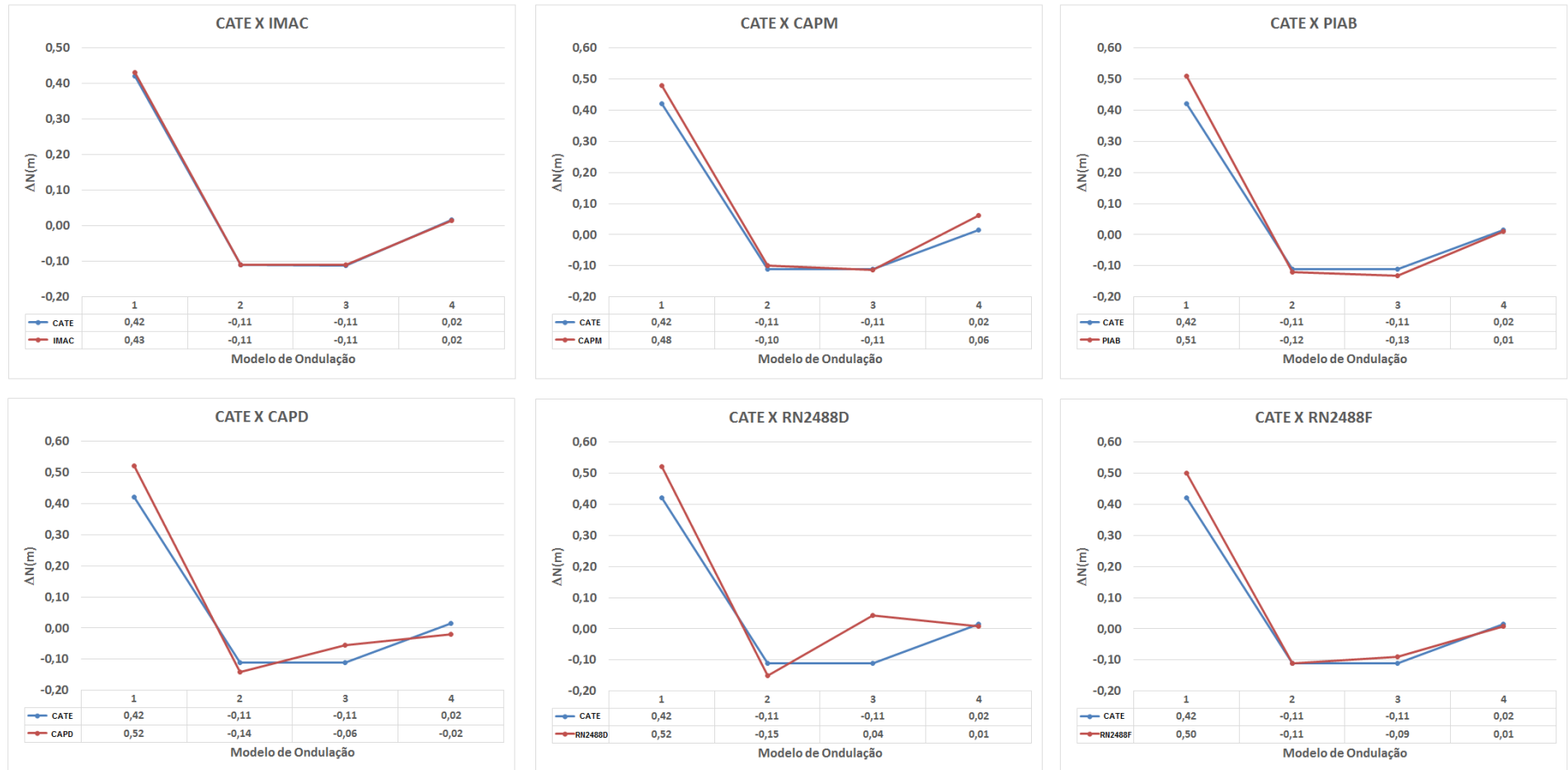
Tabela 15: Diferenças entre as ondulações dos diferentes modelos (metros)

Vértice	$\Delta N_1 = N_{M2004} - N_{M2010}$	$\Delta N_2 = N_{M2010} - N_{M2015}$	$\Delta N_3 = N_{M2015} - N_p$	$\Delta N_4 = N_p - N_a$
CATE (RN 366G)	0,42	-0,11	-0,11	0,02
IMAC (RN 2487L)	0,43	-0,11	-0,11	0,02
CAPM (RN 2487U)	0,48	-0,10	-0,11	0,06
PIAB (RN 2487Z)	0,51	-0,12	-0,13	0,01
CAPD (RN 2488C)	0,52	-0,14	-0,06	-0,02
RN 2488D	0,52	-0,15	0,04	0,01
RN 2488F	0,50	-0,11	-0,09	0,01
RN 2543D	0,42	-0,06	-0,04	-0,01
RN 2543S	0,53	-0,18	0,02	-0,02
RN 2543H	0,49	-0,16	-0,10	-0,01

Na Tabela 14, as primeiras colunas (colunas 2 a 7) são referentes às altitudes elipsoidais (h) e ortométricas primárias e ajustadas (H_p e H_a), seguidas de suas respectivas incertezas (σ) quanto disponíveis. Na sequência, as colunas 8 a 10 trazem as ondulações geoidais para cada um dos 10 vértices, calculadas a partir das três versões do MAPGEO – 2004, 2010 e 2015. Nas duas últimas colunas, constam respectivamente as ondulações geoidais padrão e ajustada.

Parte-se do princípio em que os vértices CATE e IMAC, externos à planície deltaica (localizados na cidade de Penedo-AL e sustentados num embasamento rochoso do cretáceo) não são afetados pelos processos de subsidência. Logo, esperara-se que as altitudes (ortométricas e elipsoidais) e, conseqüentemente, as suas respectivas ondulações geoidais não sofram variações. Nesse aspecto, a premissa adotada é que a estabilidade de um vértice de altimetria estaria correlacionada com o comportamento do padrão de variação de sua ondulação quando esta é avaliada cronologicamente a partir dos modelos de ondulação adotados. Esse efeito pode ser constatado de fato em termos quantitativos, analisando as variações das diferenças entre as ondulações ao longo das linhas da Tabela 15, onde verifica-se um mesmo padrão de variação nos elementos dos dois primeiros vértices (CATE e IMAC) que, por sinal, encontram-se presentes na região externa à planície e, conseqüentemente, livre dos efeitos da subsidência. Graficamente, esse padrão de variação da ondulação (Tabela 15) é apresentado com maior clareza nas Figuras 55 e 56.

Figura 55: Gráficos de variação das ondulações geoidais (I)



Fonte: O autor.

Figura 56: Gráficos de variações das ondulações geoidais (II)



Fonte: O autor.

Na avaliação dos gráficos, adotou-se como referência a curva de diferença entre as ondulações do vértice CATE, representado na cor azul e servindo como parâmetro de comparação para os outros pontos. As variações nos demais vértices são representadas individualmente na cor vermelha.

O principal aspecto a ser analisado é o grau de similaridade da curva de ondulação do vértice avaliado com a curva padrão (CATE). Além da curva referente ao vértice IMAC, que apresentou características praticamente idênticas ao CATE, as curvas dos vértices CAPM, PIAB, RN2488F, RN2543H obtiveram um padrão de variação semelhante à curva de referência. Nesses vértices, considera-se que as movimentações em decorrência da subsidência foram mínimas ou insignificantes. Por outro lado, os vértices onde as curvas apresentam um baixo grau de similaridade com a curva de referência (CAPD, RN2488D, RN2543D e RN2543S), são apontados como potenciais marcos que sofreram recalques consideráveis ao longo de três décadas desde sua implantação. Os vértices CAPD, RN2488D estão de fato localizados numa

região susceptível à subsidência e estima-se, baseado na separação das curvas do gráfico, que os recalques atribuídos a essas localidades são da ordem de alguns centímetros. Os vértices RN2543D e RN2543S por sua vez possuem uma particularidade que intensifica os seus rebaixamentos. Os mesmos estão encravados na estrutura de duas pontes ao longo das rodovias SE-204 e SE-204, respectivamente. Portanto, estariam vulneráveis também ao recalque diferencial das estruturas em que eles se encontram fixados.

7.4 RESULTADOS DA INTERFEROMETRIA

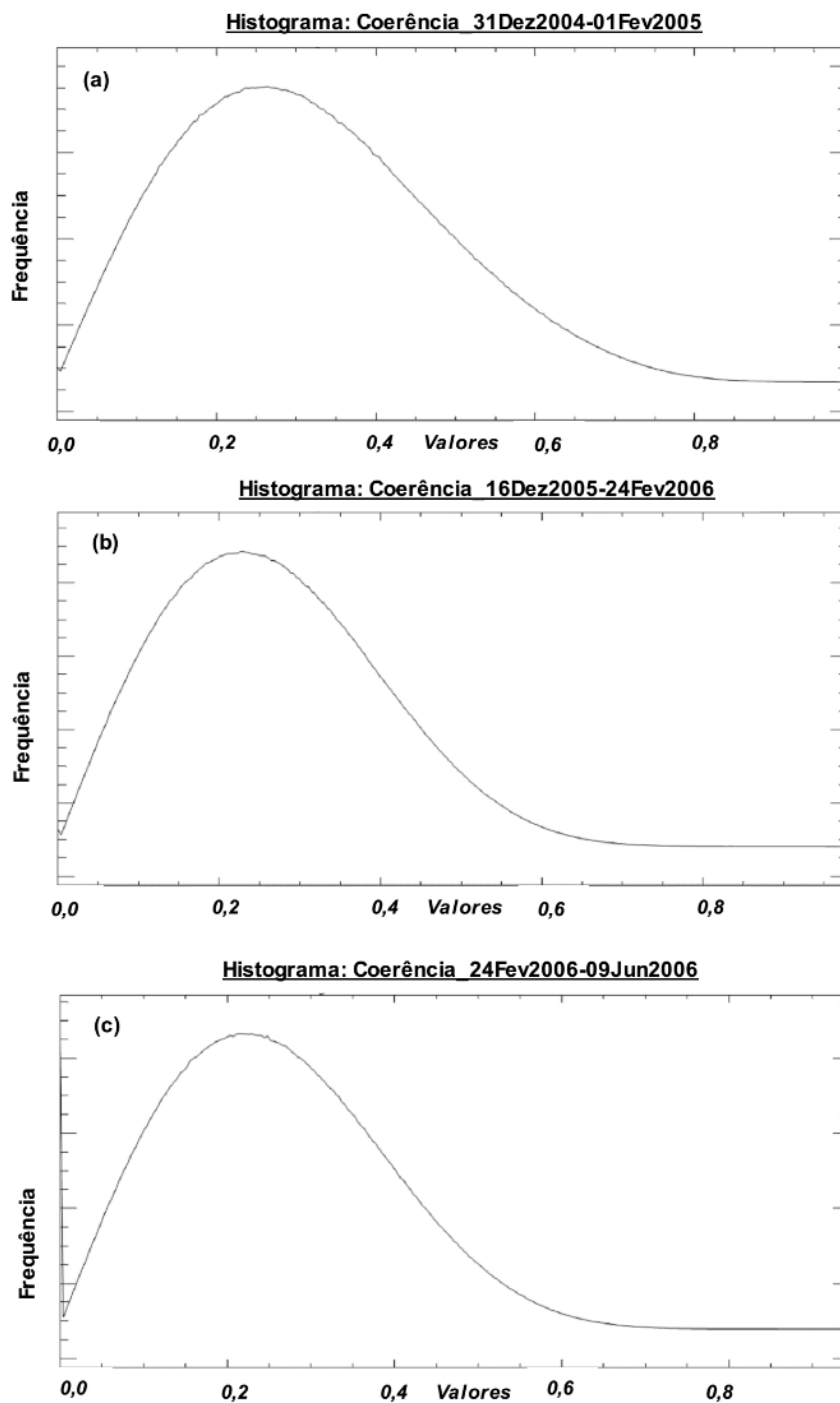
7.4.1 Análise Estatística e Classificação das Imagens de Coerência

A coerência local (γ), definida na Seção 6.6.4, é um parâmetro fundamental para estabelecer um indicativo de qualidade do mapa de deslocamentos verticais. A coerência modelada (Seção 6.6.1) é um importante fator para a estimativa deste parâmetro, porém, por se tratar de um valor unitário e representativo para todo o conjunto de dados, o mesmo torna-se insuficiente para informar a distribuição da característica avaliada ao longo da imagem.

Com o objetivo de quantificar e avaliar a distribuição espacial da coerência local nas imagens geradas, procedeu-se com a realização de uma análise estatística global do conjunto de pixels de cada imagem de coerência, na sequência, os dados foram submetidos a uma classificação orientada a objeto.

O primeiro parâmetro estatístico avaliado foi o histograma de distribuição normal das Imagens de coerência local. A Figura 57 apresenta os histogramas das imagens de coerência do grupo 245, anteriormente apresentadas na Figura 36 “a”, “b” e “c”.

Figura 57: Histograma de coerência das imagens 245

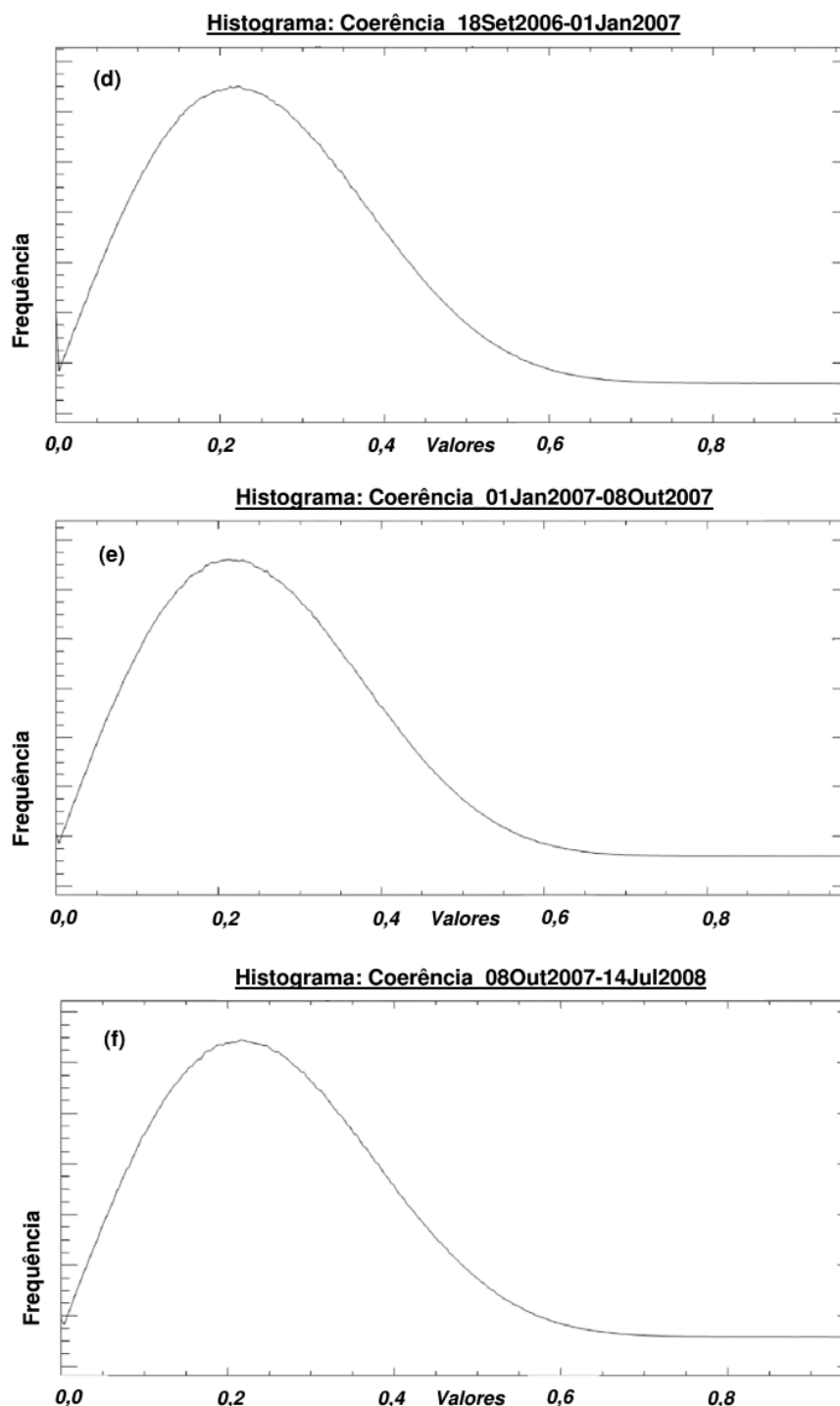


Fonte: O autor.

Numa avaliação prévia, é possível constatar que no histograma “a” existe uma maior distribuição dos valores de coerência na imagem, caracterizada na figura por uma geometria mais alargada e com menor amplitude do histograma. Os histogramas “b” e “c”, por sua vez, apresentam um maior padrão de similaridade entre si quando comparado ao primeiro. É possível ainda verificar que nesses dois histogramas (b e c) há uma menor concentração de pixels com valores de coerência maiores que 0,6.

As Imagens de Coerência do grupo 195 (Figura 36 “d”, “e” e “f”), por sua vez, são representadas pelos histogramas da Figura 58.

Figura 58: Histograma de coerência das imagens 195



Fonte: O autor.

Nos histogramas da Figura 58 é possível verificar uma certa homogeneidade entre as distribuições dos pixels de coerência nos três pares avaliados. Ambos

apresentam visualmente as mesmas características geométricas com a média em torno de 0,2.

Para uma melhor interpretação das informações, os dados estatísticos foram divididos em 5 classes de coerência onde os pixels são agrupados em intervalos de 0,2. As Tabelas 16 e 17 apresentam essas informações para os dois grupos de imagens geradas.

Tabela 16: Estatísticas das classes de coerência das imagens 245

Classe	Intervalo	a		b		c	
		coh_31Dec2004_04Feb2005		coh_16Dec2005_24Feb2006		coh_24Feb2006_09Jun2006	
		Nº de Ocorrências	%	Nº de Ocorrências	%	Nº de Ocorrências	%
1	0,000 - 0,200	4908491	26,61	6385954	34,63	6596620	35,79
2	0,200 - 0,400	8171900	44,30	9003365	48,83	9020336	48,94
3	0,400 - 0,600	4404783	23,88	2863441	15,53	2673807	14,51
4	0,600 - 0,800	926658	5,02	183260	0,99	138964	0,75
5	0,800 - 1,000	34568	0,19	4080	0,02	698	0,00
Total		18446400	100,00	18440100	100,00	18430425	100,00

Tabela 17: Estatísticas das classes de coerência das imagens 195

Classe	Intervalo	d		e		f	
		coh_18Sep2006_01Jan2007		coh_01Jan2007_08Oct2007		coh_08Oct2007_14Jul2008	
		Nº de Ocorrências	%	Nº de Ocorrências	%	Nº de Ocorrências	%
1	0,000 - 0,200	3855721	36,46	3943816	37,41	3895515	36,92
2	0,200 - 0,400	5195672	49,14	5145545	48,80	5206536	49,35
3	0,400 - 0,600	1442474	13,64	1390224	13,19	1379648	13,08
4	0,600 - 0,800	77639	0,73	63262	0,60	67461	0,64
5	0,800 - 1,000	2260	0,02	693	0,01	889	0,01
Total		10573766	100,00	10543540	100,00	10550049	100,00

A planície deltaica do São Francisco por ser uma área extensa (cerca de 13.000 km²) e com uma heterogeneidade consideravelmente ampla de feições presentes na superfície, já era de se esperar que a maioria das respostas do sinal SAR em termos de coerência fosse baixa. Em todas as imagens avaliadas (a, b, c, d, e & f) os valores de coerência abaixo de 0,400 somam mais de 70% do número total de ocorrências.

O aspecto mais positivo entre as imagens avaliadas está relacionado à imagem “a” do grupo 245 (Tabela 16). Esta imagem apresentou as melhores respostas de coerência em termos quantitativos, onde 29,09% dos pixels possuem valores superiores a 0,400 (classes 3 a 5), quase o dobro quando comparado às mesmas

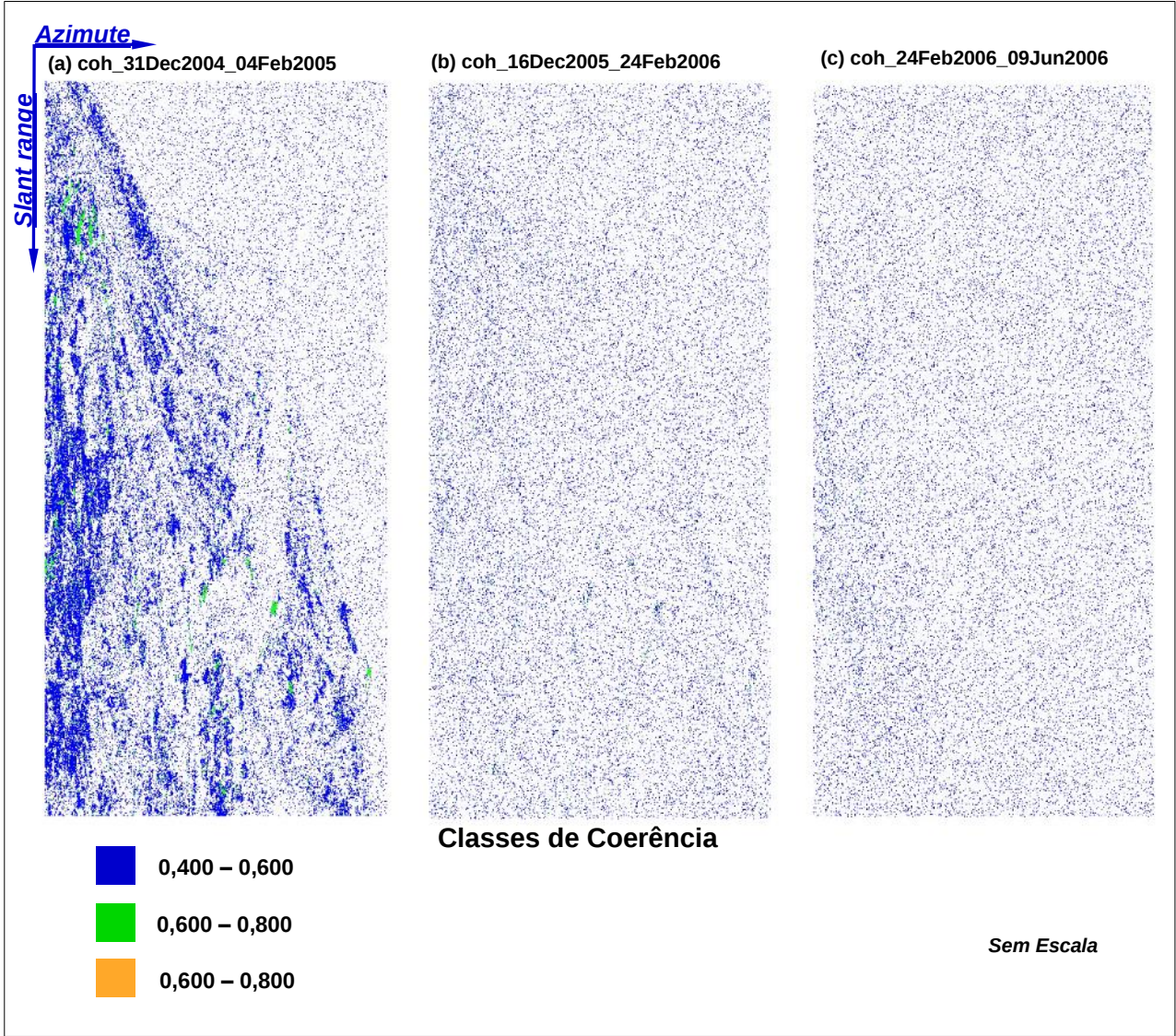
classes das imagens “b” e “c” que somam 16,54% e 15,26%, respectivamente. A imagem “a” também apresenta um maior número de ocorrências de valores acima de 0,600 (classes 4 e 5), totalizado 5,21% do total de ocorrências contra 1,02% e 0,76% de “b” e “c”, respectivamente.

A similaridade constatada visualmente nos histogramas das imagens do grupo 195 (d, e & f) é comprovada na análise das classes da Tabela 17. Numa avaliação classe a classe das três imagens é possível verificar que o número de ocorrências de uma mesma classe é da mesma ordem de grandeza em todas as imagens avaliadas deste grupo.

Uma classificação orientada a objeto foi efetuada nas imagens buscando agrupar os pixels de coerência baseado nas suas características de similaridade. As imagens foram particionadas em segmentos através do agrupamento dos valores nas mesmas classes usadas nas estatísticas, sendo assim, foi possível isolar as classes e espacializar a distribuição das altas coerências.

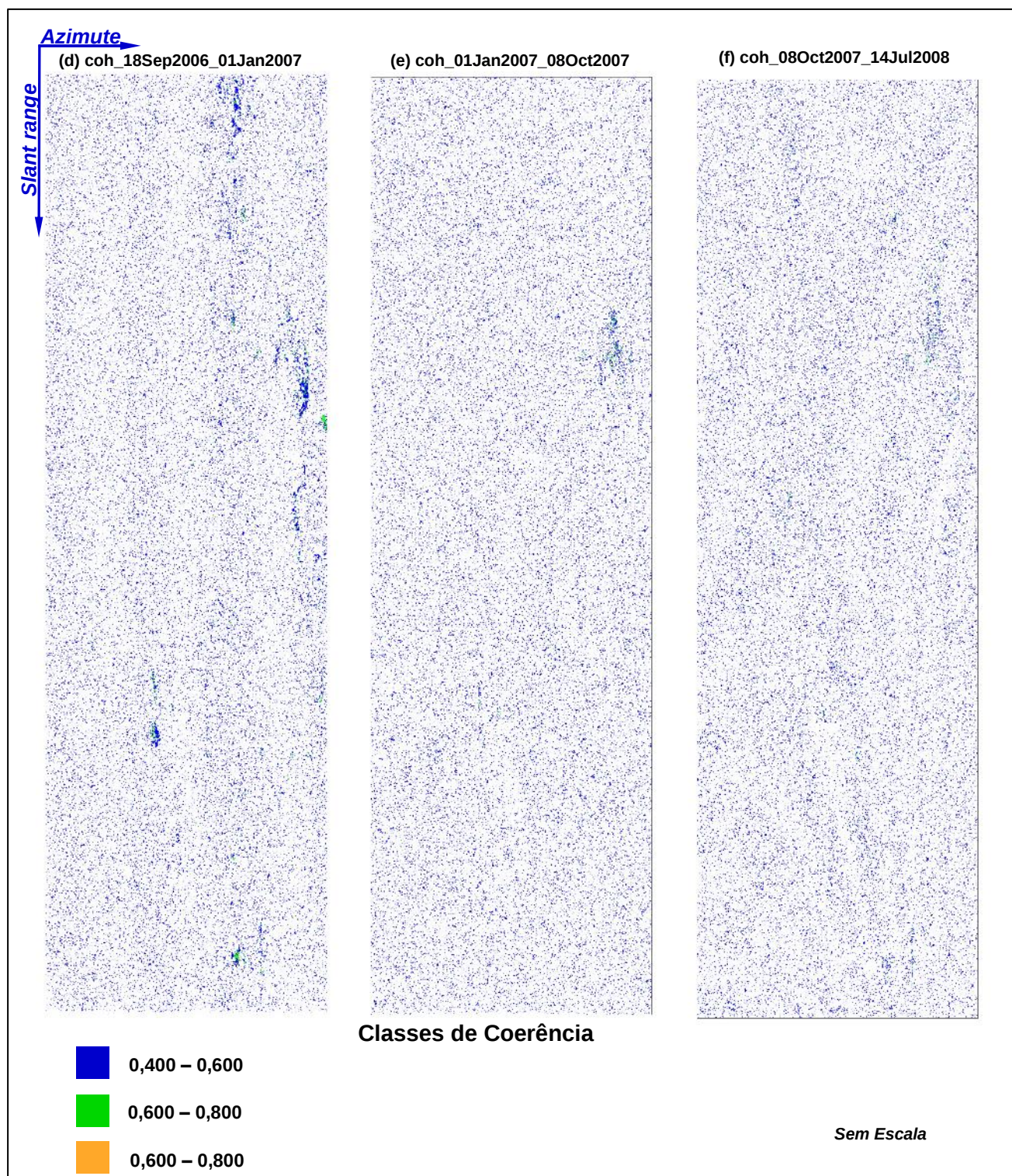
Nas Figuras 59 e 60 estão representadas as classes 3 a 5 de coerência para as imagens do grupo 245 e 195, respectivamente.

Figura 59: Imagem de classificação das coerências - Grupo 245



Fonte: O autor.

Figura 60: Imagem de classificação das coerências - Grupo 195



Fonte: O autor.

Os índices de coerências altos e medianos, constituídos pelas classes 3, 4 e 5 foram isolados e apresentados nas 6 imagens classificadas. Dessa forma é possível distinguir as regiões das imagens onde as estimativas dos valores de deslocamentos

verticais (calculados no capítulo seguinte) quando localizados nessas áreas, se caracterizariam em função do elevado índice de confiabilidade quando comparados com as demais regiões, classificadas como de baixa coerência. Os indicativos sugerem que entre as imagens de coerência avaliadas, a banda *coh_31Dec2004_04Feb2005* (Figura 36a) se apresenta como um parâmetro mais qualificado para distinguir os deslocamentos verticais, pois a mesma apresenta as maiores extensões das regiões classificadas como de coerência alta ou mediana, conforme apresentada nas imagens de classificação.

Visualmente já era possível verificar que dentre os 6 pares interferométricos avaliados, as respostas das imagens geradas a partir do par 245 I/II se diferenciavam das demais por apresentarem um padrão de disposição compatível com as feições da superfície da planície deltaica. Esse padrão também é constatado, porém numa menor intensidade, em alguns locais nas imagens oriundas do par 245 IV/V. Essa característica fica evidenciada principalmente nos interferogramas filtrados (**Erro! fonte de referência não encontrada.**).

Nas demais imagens (oriundas dos pares 245 V/VI, 195 II/III, 195 III/IV e 195 IV/V) é possível verificar que a distribuição das respostas em sua maioria se apresentam de forma ruidosa. Este aspecto acarretou numa dispersão acentuada dos valores de coerência alta e mediana nas imagens classificadas, o que poderia comprometer uma análise espacial de entorno, já que as pequenas regiões segmentadas estariam de certa forma isoladas das demais.

7.4.2 Mapas Interferométricos de Deslocamentos Verticais

As imagens geradas no processo de extração de fases absolutas (Seção 6.6.5) darão origem aos mapas de deslocamentos verticais. Este processo consiste na conversão pixel a pixel dos valores da fase extraída (*unwrapping*) em valores de deslocamentos, preferencialmente na direção vertical, ao invés de serem efetuados ao longo da linha de visada do satélite (LOS).

O Deslocamento Vertical (DV) num pixel de fase absoluta pode ser determinado por:

$$DV = \frac{\phi_{unw} \cdot \lambda}{-4\pi \cdot \cos \theta_{inc}} \quad (20)$$

Onde:

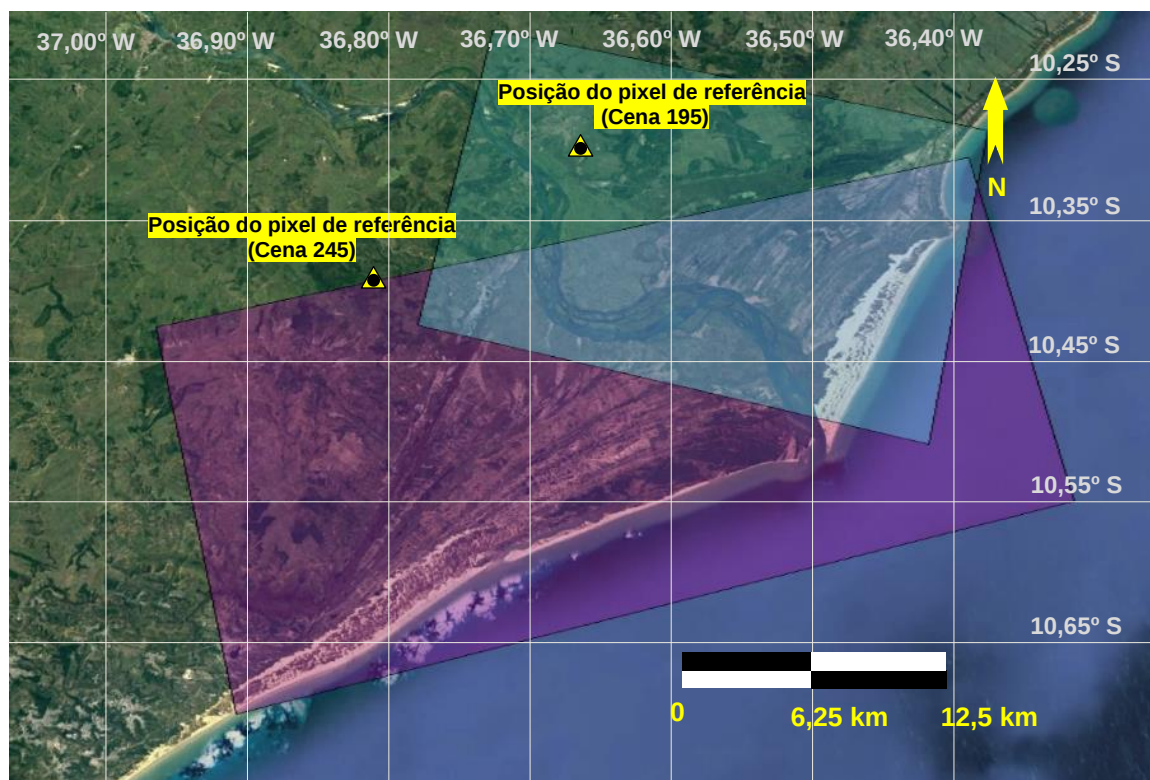
ϕ_{unw} = Valor de fase absoluta extraída (*unwrapping*);

λ = Comprimento de onda da Banda C do Envisat 1 (56 mm)

θ_{inc} = Ângulo de incidência da visada do satélite no momento da tomada da informação (informação contida nos metadados das imagens)

Os deslocamentos calculados nos mapas interferométricos são referenciados a um certo local da imagem que foi arbitrado pelo SNAPHU no momento da extração da fase absoluta, logo, as movimentações representadas em cada pixel a princípio estão referenciadas em caráter relativo. Para torná-las movimentações absolutas é necessário identificar na imagem algum local externo à planície deltaica onde considerar-se-á que os deslocamentos relacionados à subsidência são ínfimos ou inexistentes neste ponto. Nessas circunstâncias, informações geológicas proporcionaram a escolha de 2 pixels de referência, 1 para cada grupo de imagens (Figura 61):

Figura 61: Localização dos pixels de referência nas imagens



Fonte: Adaptado Google Earth (2016).

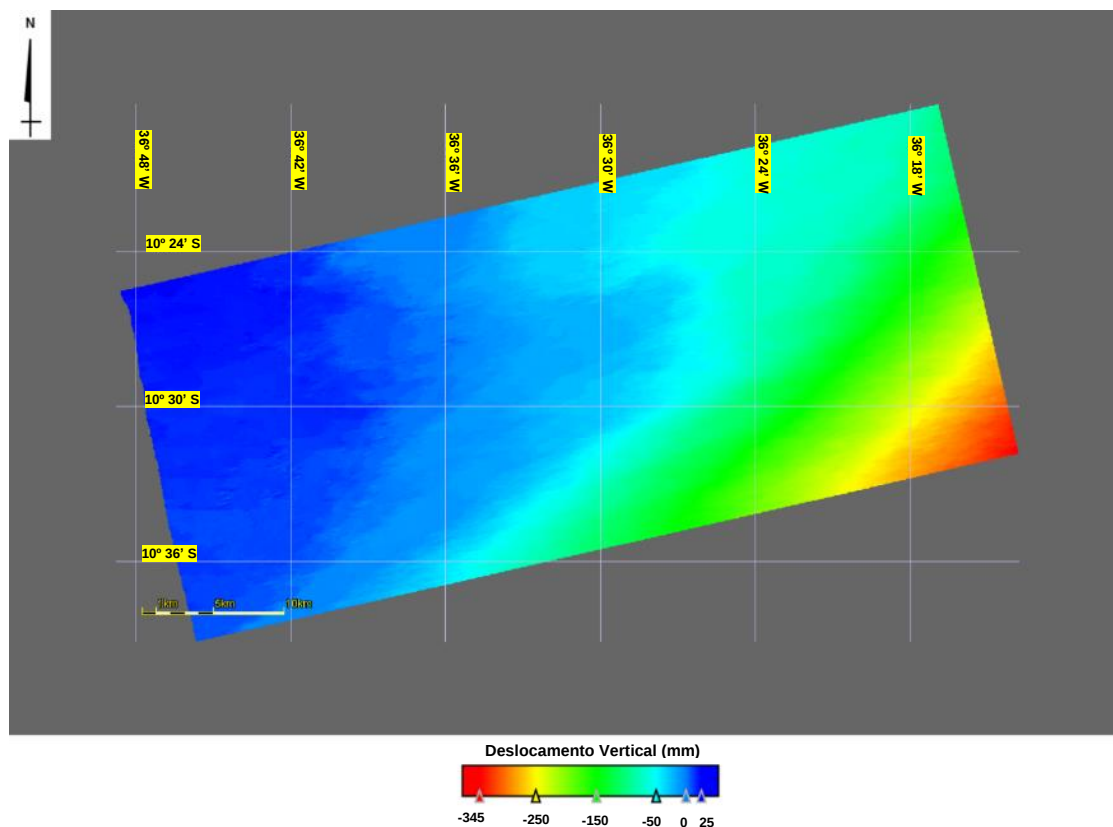
Os critérios adotados para a escolha das localidades que definiram os pixels de referências foram adotados de acordo com mapas geológicos da região:

- 1) Imagens 245: baseado no mapa geológico do estado de Sergipe (CPRM, 2016A), extraiu-se as coordenadas de um ponto situado numa localidade pertencente ao membro Taquari (Formação Riachuelo), na zona rural do município de Neópolis SE, garantindo assim um referencial sustentado num embasamento rochoso do cretáceo;
- 2) Imagens 195: baseado no mapa geológico do estado de Alagoas (CPRM, 2016B), extraiu-se as coordenadas de um ponto situado numa localidade pertencente à Formação Penedo (Grupo Coruripe), no entorno da sede do município de Penedo AL, garantindo, também, um referencial sustentado num embasamento rochoso do cretáceo.

Nesse caso, o valor do deslocamento lido em cada pixel de referência na imagem gerada a partir da Equação 20 será subtraído dos demais pixels da imagem. Dessa forma, ocorre uma translação do referencial vertical no qual os deslocamentos estavam atrelados, passando assim de valores relativos a absolutos.

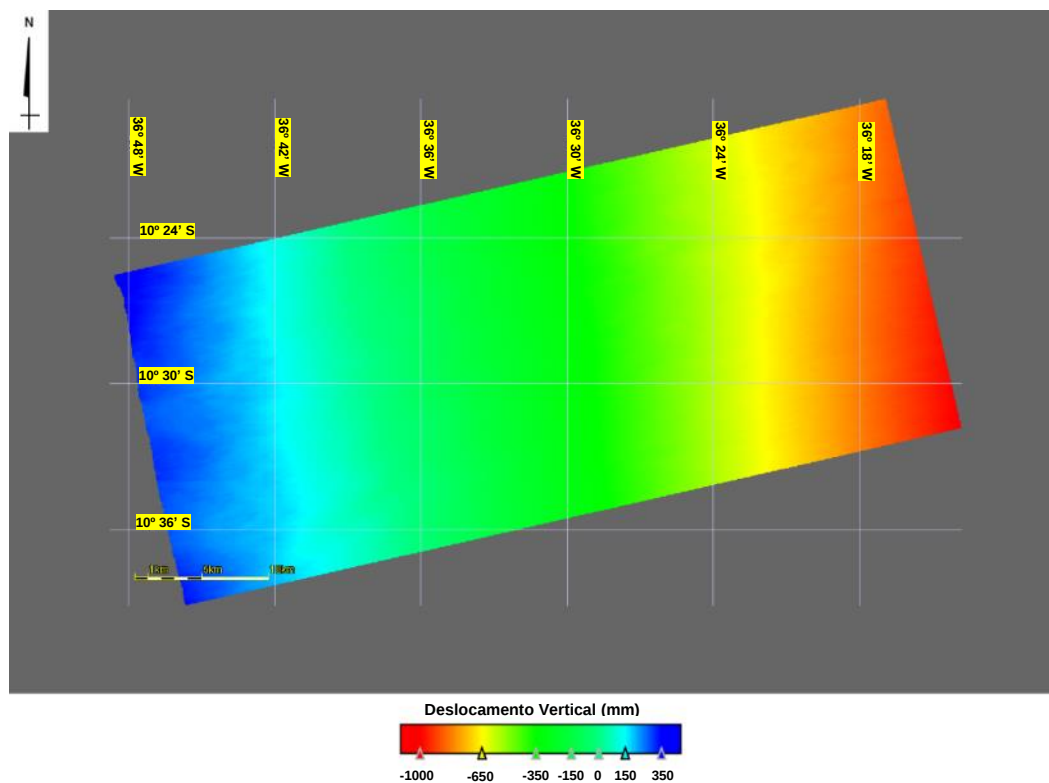
Os mapas primários de deslocamentos verticais absolutos para os 6 pares interferométricos avaliados, são apresentados nas Figuras 62 a 67. Esses mapas consistem na componente de fase absoluta corrigida da translação vertical que na sequência passarão por uma avaliação criteriosa com o objetivo de selecionar aqueles que apresentarem maiores índices de confiabilidade. As imagens que outrora eram apresentadas em Coordenadas Orbitais (*Slant Range* x Azimute) passaram por uma correção geométrica e são transformadas para Coordenadas Terrestres – Geodésicas / WGS84 (Latitude x Longitude).

Figura 62: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 I/II



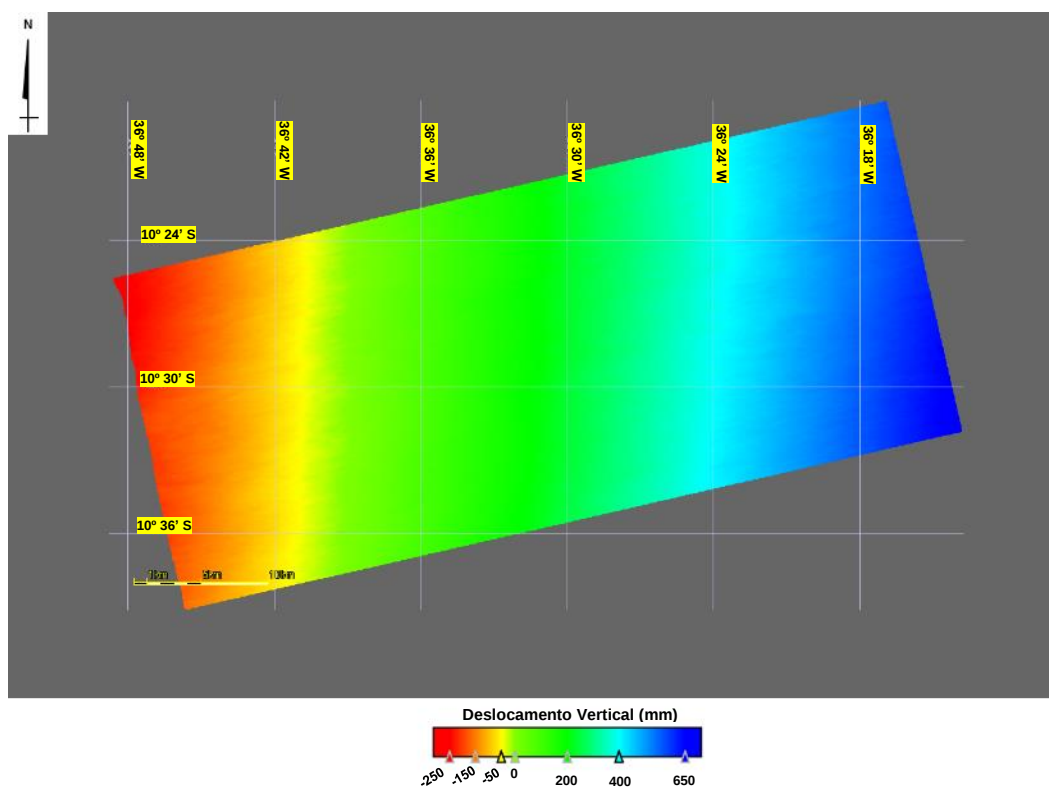
Fonte: O autor.

Figura 63: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 IV/V



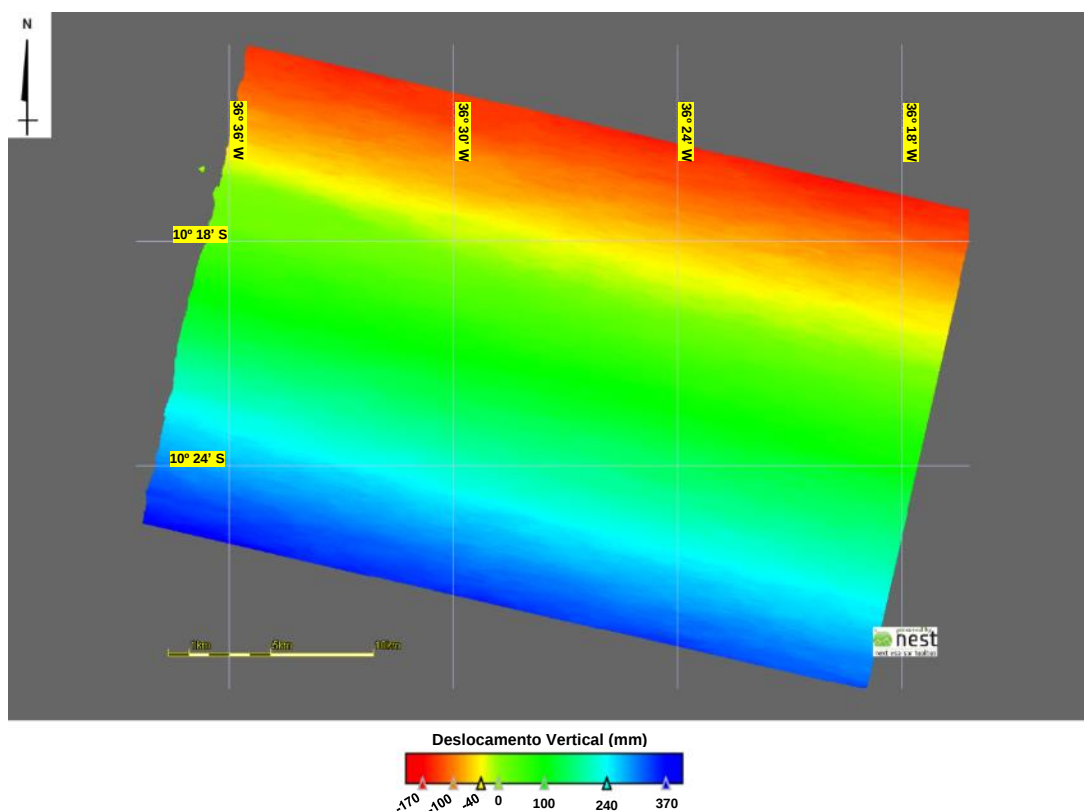
Fonte: O autor.

Figura 64: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 245 V/VI



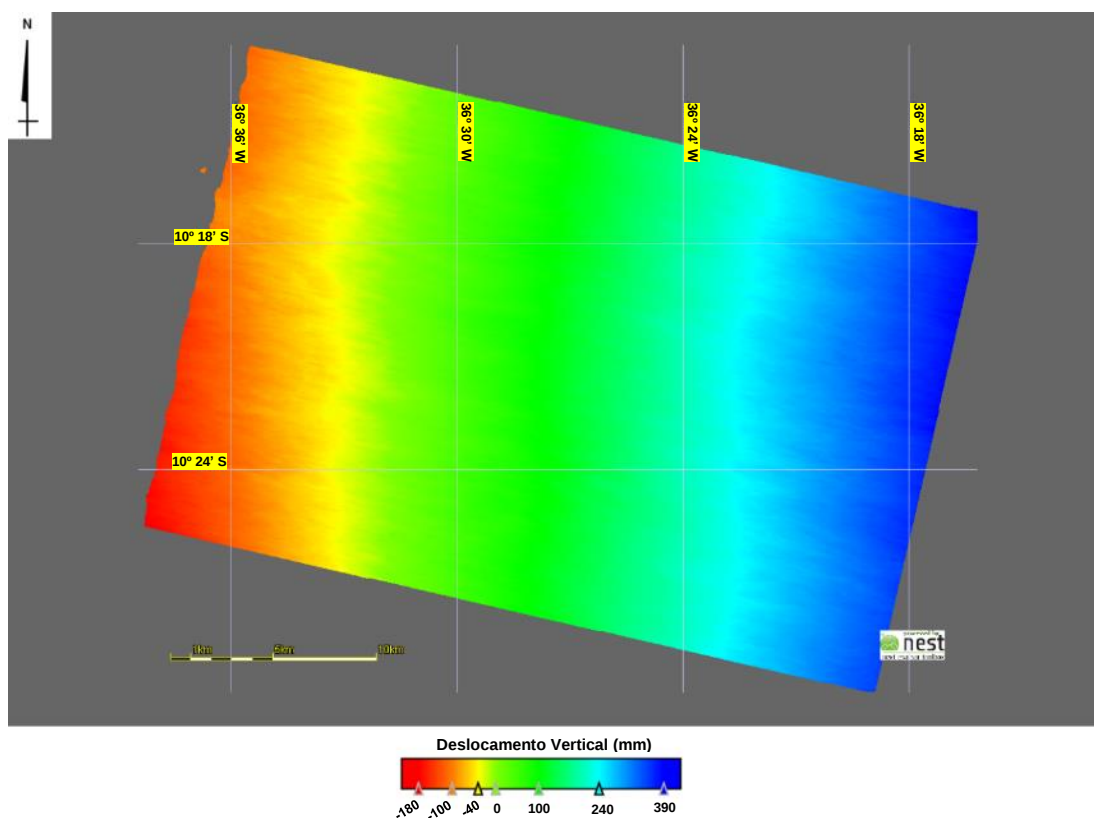
Fonte: O autor.

Figura 65: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 II/III



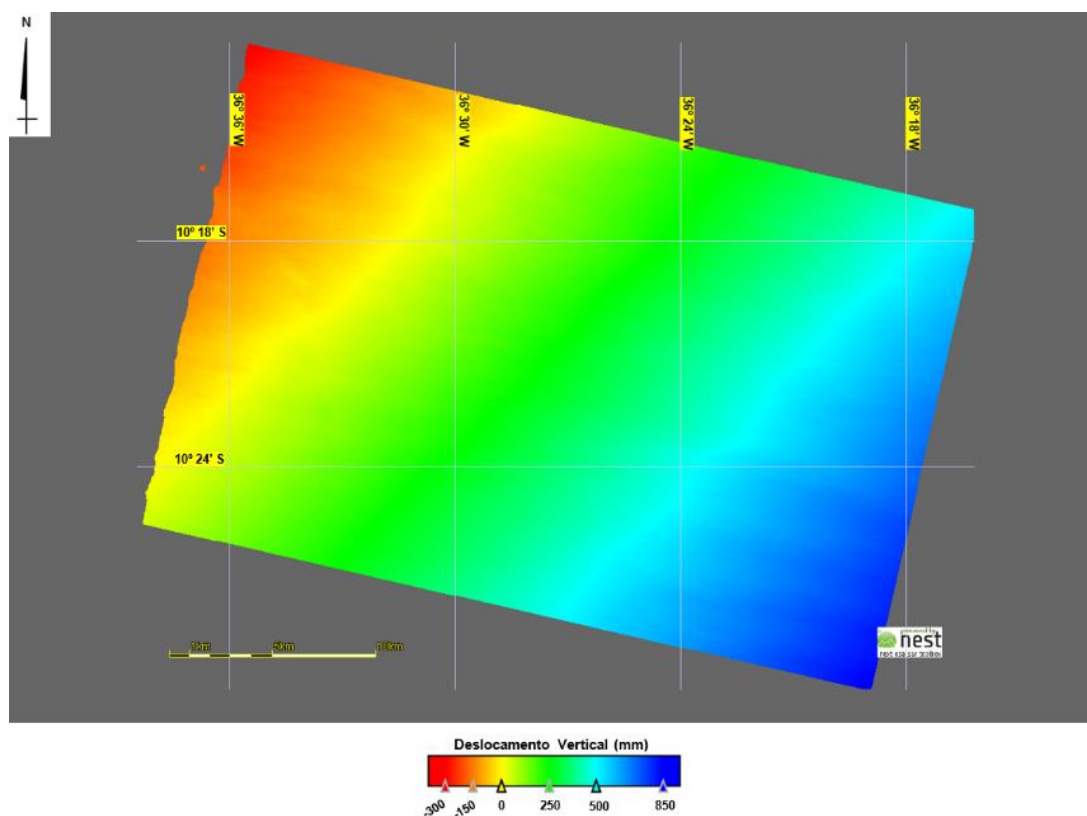
Fonte: O autor.

Figura 66: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 III/IV



Fonte: O autor.

Figura 67: Mapa primário de deslocamentos verticais do par interferométrico 195 IV/V



Fonte: O autor.

A avaliação individual dos mapas preliminares de deslocamentos é realizada com o objetivo de selecionar apenas os mapas que apresentarem as características mais consistentes, por outro lado, aqueles que não se enquadrarem nos requisitos serão rejeitados.

As considerações para cada mapa estão organizadas no quadro a seguir.

Mapa	Considerações	Situação	
		Aceito	Rejeitado
245 I/II (Figura 62)	- Os gradientes de movimentação acompanham as feições da superfície; - Os maiores deslocamentos estão localizados no oceano, seguido das dunas e nas imediações da linha de costa; - As regiões externas à planície apresentam pequenos soerguimentos/subsidência ou estabilidade;	X	
245 IV/V (Figura 63)	- Não há na imagem elementos que caracterizem as feições da superfície; - As variações de movimentação são indicadas por um padrão aproximadamente vertical de gradiente; - Os deslocamentos são representados por altos valores de soerguimentos concentrados à oeste da imagem, decrescendo para as regiões de subsidência, à leste, representadas por índices ainda maiores de deslocamentos negativos;		X
245 V/VI (Figura 64)	- Ausência de elementos que caracterizem na imagem as feições da superfície; - Variações de movimentação definidas por um padrão de gradiente aproximadamente oblíquo à sudoeste; - Maiores zonas de subsidência concentradas à oeste variando para altos valores de soerguimento localizados à leste;		X
195 II/III (Figura 65)	- Ausência de elementos que caracterizem na imagem as feições da superfície; - Padrão de gradiente levemente oblíquo à nordeste; - Distribuição dos deslocamentos negativos ao norte, variando até as zonas de soerguimento ao sul		X

195 III/IV (Figura 66)	• Ausência de elementos que caracterizem na imagem as feições da superfície; • Padrão de gradiente aproximadamente verticais; • Zonas de soerguimento concentradas à leste variando até os deslocamentos negativos à oeste.		X
195 IV/V (Figura 67)	• Ausência de elementos que caracterizem na imagem as feições da superfície; • Padrão de gradiente oblíquos à sudoeste; • Zonas de soerguimento concentradas à leste/sudeste variando até os deslocamentos negativos à norte/noroeste.		X

A qualidade dos mapas primários de deslocamentos foi influenciada significativamente pela Coerência Local. Entre todos os pares interferométricos avaliados, o 245 I/II já havia apresentado os melhores atributos nas etapas intermediárias do processamento, isso ficou evidente nos interferogramas e foi comprovado estatisticamente na avaliação quantitativa nas imagens de Coerência Local. Esses aspectos proporcionaram ao mapa de deslocamento primário oriundo do par 245 I/II (Figura 62) as condições necessárias que o credenciou como o único a obter aceitabilidade para representar os deslocamentos da planície deltaica. Por outro lado, os mapas primários oriundos dos demais pares avaliados (Figura 63 a Figura 67) foram caracterizados como insuficientes para uma representação qualitativa do fenômeno estudado. Entre os mapas rejeitados, alguns apresentaram desde valores incompatíveis de deslocamentos (soerguimentos e subsidências) à presença de gradientes padronizados geometricamente e não condizentes com as feições da superfície da planície.

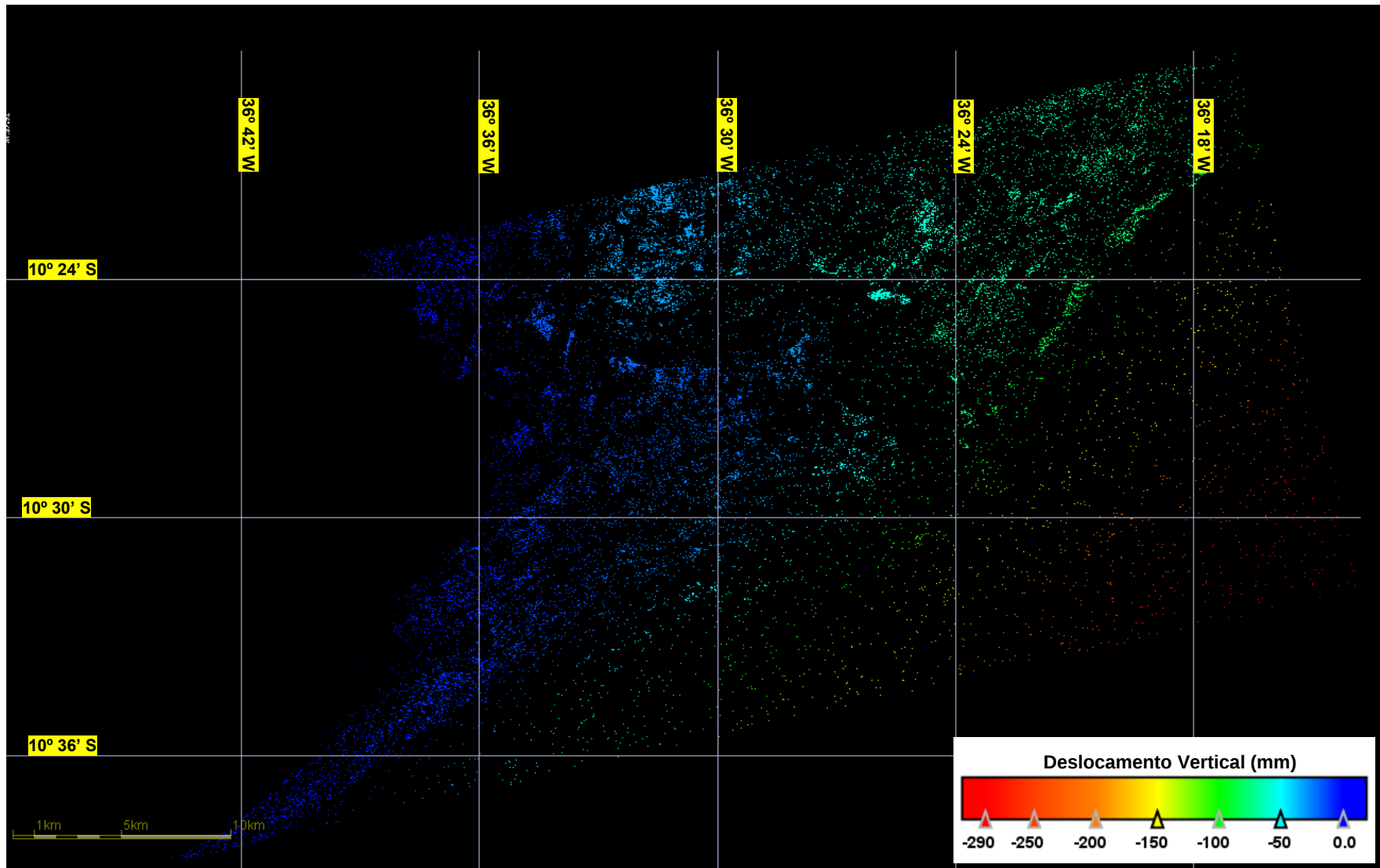
Ainda que o par 195 II/III tenha apresentado algumas regiões isoladas de alta Coerência Local (conforme visto na Figura 60 d), isso não foi suficiente para estabelecer valores condizentes no seu mapa primário de deslocamentos gerado (Figura 65), mesmo nessas áreas em específico.

A etapa seguinte consiste em efetuar uma filtragem no mapa primário de deslocamentos selecionado (245 I/II – Figura 62) suprimindo da imagem os valores localizados nas regiões que apresentaram baixos índices de Coerência Local. Nesse sentido, admite-se que um valor de deslocamento presente numa área de alta Coerência estaria com um índice de confiabilidade mais elevado se comparado aos

valores dispostos em regiões com Coerência Local minimizada. Para isso foi elaborada uma máscara para que todos os pixels de deslocamentos presente nas áreas de baixa coerência pudessem ser subtraídos da imagem do mapa primário, sendo arbitrado um limiar de corte para as coerências abaixo de 0,5.

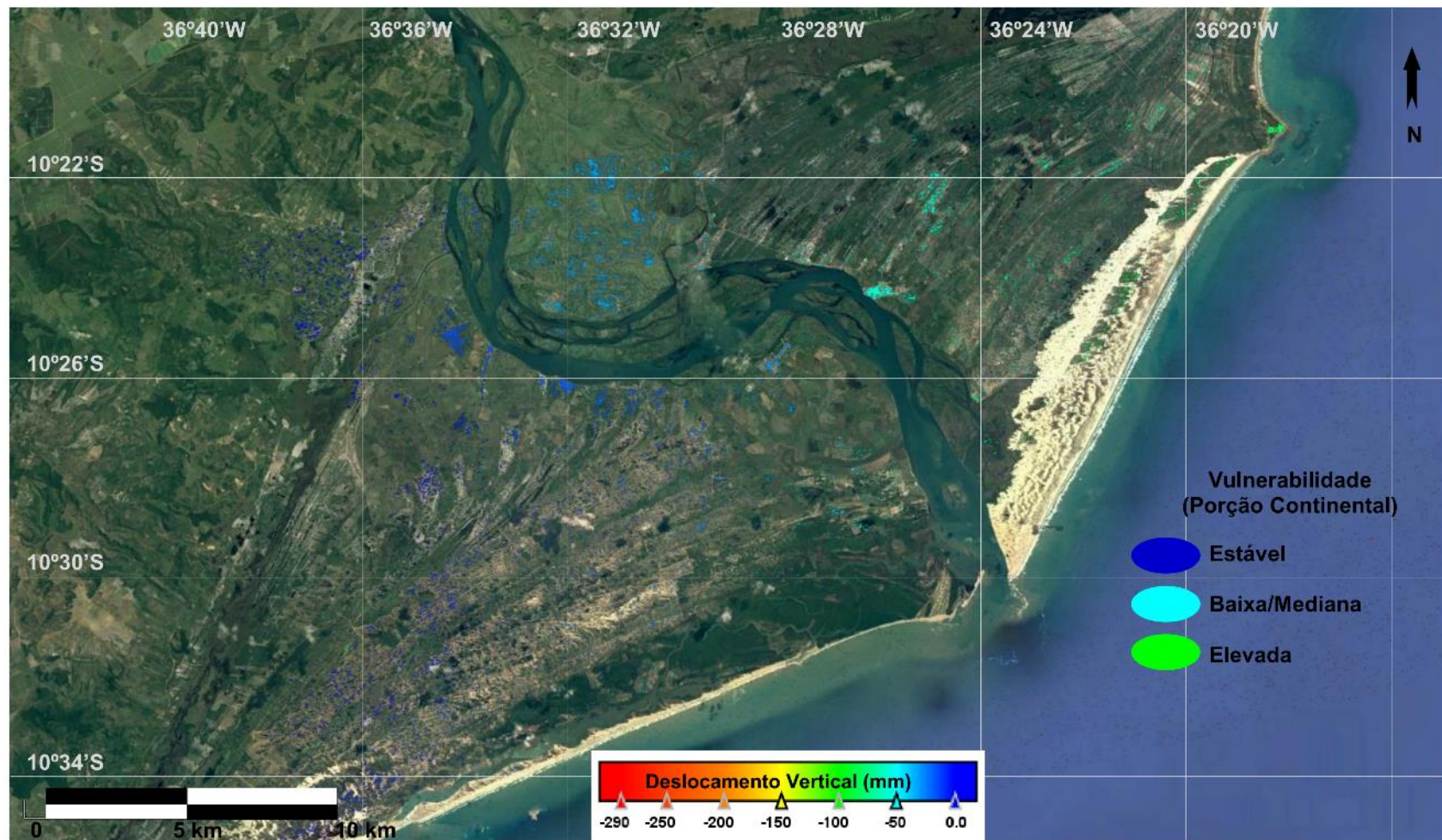
Valores consideravelmente elevados de soerguimentos não foram constatados no mapa. As poucas ocorrências presentes de deslocamentos positivos, bem como as menores subsidências podem de certa forma ser consideradas como áreas estáveis. Entretanto, após a supressão das áreas de baixa coerência, para a composição do mapa final de deslocamentos buscou-se evidenciar apenas as áreas que de fato estariam sujeitas à subsidência, de acordo com o resultado da interferometria. Sendo assim, uma segunda máscara foi aplicada suprimindo dessa vez os valores de deslocamentos positivos. O mapa final de deslocamentos é ilustrado nas Figuras 68 e 69.

Figura 68: Mapa Final de deslocamentos verticais - 31/12/2004 a 04/02/2005



Fonte: O autor.

Figura 69: Deslocamentos sobrepostos no Google Earth



Fonte: Adaptado Google Earth (2016).

Ainda que os valores de deslocamentos obtidos pela interferometria sejam considerados absolutos (por conta da translação em função do pixel de referência) os mesmos não devem ser considerados valores reais de deslocamentos. Para que isso fosse possível, haveria a necessidade de uma calibração das respostas obtidas associando-as a deslocamentos pontuais realizados por alguma metodologia de mensuração *in loco* que dispusessem de acompanhamentos periódicos para esse fim, ex. Nivelamento Geométrico ou Posicionamento GNSS Estático. A principal vantagem da interferometria quando comparada a essas metodologias utilizadas isoladamente é que a mesma não estaria restrita a regiões pontuais, por se tratar de uma técnica de sensoriamento remoto as imagens de radar irão fornecer respostas com maiores limites de abrangência.

Analisando apenas a porção continental da imagem, é possível constatar que os deslocamentos obtidos estão variando desde a estabilidade plena representada pelos tons de azul escuro, até os maiores deslocamentos representados pelos tons em verde. Nessa ótica, é possível estabelecer uma classificação de 3 níveis de subsidência no período avaliado para a porção continental, assim sendo: Estável (Azul Escuro); Baixo/Mediano (Ciano); Elevado (verde). As classes Baixo/Mediano e Elevado, abrangem uma área de cerca de 290km².

Na parte sergipana da Planície Deltaica estão concentradas em sua maioria as áreas mais estáveis no período avaliado, porém, nas proximidades da foz e em algumas pequenas regiões próximas à linha de costa há ocorrência de níveis Baixo/Mediano e Elevado de subsidência.

Os maiores índices de deslocamentos estão presentes na porção Alagoana da Planície, sendo que as maiores ocorrências se encontram nas proximidades da linha de costa e vão decrescendo perpendicularmente à costa na direção noroeste passando pelas dunas ativas e inativas, pelos cordões litorâneos holocênicos até os depósitos fluviais no extremo noroeste da porção da planície, onde se localizam os menores níveis de subsidência. Vale ressaltar que os maiores índices de subsidência localizados nas dunas ativas e nas proximidades da linha de costa, podem estar associados a movimentações decorrentes do lençol freático.

A subsidência nas áreas denominadas Zonas Úmidas, discutida na Seção 7.2.1 (na Análise V - Perfil Longitudinal PAL 33-34) está correlacionada com o mapa final de deslocamentos verticais produzido pela interferometria. As regiões da planície

que compreendem as Zonas Úmidas foram classificadas como nível Mediano ou Elevado de subsidência.

A rigor, um período de apenas 35 dias (que foi o tempo de revisita do satélite) seria incompatível com alguns valores de deslocamentos elevados numericamente apresentados em algumas regiões no mapa final. Porém, conforme já foi mencionado, não se trata de valores reais, pois as respostas não foram submetidas a uma calibração por técnicas de levantamentos periódicos, entretanto, a implantação de uma Rede Geodésica de Monitoramento na planície deltaica possibilitaria essa calibração. Se a diferença temporal entre as imagens de um par avaliado for alta, implicaria numa Coerência Local ruim, o que afetaria na qualidade do mapa de deslocamentos.

A pouca disponibilidade das imagens ENVISAT 1 SLC para a região da planície deltaica no catálogo da ESA limitou a composição dos pares interferométricos. Das 13 cenas iniciais, apenas 1 par apresentou atributos suficientes para a geração do mapa final de deslocamentos verticais. Diante das circunstâncias, a interferometria restringiu-se apenas a indicar as possíveis áreas de ocorrência dos processos de subsidência. Não sendo possível estimar as taxas de movimentação, que poderiam ser calculadas se outros pares coerentes fossem formados e avaliados na linha do tempo.

7.5 REDE GEODÉSICA PARA MONITORAMENTO DA SUBSIDÊNCIA

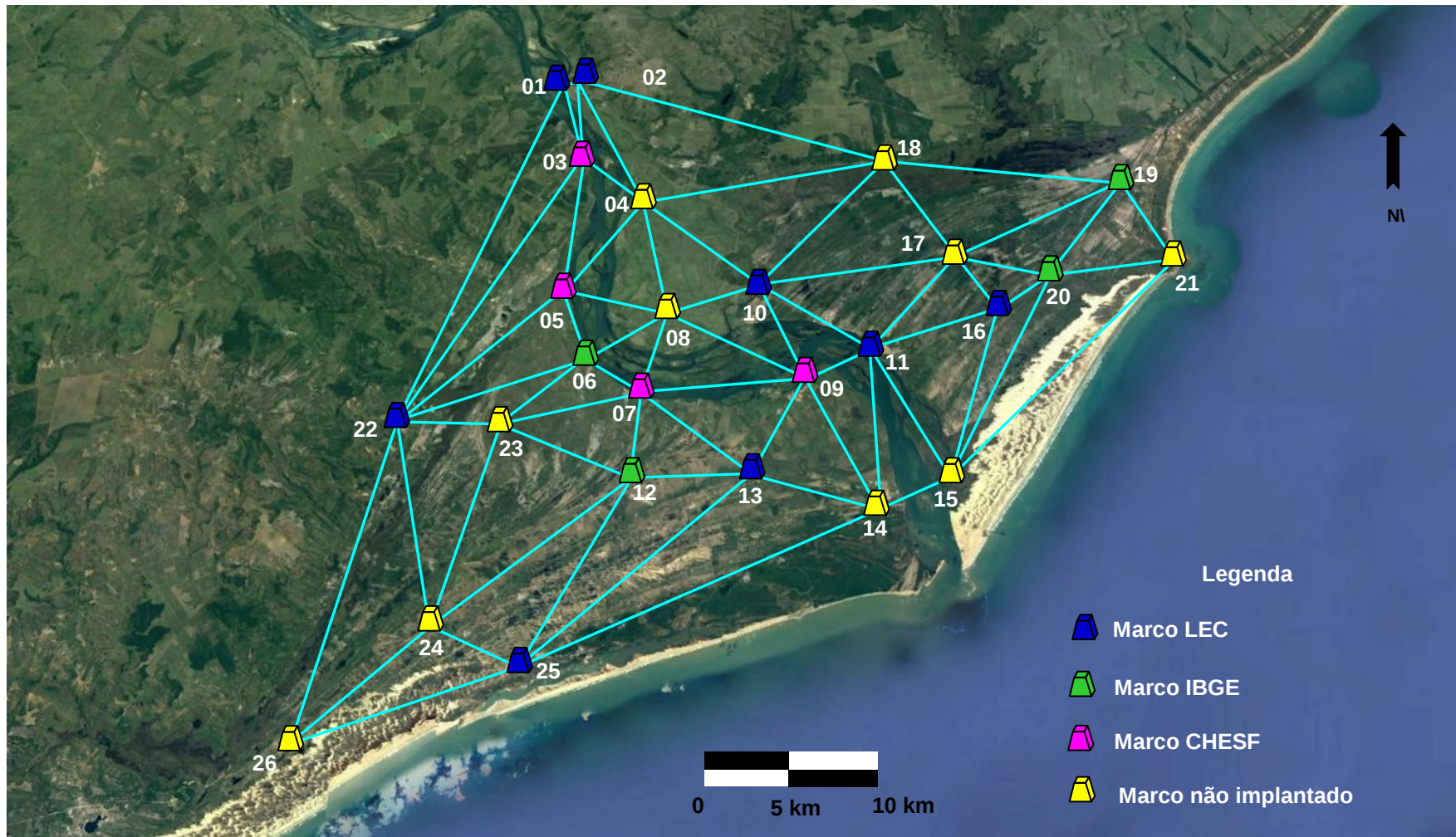
O projeto para implantação da Rede Geodésica para Monitoramento da Subsidência do Delta do São Francisco está fundamentado nos estudos realizados em toda planície deltaica e seu entorno durante o desenvolvimento das atividades de pesquisa entre os anos de 2013 e 2017 sendo complementado por estudos geológicos anteriores a este período. Essas atividades contribuíram para a elaboração de um banco de dados geoespaciais com uma variedade de informações da área de estudo que proporcionaram os requisitos essenciais para o dimensionamento geométrico e a disposição dos vértices que compõe a rede geodésica de monitoramento.

Totalizando 26 vértices geodésicos, a rede é composta por 16 monumentos já existentes e 10 que serão implantados posteriormente. O conjunto de monumentos já existentes é formado por alguns marcos de RN do SGB/IBGE, marcos geodésicos da

rede do Baixo São Francisco/CHESF e alguns marcos implantados nas campanhas de levantamentos pela equipe do LEC (Laboratório de Estudos Costeiros/UFBA).

Para uma melhor estruturação e organização, os vértices da rede passam a ter uma nova nomenclatura: Vértices de Monitoramento, VM-01 a VM-26. A Figura 70 e a Tabela 18, apresentam respectivamente a distribuição geográfica e a descrição da localização dos vértices.

Figura 70: Rede geodésica para monitoramento da subsidência do Delta do São Francisco



Fonte: Adaptado Google Earth (2016).

Tabela 18: Relação dos vértices que compõem a rede geodésica de monitoramento

Nome	Vértice de Origem	Coord. Geodésicas SIRGAS 2000 (ϕ , λ , h)	Localização
VM-01	CATE	10°17'20,85195"S 36°35'08,46878"W 16,121 m	Praça em frente à Catedral de Nossa Senhora da Conceição, Penedo (AL).
VM-02	IMAC	10°17'14,23039"S 36°34'47,99640"W 33,537 m	Em frente ao Colégio Imaculada Conceição, Penedo (AL).
VM-03	NPL-05	10°19'30,03189"S 36°34'23,09100"W -5,229 m	Na rua João Alves dos Santos em Neópolis (SE).
VM-04	#	10°20'46,28"S ¹ 36°32'58,70"W ¹ -2,400 m ¹	Estrada na zona rural às margens do Rio SF à leste da Ilha Santo Antônio, Penedo (AL).
VM-05	BTM-02	10°23'21,82975"S 36°34'31,27804"W -3,693 m	Projeto de irrigação Betume - CODEVASF, Neópolis (SE).
VM-06	RN 2543R	10°25'13,50"S ¹ 36°33'46,21"W ¹ -4,141 m ¹	Na estação de bombeamento da CODEVASF, Ilha das Flores (SE).
VM-07	IFR-02	10°26'00,02940"S 36°32'14,36635"W -5,219 m	Na área gramada da Avenida Beira Rio, ao lado do muro de proteção, Ilha das Flores (SE).
VM-08	#	10°23'47,20"S ¹ 36°31'40,79"W ¹ -5,500 m ¹	Estrada na zona rural situada à norte da localidade de Barra das Laranjeiras, Penedo (AL).
VM-09	BGD-02	10°25'19,73323"S 36°27'50,53879"W -6,658 m	Na rua Dr. Getúlio Vargas próximo ao <i>Marinas Club</i> , Brejo Grande (SE).
VM-10	CAPM	10°22'50,57399"S 36°29'15,98248"W -4,658 m	Em frente à Capela de N. Sra. das Graças, na localidade de Marituba da Fábrica, Penedo (AL)
VM-11	PIAB	10°24'24,04160"S 36°26'08,98285"W -6,347 m	Praça em frente à Igreja Matriz de São Francisco de Borja, Piaçabuçu (AL).
VM-12	RN 2543H	10°28'19,42809"S 36°32'15,21035"W -1,553 m	A 13 m da margem direita da Rodovia SE-204 sentido Brejo Grande, na Fazenda Palmeiras, Brejo Grande (SE).
VM-13	BREJ	10°28'00,08681"S 36°29'06,30285"W -6,718 m	Na praça em frente à Igreja do Povoado de Brejão, Brejo Grande (SE).
VM-14	#	10°28'39,70"S ¹ 36°25'36,89"W ¹ -6,300 m ¹	Na praça principal do Povoado de Saramen, Brejo Grande (SE).
VM-15	#	10°27'43,20"S ¹ 36°23'49,05"W ¹ -7,300 m ¹	Às margens do Riacho da Baroa, 4,5 km à montante da Foz do Rio São Francisco, Piaçabuçu (AL).
VM-16	CAPD	10°23'03,99521"S 36°22'43,01400"W -2,943	Em frente à Capela de N. Senhora Mãe dos Homens, na localidade de Dendezeiro, Piaçabuçu (AL).
VM-17	#	10°21'40,48"S ¹ 36°23'56,71"W ¹ -0,300 m ¹	Nas zonas úmidas localizadas na região do Apolinário, Piaçabuçu (AL).
VM-18	#	10°19'02,35"S ¹ 36°26'00,45"W ¹ 2,800 m ¹	Na localidade de Murici, região da Marituba do Peixe, Penedo (AL).
VM-19	RN 2488F	10°19'15,08729"S 36°19'29,08069"W -3,093 m	Antiga estrada Piaçabuçu-Feliz Deserto, localizado dentro da propriedade à esquerda da pista; 1,8 km além do antigo entroncamento para Pontal do Peba
VM-20	RN 2488D	10°22'03,31469"S 36°21'26,71478"W -3,901 m	Rodovia AL-101 no Trecho Piaçabuçu - Feliz Deserto. A 15 m à direita do eixo da rodovia.

VM-21	PEBA	10°20'50,83812"S ¹ 36°18'02,05785"W ¹ -6,446 m ¹	Na Localidade de Pontal do Peba, Piaçabuçu (AL).
VM-22	PACA	10°27'12,42494"S 36°38'37,26111"W 76,125 m	Na praça em frente à Igreja Matriz de São Felix, Pacatuba (SE).
VM-23	#	10°27'17,47"S ¹ 36°35'55,94"W ¹ -8,600 m ¹	Numa região de cultivo de arroz nas imediações da localidade de Saúde, Pacatuba (SE).
VM-24	#	10°32'29,52"S ¹ 36°37'5,94"W ¹ 7,400 m ¹	Ao longo da rodovia SE-439, Pacatuba (SE).
VM-25	PMAN	10°33'21,68675"S 36°34'42,22592"W -6,458 m	Num monumento localizado na Rua da Escola na Localidade de Ponta dos Mangues, Pacatuba (SE).
VM-26	#	10°35'35,83"S ¹ 36°40'17,91"W ¹ 4,300 m ¹	Ao longo da rodovia SE-100 nas proximidades do Sítio Várzea Grande, Pacatuba (SE).

As monografias individuais de cada vértice com informações detalhadas encontram-se organizadas no **APÊNDICE I**.

Dentre os 26 vértices, 4 deles (VM-01 a 03 e VM-22) encontram-se posicionados em áreas consideradas estáveis geologicamente e externas à planície deltaica, sendo assim, poderão ser utilizados como estações de referência nos rastreios para monitoramento.

Os vértices VM-04 e VM-23 foram planejados para serem implantados nas proximidades de dois furos de sondagem feitos por Guimarães (2010). Na sondagem foi detectada presença de fácies compostas de lama fluvial e marinha, o que seria um fator determinante na correlação com os processos de subsidência. Os vértices 05 a 09 também se encontram nos depósitos fluviais caracterizados nos furos de sondagem.

Menciona-se também os vértices 14 e 15, planejados para caracterizar a Foz do Rio São Francisco, apontada pela interferometria como área de vulnerabilidade assim como os demais vértices da porção alagoana da planície, com destaque para o VM-17 situado nas denominadas zonas úmidas presentes nos cordões litorâneos holocênicos.

Espera-se que com a implantação da rede geodésica de monitoramento, as atividades de pesquisa na região tenham continuidade e que a comunidade acadêmica, e demais interessados, possam usufruir de toda estrutura implantada bem como das informações que foram organizadas para mensuração dos processos de subsidência na planície.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os métodos geoespaciais avaliaram os processos de subsidência a partir da integração do posicionamento por geodesia espacial e sensoriamento remoto por radar de abertura sintética, em síntese, aspectos geológicos foram abordados e as movimentações da superfície foram investigadas a partir de escalas de tempo diferentes. Em algumas regiões foram identificados indícios de ocorrências de rebaixamentos acentuados e uma rede geodésica foi projetada para dar suporte ao monitoramento da subsidência em toda a planície deltaica.

As avaliações dos perfis longitudinais apontaram algumas ocorrências de rebaixamentos de superfície na planície deltaica ao analisar a topografia dos cordões litorâneos holocênicos. Além de determinadas ocorrências localizadas, foi verificado um rebaixamento de alguns cordões à medida que os mesmos se aproximam do Rio São Francisco, com uma maior intensidade no entorno da sede do município de Piaçabuçu. Esse rebaixamento, por sinal, pode também ser verificado ao longo da rodovia AL 101 no trecho Penedo-Piaçabuçu, onde 5 vértices de RN do SGB/IBGE foram implantados sobre os cordões litorâneos (RN 2487T, 2487U, 2487V, 2487X, 2487Z). Suas respectivas altitudes (5,993 m; 5,499 m; 3,789 m; 3,612 m e 3,525 m) também indicam uma redução significativa de nível à medida em que se aproxima da sede de Piaçabuçu, mais uma evidência de que nessas imediações houve o rebaixamento da superfície no holoceno.

Num Delta, as altitudes localizadas nas imediações de sua foz geralmente são inferiores às de suas extremidades externas, isso ocorre devido a ação marinha ser mais intensa nas imediações da desembocadura, ainda assim os rebaixamentos identificados nas imediações do rio (que um dia foram foz) superariam essa premissa, já que os desníveis são relativamente elevados.

Para estudos mais direcionados às variações de altitudes na superfície da planície deltaica durante o quaternário, recomenda-se um levantamento completo da planície e suas imediações a partir de uma varredura LSA – *Laser Scanner* Aerotransportado para geração de um Modelo Digital de Superfície com acurácia decimétrica.

A interferometria diferencial em imagens de radares de abertura sintética apresentou certas limitações, ainda que, nos resultados obtidos foi possível a constatação de regiões de vulnerabilidade acerca dos processos de subsidência na

planície deltaica. Usualmente, essa técnica tem apresentado excelentes resultados em aplicações envolvendo terremotos, detecção de subsidência em áreas de mineração, entre outras atividades, nas quais os deslocamentos resultantes são elevados, muitas vezes abruptos, atingindo altas taxas de subsidência ou soerguimentos num intervalo de tempo relativamente curto. Subsidências em ambientes sedimentares deposicionais geralmente envolvem pequenas taxas de deslocamentos num intervalo de tempo relativamente longo.

A técnica *InSAR* quando aplicada em regiões de superfície com características heterogêneas, como é o caso da planície deltaica, principalmente por conta do alto índice de vegetação presente, se sobressai nas avaliações das regiões de solo exposto. As melhores respostas das imagens de coerência obtidas nesse trabalho são provenientes das áreas de vegetação pouco densa ou ausente. Recomenda-se, no entanto a utilização de outros algoritmos que possam produzir respostas mais significativas em regiões com essas características. Cita-se por exemplo o *Persistent Scatterer Interferometry* (PSI), que consiste numa técnica de processamento relativamente recente e diferente do *InSAR* convencional (Ferretti et al., 2001). O PSI se baseia na avaliação de pixels que permanecem coerentes em relação a uma sequência de interferogramas. Por outro lado, não existe até o momento, uma implementação desse algoritmo em *softwares* livres. Caso a técnica adotada seja de fato a interferometria convencional, recomenda-se a realização do processamento com imagens de radar de plataformas orbitais diversificadas, selecionando desde o princípio uma quantidade maior de pares interferométricos com coerência modelada acima de 90%. As avaliações poderiam ser realizadas em áreas específicas, ou seja, com uma menor abrangência.

As análises das ondulações geoidais realizadas a partir dos 3 modelos matemáticos, correlacionando-as com as altitudes primária e as ajustadas em alguns marcos de referência de nível, apontou evidências de deslocamento pontual em alguns vértices. Ainda assim, a realização uma campanha de nivelamento geométrico de alta precisão é recomendada, para mensurar precisamente os deslocamentos verticais dos vértices da rede altimétrica do IBGE desde sua implantação na planície deltaica. Os circuitos de nivelamento poderão ter suas origens e fechamentos nas sedes dos municípios de Penedo ou Neópolis e os desníveis obtidos pelas novas medições poderão ser comparados com os desníveis oriundos das altitudes preliminares.

Com a implantação em definitivo da rede de monitoramento, a expectativa é que seja iniciado um projeto contínuo de coleta de dados geodésicos a partir de campanhas periódicas de rastreios GNSS nos 26 vértices (2 ou 3 campanhas anuais). Essas informações darão contribuições para a determinação das taxas de subsidência na planície deltaica modelando suas tendências a médio e longo prazo.

Para a execução dos rastreios, recomenda-se a utilização de receptores GNSS multifrequência com suas antenas devidamente calibradas. No Brasil, a calibração de antenas GNSS poderá ser realizada na única base existente para essa finalidade, implantada no Laboratório de Geodésia Espacial da Universidade Federal do Paraná. Devido ao nível de acurácia exigido para tal finalidade, recomenda-se também para os processamentos a utilização de um *software* científico de alto desempenho e com controle detalhado das opções de processamento GNSS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Nacional do Petróleo (ANP). 2000. Disponível em <<http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/pdocs/pbacias/PBframe02.htm>> Acesso em Dez 2015.
- Antoniou, M., & Cherniakov, M. 2013. GNSS-based bistatic SAR: a signal processing view. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing*. 1:1-16.
- Antoniou, M., Cherniakov, M., & Ma, H. 2015. Space-surface bistatic synthetic aperture radar with navigation satellite transmissions: a review. *Science China Information Sciences*, 58:6: 1-20.
- ASTER, G. D. E. M. 2011. Validation Team, 2009. ASTER global DEM validation summary report. METI & NASA, 28pp,
- Bhattacharya, J. 1978. Deltas and estuaries. In *Sedimentology*. pp. 310-322. Springer Netherlands.
- Baldi, P., Casula, G., Cenni, N., Loddo, F., Pesci, A. 2009. GPS-based monitoring of land subsidence in the Po Plain (Northern Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 288:1: 204-212.
- Bamler, R. 1997. Digital Terrain Models from Radar Interferometry. *Photogrammetrische Woche Stuttgart*, 1:93-105.
- Bamler, R., & Hartl, P. 1998. Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse problems*, 14:4:R1.
- Bamler, R. 2000. Principles of Synthetic Aperture Radar. *Surveys in Geophysics*, 21:147-157.
- Barbosa, L. M. 1985. Quaternário costeiro no Estado de Alagoas: influências das variações do nível do mar. Dissertação de Mestrado, UFBA. 55pp.
- Barbosa L.M., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L. 1986. The Quaternary deposits of the state of Alagoas: influence of the relative sea level changes. In *Quaternary of South America and Antarctica Peninsula 4*, JO Rabassa (ed.). Balkema: Rotterdam; 269-290.
- Barbosa, L.M.; Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Processes and Landforms*. 29:443-456.
- Battaglia, J., Métaxian, J. P., & Garaebiti, E. 2012. Earthquake volcano interaction imaged by coda wave interferometry. *Geophysical Research Letters*, 39:11.

Bian, H. F., Zhang, S. B., Zhang, Q. Z., & Zheng, N. S. 2014. Monitoring large-area mining subsidence by GNSS based on IGS stations. *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*, 24:2:514-519.

Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Martin, L., Ferreira, Y. D. A. 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, 49-62.

Bittencourt, A.C.S.P., Martin L, Dominguez JML. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e costa sul do estado de Alagoas. *Revista Brasileira Geociências* 13:2: 93-97

Braz Filho, P. A. 1980. Prospecto turfa (Baixo Rio São Francisco). Salvador, CPRM/SUREG. Relatório CC 2606/010, 27p.

Caputo, M., Pieri, L., & Unguendoli, M. (1970). Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta. *Boll. Geofis. Teor. Appl*, 14(47), 187-207.

Chang, C. C. 2000. Estimates of horizontal displacements associated with the 1999 Taiwan earthquake. *Survey Review*, 35:278: 563-568.

Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F. 2014. Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote sensing of environment*, 140: 94-106.

Chen, R. 1991. On The Horizontal Crustal Deformation in Finland. *Reports of Finnish Geodetic Institute*, 91.

Chen, C. W., Zebker, H. A. 2000. Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms. *Journal of the Optical Society of America A*, 17:3: 401-414.

Chen, C. W., Zebker, H. A. 2001. Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *Journal of the Optical Society of America A*, 18:2: 338-351.

Chen, C. W., Zebker, H. A. 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40:8: 1709-1719.

Chrzanowski, A., Chen, Y. Q., & Secord, J. M. 1983. On the strain analysis of tectonic movements using fault crossing geodetic surveys. *Tectonophysics*, 97:297-315.

Chini, M., Atzori, S., Trasatti, E., Bignami, C., Kyriakopoulos, C., Tolomei, C., & Stramondo, S. 2010. The May 12, 2008, (Mw 7.9) Sichuan earthquake (China): multiframe ALOS-PALSAR DInSAR analysis of coseismic deformation. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 7:2:266-270.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2016. Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico e de recursos minerais do estado de Alagoas - 1:250.000. Geobank. Disponível em: < <http://geobank.cprm.gov.br/> >. Acesso em dezembro de 2016.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2016. Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico e de recursos minerais do estado de Sergipe - 1:250.000. Geobank. Disponível em: < <http://geobank.cprm.gov.br/> >. Acesso em dezembro de 2016.

Costa, S.M.A. 1999. Integração da rede geodésica brasileira aos sistemas de referência terrestres. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, UFPR. 170p.

Credner, G. R. 1878. Die deltas, ihre morphologie, geographische verbreitung und entstehungs-bedingungen. Perthes.1:53-56.

De Matos, R. M. D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. Geological Society, London, Special Publications, 153: 55-73.

Dominguez, J. M. L., & Barbosa, L. M. 1994. Controls on Quaternary evolution of the Sao Francisco strandplain: roles of sea-level history, trade winds and climate. Field trip guide. In *14th International Sedimentological Congress, IAS, Recife*.

Dominguez, J. M. L. 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geological Society, London, Special Publications*, 117: 217-231.

Dominguez, J.M.L.; Araújo, L.M., 2008. Formação Barreiras: o registro de um onlap costeiro durante o Mioceno. In: 44° Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba. P. 613.

Dos Santos, S. M., Cabral, J. J. D. S. P., da Silva Pontes Filho, I. D. 2012. Monitoring of soil subsidence in urban and coastal areas due to groundwater overexploitation using GPS. *Natural hazards*, 64: 421-439.

Drewes, H., & Heidbach, O. 2012. The 2009 horizontal velocity field for South America and the Caribbean. In *Geodesy for Planet Earth*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 657-664.

Ericson, J. P., Vörösmarty, C. J., Dingman, S. L., Ward, L. G., Meybeck, M. 2006. Effective sea-level rise and deltas: causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*, 50: 63-82.

European Space Agency (ESA). 2016. *Advanced Synthetic Aperture Radar – ASAR*. Disponível em: <<https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/asar>>.

European Space Agency (ESA). 2016. *ASAR Image Mode Single Look Complex*. Disponível em: <<https://earth.esa.int/web/guest/data-access/browse-data-products/-/article/asar-image-mode-single-look-complex-1616>>

Feijó, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8: 149-161.

Ferretti, A.; Monti-Guarnieri, A.; Prati, C.; Rocca, F.; Massonnet, D. 2007. InSAR Principles: Guideline for SAR Interferometry Processing and Interpretation; ESA Publication: Noordwijk, The Netherlands.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F. 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE transactions on*, 38:5: 2202-2212.

Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 39:1: 8-20.

Fielding, E. J., Sladen, A., Li, Z., Avouac, J. P., Bürgmann, R., & Ryder, I. 2013. Kinematic fault slip evolution source models of the 2008 M7. 9 Wenchuan earthquake in China from SAR interferometry, GPS and teleseismic analysis and implications for Longmen Shan tectonics. *Geophysical journal international*, ggt 155.

Gabriel, A. K., Goldstein, R. M. 1988. Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B. *International Journal of Remote Sensing*, 9:5: 857-872.

Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., Zebker, H. A. 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94:B7: 9183-9191.

Gagg, G. 1997. Auscultação gravimétrica na região da barragem Bento Munhoz da Rocha. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 4:1.

Galloway, D. L., Jones, D.R., Ingebritsen, S. E. 2000. Measuring land subsidence from space. US Geological Survey, Fact Sheet, 051-00.

Gemael, C. 1986. Vertical crustal deformations near large dams. *Boletim da Universidade Federal do Paraná. Geodésia*, 34.

Gemael, C., Doubeck, A. 1982. Auscultação Geodésica da Região da Barragem Bento Munhoz das Rocha. *Boletim da UFPR*, 28.

Gemael, C., Faggion, P. L. 1996. Subsidência na Região de Grandes Barragens. *Revista Brasileira de Geofísica*, 14:3: 281-285.

Gens, R. 1998. Quality assessment of SAR data. *Wiss. Arb. Univ. Hannover*, 226.

Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Calais, E., Stevens, C. W., & Subarya, C. 1996. Accretion of the southern Banda arc to the Australian plate margin determined by Global Positioning System measurements. *Tectonics*, 15:2, 288-295.

Goldstein, R. M., Werner, C. L. 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25:21: 4035-4038.

Google. 2017. Base Cartográfica. Disponível em: <<https://www.google.com.br/maps>>. Acesso em: 01/03/2017

Guimarães, J. K. 2010. Evolução do delta do Rio São Francisco—estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas. Tese de Doutorado em Geologia. Universidade Federal da Bahia. 127p

Gilbert, G. K. 1885. The topographic features of lake shores. US Government Printing Office.

Graham, L. C. 1974. Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE*, 62:6: 763-768.

Higgins, S. A., Overeem, I., Steckler, M. S., Syvitski, J. P., Seeber, L., & Akhter, S. H. 2014. InSAR measurements of compaction and subsidence in the Ganges-Brahmaputra Delta, Bangladesh. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119:8: 1768-1781.

Horton, B. P., Shennan, I. 2009. Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea level change on the east coast of England. *Geology*, 37: 083-1086.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2005. Resolução do Presidente – 1/2005: Altera a caracterização do Sistema Geodésico Brasileiro. Artigo 24 do Estatuto aprovado pelo Decreto n. 4.740, de 13 de junho de 2003.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2010. Sistema de Interpolação de Ondulação Geoidal (MAPGEO2010). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/modelo_geoidal.shtm>. Acesso: Dez/2014.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2015. Sistemas de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS). Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/sirgas/principal.htm>>. Acesso em: 25/09/15.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2016. Modelo de Ondulação Geoidal. http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/modelo_geoidal.shtm. Acesso em: Fev/2016.

International GNSS Service (IGS). 2015. GPS Satellite Ephemerides. Disponível em: <<https://igsb.jpl.nasa.gov/>> Acesso em: Dez/2015.

Jin, S. & Zhu, W. 2004. A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model. *Journal of Geodynamics*, 38:85-92.

Kakkuri, J., Chen, R. 1992. On horizontal crustal strain in Finland. *Bulletin Géodésique*, 66: 12-20.

Larson, K. M., Freymueller, J. T., Philipson, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 102:9961-9981.

Leão, Z. M., Dominguez, J. M. 2000. Tropical coast of Brazil. *Marine Pollution Bulletin*, 41: 112-122.

Leberl, F., 1990: Radargrammetric Image Processing. Artech House, Norwood, MA, USA.

Le Blanc, R.J., 1975. Significant studies of modern and ancient deltaic sediments. In: M. L.

Broussard (ed.), Deltas, models for exploration. Houston Geological Society, p. 13–85.

Lindsey, E. O., Natsuaki, R., Xu, X., Shimada, M., Hashimoto, M., Melgar, D., & Sandwell, D. T. 2015. Line-of-sight displacement from ALOS-2 interferometry: Mw 7.8 Gorkha Earthquake and Mw 7.3 aftershock. *Geophysical Research Letters*, 42:16: 6655-6661.

Lillesand, T., Kiefer, R, 2000. Remote Sensing and Image Interpretation. 4th Edition, J. Wiley & Sons, New York, 736p.

Liu, G., Li, J., Xu, Z., Wu, J., Chen, Q., Zhang, H., Zhang, H., Jia, H., Luo, X. 2010. Surface deformation associated with the 2008 Ms8.0 Wenchuan earthquake from ALOS L-band SAR interferometry. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12:6: 496-505.

Leick, A., Rapoport, L., Tatarnikov, D. 2015. GPS satellite surveying. John Wiley & Sons. 840p

Lima, W. S., Andrade, E. J., Bengtson, P., & Galm, P. C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju*, 34p.

Lu, Z., Kwoun, O., & Rykhus, R. 2007. Interferometric synthetic aperture radar (InSAR): its past, present and future. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 73:3: 217.

Ma, H., Antoniou, M., & Cherniakov, M. 2015. Passive GNSS-based SAR imaging and opportunities using Galileo E5 signals. *Science China Information Sciences*, 58:6: 1-11.

Martin, L., Flexor, J. M., Vilas Boas, G. S., Bittencourt, A. C. S. P., Guimarães, M. M. (1979). Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (Nord de Salvador-Bahia). In *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Shorelines*, São Paulo, 264-271.

Martin L, Bittencourt ACSP, Vilas Boas GS. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos na costa brasileira, datação do máximo da Penúltima Transgressão. *Revista Ciência da Terra* 1: 16-17

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., & Rabaute, T. 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364:6433: 138-142.

Massonnet, D. 1997. Radar-Interferometrie zur Messung der Erdkrustendynamik. *Spektrum der Wissenschaften*, 56-64.

Mccarthy, D.D. 1996. Conventions of International Earth Rotation and Reference Systems Service. IERS Technical Note, 21:1-95.

Marjanović, M., Bačić, Ž., Bašić, T. 2012. Determination of horizontal and vertical movements of the Adriatic microplate on the basis of GPS measurements. In *Geodesy for Planet Earth*. Springer Berlin Heidelberg, 683-688.

Meckel, T. A., ten Brink, U. S., & Williams, S. J. (2006). Current subsidence rates due to compaction of Holocene sediments in southern Louisiana. *Geophysical Research Letters*, 33:11.

Ministério das Minas e Energia (MME). 1983. Projeto RADAMBRASIL, Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Minerais, v. 30, Folhas SC24/25 - Aracaju/Recife. Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro, 356 pp.

Monico, J. F. G. 2000. Posicionamento por Ponto de Alta Precisão: Uma Ferramenta para a Geodinâmica. *Revista Brasileira de Geofísica*. Rio de Janeiro, RJ, 18: 1-10.

Monico, J. 2008. Posicionamento pelo GNSS. Descrição, fundamentos e aplicações. Editora UNESP. 2ª edição. São Paulo, 476p.

Moraes Rego, L. F. 1933. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. In: *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, 24, 31-84.

Morton, R. A., Bernier, J. C., Barras, J. A., Ferina, N. F. 2005. *Rapid subsidence and historical wetland loss in the Mississippi delta plain: likely causes and future implications*. U. S. Geological Survey.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). 2015. The Seasat Mission. Disponível em <<http://science.nasa.gov/missions/seasat-1/>> Acesso em Dez.2015.

Neto, O.P.A.C.; Souza-Lima, W.; Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15:2: 405-415.

Pagarete, J., Pinto, J. T., Mendes, V. B., Antunes, C., & Ribeiro, H. 1998. The importance of classical geodetic observations for analyzing the geodynamic behaviour of the Acores Archipelago. *Tectonophysics*, 294:3, 281-290.

Prati, C., Ferretti, A., & Perissin, D. 2010. Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations. *Journal of Geodynamics*, 49:3, 161-170.

Perez, J. A. S., Monico, J. F. G., Chaves, J. C. 2002. Velocity field estimation using GPS precise point positioning: The south American plate case. *Positioning*, 1: 05.

Ponte, F. C. 1969. Estudo morfoestrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 12:3: 439-474.

Ponte, F. C., Asmus, H. E. 1976. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, sup.48: 215-240.

Raucoules, D., & De Michele, M. 2010. Assessing ionospheric influence on L-band SAR data: implications on coseismic displacement measurements of the 2008 Sichuan earthquake. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 7:2: 286-290.

Reilly, W. I. 1990. Geodetic analysis of motion at a convergent plate boundary. In *Developments in Four-Dimensional Geodesy* Springer Berlin Heidelberg, 139-159.

Rosen, P. 2013. Principles and theory of radar interferometry. UNAVCO Short Course, Jet Propulsion Laboratory, NASA, USA.

Sánchez L., Drewes H. 2016. VEMOS2015: Velocity and deformation model for Latin America and the Caribbean, doi: 10.1594/PANGAEA.863131,

Sánchez, L., Drewes, H. 2016. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. *Journal of Geodynamics*, 102: 1-23.

Sabhasri, S., & Suwarnarat, K. 1996. Impact of sea level rise on flood control in Bangkok and vicinity. In *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence*. Springer Netherlands, 343-356.

Saini, R., Zuo, R., & Cherniakov, M. 2010. Problem of signal synchronisation in space-surface bistatic synthetic aperture radar based on global navigation satellite emissions-experimental results. *IET radar, sonar & navigation*, 4:1: 110-125.

Santi, F., Antoniou, M., & Pastina, D. 2015. Point spread function analysis for GNSS-based multistatic SAR. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 12:2: 304-308.

Sato, H. P., Abe, K., & Ootaki, O. 2003. GPS-measured land subsidence in Ojiya city, Niigata prefecture, Japan. *Engineering Geology*, 67:3: 379-390.

Seeber, G. 2003. *Satellite geodesy: foundations, methods, and applications*. Walter de Gruyter, 612p.

Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12:1: 21-86.

Silva, E. F., Miranda, C.D.M., Monico, J.F.G. 2015. O Uso de Receptores GPS no Monitoramento Planimétrico na UHE Luiz Eduardo Magalhaes. XXX – Seminário Nacional de Grandes Barragens, Foz do Iguaçu-PR.

Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A. 1978. Evolução tectono-sedimentar do grupo Estância: suas correlações. In *Congresso Brasileiro de Geologia*. 30: 685-699.

Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A., Leal, R. A., Santana, A. C., Braz Filho, P. A. 1979. Geologia do Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. Alagoas, Sergipe e Bahia. Brasília, MME/DNPM, 131 p.1 mapa, col. Escala 1:500.000 (Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris).

Simons, M., Rosen, P. A. 2007. Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. In: Schubert, G. *Treatise on Geophysics*, Elsevier, 391-446.

Smith, L. C. 2002. Emerging applications of interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in geomorphology and hydrology. *Annals of the Association of American Geographers*, 92:3, 385-398.

Song, D. S., Yun, H. S. 2006. Crustal Deformation Velocities Estimated from GPS and Comparison of Plate Motion Models. *Journal of The Korean Society of Civil Engineers*, 26:5D: 877-884.

Souza, W.O. 2013. Modelagem do movimento da placa tectônica sul-americana por meio de dados VLBI e GNSS. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 179 p.

Stramondo, S., Chini, M., Bignami, C., Salvi, S., & Atzori, S. 2011. X-, C-, and L-band DInSAR investigation of the April 6, 2009, Abruzzi earthquake. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 8:1: 49-53.

Steckler, M. S., Mondal, D. R., Noonan, S. L., Akhter, S. H., Seeber, L., Bettadpur, S. V., Rangan, C. 2013. GPS velocity field in Bangladesh: Delta subsidence, seasonal water loading and shortening across the Burma Accretionary Prism and Shillong Massif. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1: 2566.

Strozzi, T., Wegmuller, U., Tosi, L., Bitelli, G., Spreckels, V. 2001. Land subsidence monitoring with differential SAR interferometry. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 67:1261-1270.

Syvitski, J. P. 2008. Deltas at risk. *Sustainability Science*, 3:1: 23-32.

Syvitski, J. P., Saito, Y. 2007. Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57:3: 261-282.

Teixeira, N. N. 2001. Detecção e Análise de Deslocamento Vertical Utilizando o Sistema NAVSTAR-GPS. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 112 p..

Teixeira, N. N. 2005. Análise geodésica de deformações da crosta em regiões de grandes barragens a partir de deslocamentos tridimensionais obtidos pelo sistema de posicionamento global. Tese de doutorado. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 268 p..

Tobita, M., Nishimura, T., Kobayashi, T., Hao, K. X., & Shindo, Y. 2011. Estimation of coseismic deformation and a fault model of the 2010 Yushu earthquake using PALSAR interferometry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 307:3: 430-438.

Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J. J., Mallorquí, J. J., López-Sánchez, J. M., Duque, S. 2014. Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain. *Environmental earth sciences*, 71:1: 163-181.

Torge, W., Müller, J. 2012. *Geodesy*. Walter de Gruyter. 529.p

Törnqvist, T. E., Wallace, D. J., Storms, J. E., Wallinga, J., Van Dam, R. L., Blaauw, M., Snijders, E. M. 2008. Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. *Nature Geoscience*, 1: 173-176.

Villwock, J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt, E.A., Horn, N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In *Quaternary of South America and Antarctica Peninsula 4*, Rabassa JO ed. Balkema: Rotterdam, 79-97.

United States Geological Survey (USGS) 2015. Real-Time Network Surveying. Disponível em: <http://water.usgs.gov/osw/gps/real-time_network.html> Acesso em Nov. 2015.

Uhlein, A., Caxito, F.A., Sanglard, J. C. D., Uhlein, G. J., Suckau, G. L. 2011. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Cráton do São Francisco. *Revista Geonomos*, 19:2.

Walling, D. E., & Fang, D. 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39:1: 111-126.

Werner, C. L., Hensley, S., Rosen, P. 1996. Application of the interferometric correlation coefficient for measurement of surface change. *Eos Trans. AGU*, 77:46.

Woodroffe, C. D., Nicholls, R. J., Saito, Y., Chen, Z., & Goodbred, S. L. 2006. Landscape variability and the response of Asian megadeltas to environmental change. In *Global change and integrated coastal management*. Springer Netherlands, 277-314.

Wiley, C. 1954. Pulsed Doppler Radar Method and Means. US Patent N°. 3.196.436.

Yuill, B., Lavoie, D., Reed, D. J. 2009. Understanding subsidence processes in coastal Louisiana. *Journal of Coastal Research*, 1: 23-36.

Zeng, T., Zhang, T., Tian, W., Hu, C. 2015. A novel subsidence monitoring technique based on space-surface bistatic differential interferometry using GNSS as transmitters. *Science China Information Sciences*, 58:1-16.

Zhang, Q., Chang, W., Zeng, Z., & Dong, Z. 2015. An integrative synchronization and imaging algorithm for GNSS-based BSAR. *Science China Information Sciences*, 58:6: 1-15.

APÊNDICE I – MONOGRAFIAS DOS VÉRTICES DA REDE GEODÉSICA



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-01	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	05/11/2014	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°17'20,85195"S	Altitude Geométrica (m)	16,121	
I	Longitude	36°35'08,46878"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Datum	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,001	
S	Data da Medição	05/11/2014	Altitude Ortométrica (m)	25,546	
2	Data do Cálculo	15/11/2014	Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)	0,001	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,001	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8861624,925	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	764434,506	Data da Medição	05/11/2014	
	FUSO	24	Data do Cálculo	05/11/2014	

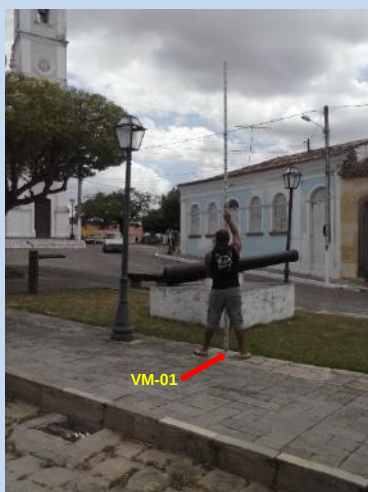
LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Penedo . O vértice foi instalado na praça da Barão de Penedo em frente à Catedral de Nossa Senhora do Rosário.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio, chumbada num meio fio na praça.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-02	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	05/11/2014	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°17'14,23039"S	Altitude Geométrica (m)	33,537	
I	Longitude	36°34'47,99640"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,023	
S	Data da Medição	05/11/2014	Altitude Ortométrica (m)	42,941	
2	Data do Cálculo	15/11/2014	Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)	0,006	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,024	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8861823,763	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	765059,251	Data da Medição	05/11/2014	
	FUSO	24	Data do Cálculo	05/11/2014	

LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Penedo. O vértice foi instalado na praça da Jácome Calheiros em frente ao Colégio Imaculada Conceição.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio, chumbada num monumento da praça.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-03	Observação:	Marco CHESF	Tipo:	GNSS
Município:	NEÓPOLIS			UF:	SERGIPE
Implantação:	08/12/2010	Última Visita:	21/03/2011	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°19'30,03189"S	Altitude Geométrica (m)	-5,229	
S	Longitude	36°34'23,09100"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,012	
A	Data da Medição	07/12/2010	Altitude Ortométrica (m)	4,387	
S	Data do Cálculo	04/02/2011	Fonte	Modelo Geoidal Local	
2	Sigma Latitude (m)	0,003	Origem	RN-IBGE e Rastreio GNSS	
0	Sigma Longitude (m)	0,005	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8857643,679	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	765785,762	Data da Medição	07/12/2010	
	FUSO	24	Data do Cálculo	09/02/2011	

LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Neópolis. O marco foi implantado na rua João Alves dos Santos a jusante do centro da cidade, junto a uma cerca, próximo a um pequeno estaleiro.

DESCRIÇÃO

Marco de concreto implantado pela CHESF com calota metálica chumbada no marco. Contém a descrição: M SENPL 05.

FOTO



Fonte: Chesf

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-04	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	#	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°20'46,28000"S	Altitude Geométrica (m)	-2,400	
I	Longitude	36°32'58,70000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	19/01/2015	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8855280,266	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	768336,496	Data da Medição	19/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município de Penedo. Na beira de uma estrada rural às margens do Rio São Francisco à leste da Ilha Santo Antônio.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO



LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-05	Observação:	Marco CHESF	Tipo:	GNSS
Município:	NEÓPOLIS			UF:	SERGIPE
Implantação:	08/12/2010	Última Visita:	21/03/2011	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°23'21,82975"S	Altitude Geométrica (m)	-3,693	
I	Longitude	36°34'31,27804"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,010	
S	Data da Medição	07/12/2010	Altitude Ortométrica (m)	5,913	
2	Data do Cálculo	04/02/2011	Fonte	Modelo Geoidal Local	
0	Sigma Latitude (m)	0,005	Origem	RN-IBGE e Rastreio GNSS	
0	Sigma Longitude (m)	0,005	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8850520,413	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	765482,321	Data da Medição	07/12/2010	
	FUSO	24	Data do Cálculo	09/02/2011	

LOCALIZAÇÃO

Projeto de Irrigação Betume - CODEVASF, localizado no município de Neópolis. O marco foi instalado ao lado do prédio da EB-07, na entrada da Vila Betume.

DESCRIÇÃO

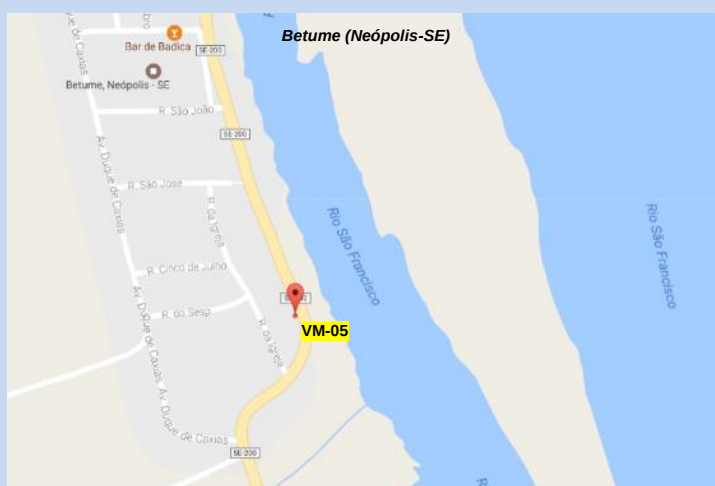
Marco de concreto implantado pela CHESF com calota metálica chumbada no marco. Contém a descrição: M SEBTM 02.

FOTO



Fonte: Chesf

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-06	Observação:	Marco IBGE	Tipo:	RN
Município:	ILHA DAS FLORES			UF:	SERGIPE
Implantação:	28/02/1986	Última Visita:	20/08/2009	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°25'13,50000"S	Altitude Geométrica (m)	-4,141	
I	Longitude	36°33'46,21000"W	Fonte	MAPGEO2015	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Processamento	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)		
S	Data da Medição	03/11/2005	Altitude Ortométrica (m)	5,3987	
2	Data do Cálculo		Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)		Origem	SGB	
0	Sigma Longitude (m)		Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8847077,279	Sigma Altitude Ortométrica (m)	0,09	
0	UTM (E)	766827,446	Data da Medição	28/02/1986	
	FUSO	24	Data do Cálculo	15/06/2011	

LOCALIZAÇÃO

Trecho: Ilha das Flores – Neópolis. Na plataforma da casa de bombas (EB-9) da Estação de Bombeamento da CODEVASF, no lado esquerdo da Rodovia SE-200; em Serrão; 3,6 km além da igreja matriz de Ilha das Flores.

DESCRIÇÃO

Chapa padrão IBGE, com a descrição RN 2543R.

FOTO



Fonte: IBGE

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-07	Observação:	Marco CHESF	Tipo:	GNSS
Município:	ILHA DAS FLORES			UF:	SERGIPE
Implantação:	09/12/2010	Última Visita:	21/03/2011	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°26'00,02940"S	Altitude Geométrica (m)	-5,219	
S	Longitude	36°32'14,36635"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,018	
A	Data da Medição	09/12/2010	Altitude Ortométrica (m)	4,407	
S	Data do Cálculo	04/02/2011	Fonte	Modelo Geoidal Local	
2	Sigma Latitude (m)	0,006	Origem	RN-IBGE e Rastreio GNSS	
0	Sigma Longitude (m)	0,006	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8845625,356	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	769611,062	Data da Medição	09/12/2010	
	FUSO	24	Data do Cálculo	09/02/2011	

LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Ilha das Flores. O marco foi instalado na área gramada da rua à beira rio, ao lado do muro de proteção da cidade.

DESCRIÇÃO

Marco de concreto implantado pela CHESF com calota metálica chumbada no marco. Contém a descrição: M SEBTM 02.

FOTO



Fonte: Chesf

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-08	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	19/01/2015	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°23'47,20000"S	Altitude Geométrica (m)	-5,500	
I	Longitude	36°31'40,79000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	19/01/2015	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8849700,531	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	770664,608	Data da Medição	19/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município de penedo. Numa estrada não pavimentada situada à norte da localidade de Barra das Laranjeiras.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO

SEM FOTO

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-09	Observação:	Marco CHESF	Tipo:	GNSS
Município:	BREJO GRANDE			UF:	SERGIPE
Implantação:	09/12/2010	Última Visita:	21/03/2011	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°25'19,73323"S	Altitude Geométrica (m)	-6,658	
I	Longitude	36°27'50,53879"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,020	
S	Data da Medição	09/12/2010	Altitude Ortométrica (m)	2,992	
2	Data do Cálculo	04/02/2011	Fonte	Modelo Geoidal Local	
0	Sigma Latitude (m)	0,008	Origem	RN-IBGE e Rastreo GNSS	
0	Sigma Longitude (m)	0,005	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8846800,651	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	777649,061	Data da Medição	09/12/2010	
	FUSO	24	Data do Cálculo	09/02/2011	

LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Brejo Grande. O marco foi instalado num canteiro de praça no final da rua Dr. Getúlio Vargas próximo ao Marinas Club.

DESCRIÇÃO

Marco de concreto implantado pela CHESF com calota metálica chumbada no marco. Contém a descrição: M SEBGD 02.

FOTO



Fonte: Chesf

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-10	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	11/02/2017	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°22'50,57399"S	Altitude Geométrica (m)	-4,658	
I	Longitude	36°29'15,98248"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,027	
S	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)	4,762	
2	Data do Cálculo	20/02/2017	Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)	0,009	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,015	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8851406,638	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	775085,258	Data da Medição	11/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	20/02/2017	

LOCALIZAÇÃO

Na localidade de Marituba da Fábrica, em frente à Capela de Nossa Senhora das Graças.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio chumbada no meio fio da praça.

FOTO



Fonte: Google (2017)

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-11	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	05/11/2014	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°24'24,04160"S	Altitude Geométrica (m)	-6,347	
S	Longitude	36°26'08,98285"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,010	
A	Data da Medição	05/11/2014	Altitude Ortométrica (m)	3,084	
S	Data do Cálculo	15/11/2014	Fonte	Nivelamento Geométrico	
2	Sigma Latitude (m)	0,004	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,011	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8848487,815	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	780753,414	Data da Medição	05/11/2014	
	FUSO	24	Data do Cálculo	15/11/2014	

LOCALIZAÇÃO

Na sede da cidade de Piaçabuçu. O vértice foi instalado na praça da São Francisco de Borja em frente à paróquia homônima.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio chumbada no meio fio da praça.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-12	Observação:	Marco IBGE	Tipo:	GNSS/RN
Município:	BREJO GRANDE			UF:	SERGIPE
Implantação:	04/02/1986	Última Visita:	29/10/2005	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°28'19,42809"S	Altitude Geométrica (m)	-1,553	
	Longitude	36°32'15,21035"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Process./Ajust.	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,016	
A	Data da Medição	22/01/2015	Altitude Ortométrica (m)	8,113	
S	Data do Cálculo	10/02/2015	Fonte	Nivelamento Geométrico	
2	Sigma Latitude (m)	0,010	Origem	SGB	
0	Sigma Longitude (m)	0,007	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8841340,351	Sigma Altitude Ortométrica (m)	0,09	
0	UTM (E)	769551,992	Data da Medição	04/02/1986	
	FUSO	24	Data do Cálculo	15/06/2011	

LOCALIZAÇÃO

Trecho: Pacatuba - Ilha das Flores (Rodovia SE-204)

Vértice localizado a 13 m da margem direita da Rodovia SE-204, sentido Ilha das Flores; na Fazenda Palmeiras; 700 m além da Rodovia SE-430 para Terra Vermelha; em Carro Quebrado.

DESCRIÇÃO

Marco modelo tronco de pirâmide com chapa padrão IBGE, com a descrição RN 2543H.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-13	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS
Município:	BREJO GRANDE			UF:	SERGIPE
Implantação:	22/01/2015	Última Visita:	22/01/2015	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°28'00,08681"S		Altitude Geométrica (m)	-6,718
S	Longitude	36°29'06,30285"W		Fonte	Levantamento GNSS
I	Fonte	Levantamento GNSS		Origem	Processamento/Ajustamento
R	Origem	Process./Ajust.		Sistema de Referência	SIRGAS2000
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000		Sigma Altitude Geométrica (m)	0,027
A	Data da Medição	22/01/2015		Altitude Ortométrica (m)	2,742
S	Data do Cálculo	10/02/2015		Fonte	MAPGEO2015
2	Sigma Latitude (m)	0,010		Origem	IBGE
0	Sigma Longitude (m)	0,011		Datum	Imbituba-SC
0	UTM (N)	8841889,654		Sigma Altitude Ortométrica (m)	#
0	UTM (E)	775304,244		Data da Medição	22/01/2015
	FUSO	24		Data do Cálculo	10/02/2015

LOCALIZAÇÃO

No Povoado de Brejão. O vértice está localizado na praça em frente Igreja Matriz.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio chumbada no monumento da cruz.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-14	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	BREJO GRANDE			UF:	SERGIPE
Implantação:	#	Última Visita:	20/01/2015	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°28'39,70000"S	Altitude Geométrica (m)	-6,300	
I	Longitude	36°25'36,89000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	20/01/2015	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8840671,912	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	775294,523	Data da Medição	20/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Brejo Grande. Na praça principal do Povoado de Saramen.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO



LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-15	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	20/01/2015	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°27'43,20000"S	Altitude Geométrica (m)	-7,300	
I	Longitude	36°23'49,05000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	20/01/2015	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8842330,427	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	784961,674	Data da Medição	20/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Piaçabuçu. Às margens do Riacho da Baroa; 4,5 km à montante da Foz do Rio São Francisco

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO



LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-16	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	11/02/2017	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°23'03,99521"S	Altitude Geométrica (m)	-2,943	
S	Longitude	36°22'43,01400"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,027	
A	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)	6,424	
S	Data do Cálculo	20/02/2017	Fonte	Nivelamento Geométrico	
2	Sigma Latitude (m)	0,009	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,015	<i>Datum</i>	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8850897,415	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	787042,18	Data da Medição	11/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	20/02/2017	

LOCALIZAÇÃO

Trecho: Piaçabuçu – Pontal do Peba (Rodovia AL-101)

Vértice localizado a 8 m da margem direita da Rodovia SE-204, sentido Pontal do Peba; em frente à Capela de N. Senhora Mãe dos Homens na localidade de Dendezeiro;

DESCRIÇÃO

Marco de concreto assentado no solo com chapa de alumínio fixada.

FOTO



Fonte: Google (2017)

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-17	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°21'40,48000"S	Altitude Geométrica (m)	-0,300	
S	Longitude	36°23'56,71000"W	Fonte	GPS Navegação	
I	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
R	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
A	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)		
S	Data do Cálculo	#	Fonte		
2	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8853483,329	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	784820,133	Data da Medição	11/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Piaçabuçu. Nas zonas úmidas localizadas na região do Apolinário.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO

SEM FOTO

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-18	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PENEDO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°19'02,35000"S	Altitude Geométrica (m)	2,800	
S	Longitude	36°26'00,45000"W	Fonte	GPS Navegação	
I	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
R	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
A	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)		
S	Data do Cálculo	#	Fonte		
2	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8858375,093	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	781092,830	Data da Medição	11/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Penedo. Após o povoado de Capela, na localidade de Murici, região da Marituba do Peixe.

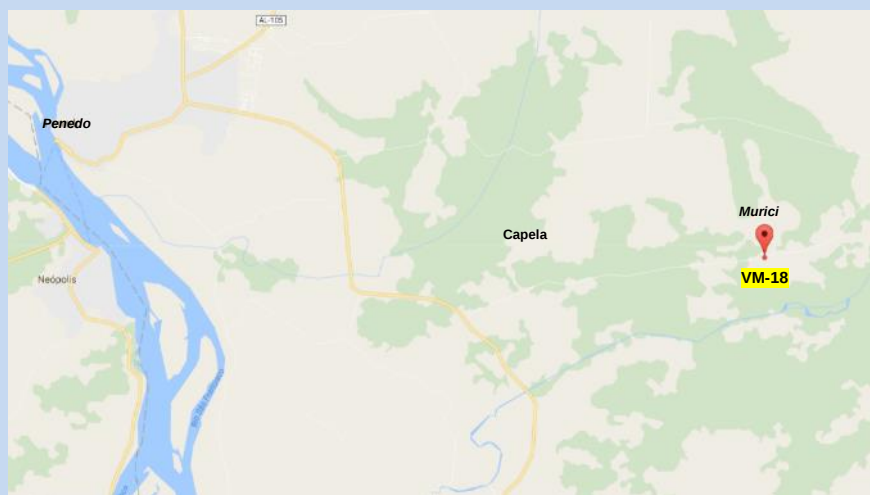
DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO

SEM FOTO

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-19	Observação:	Marco IBGE	Tipo:	GNSS/RN
Município:	FELIZ DESERTO			UF:	ALAGOAS
Implantação:	19/10/1984	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°19'15,08729"S	Altitude Geométrica (m)	-3,093	
I	Longitude	36°19'29,08069"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Process./Ajust.	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,029	
S	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)	6,1609	
2	Data do Cálculo	20/02/2017	Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)	0,007	Origem	SGB	
0	Sigma Longitude (m)	0,011	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8857885,814	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	793004,088	Data da Medição	19/10/1984	
	FUSO	24	Data do Cálculo	15/06/2011	

LOCALIZAÇÃO

Vértice implantado a 8 metros da margem esquerda da antiga estrada Piaçabuçu-Feliz Deserto (sentido Feliz Deserto), localizado dentro de uma propriedade rural; 1,8 km além do antigo entroncamento para Pontal do Peba.

DESCRIÇÃO

Marco modelo tronco de pirâmide com chapa padrão IBGE, com a descrição RN 2488F.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-20	Observação:	Marco IBGE	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	18/10/1984	Última Visita:	11/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°22'03,31469"S	Altitude Geométrica (m)	-3,901	
S	Longitude	36°21'26,71478"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Process./Ajust.	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,018	
A	Data da Medição	21/01/2015	Altitude Ortométrica (m)	5,3050	
S	Data do Cálculo	02/02/2015	Fonte	Nivelamento Geométrico	
2	Sigma Latitude (m)	0,012	Origem	SGB	
0	Sigma Longitude (m)	0,007	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8852805,904	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	789499,774	Data da Medição	18/10/1984	
	FUSO	24	Data do Cálculo	15/06/2011	

LOCALIZAÇÃO

Vértice implantado a 5 metros da margem direita da Rodovia AL 101, trecho Piaçabuçu-Feliz Deserto (sentido Feliz Deserto), localizado dentro de uma propriedade rural; 3,2 km além da igreja da localidade de Dendzeiro.

DESCRIÇÃO

Marco modelo tronco de pirâmide com chapa padrão IBGE, com a descrição RN 2488D.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-21	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PIAÇABUÇU			UF:	ALAGOAS
Implantação:	#	Última Visita:	21/01/2015	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°20'50,83812"S	Altitude Geométrica (m)	-6,446	
S	Longitude	36°18'02,05785"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Process./Ajust.	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,028	
A	Data da Medição	21/01/2015	Altitude Ortométrica (m)		
S	Data do Cálculo	02/02/2015	Fonte		
2	Sigma Latitude (m)	0,013	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	0,017	Datum		
0	UTM (N)	8854919,689	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	795628,547	Data da Medição	21/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	02/02/2015	

LOCALIZAÇÃO

Nas dependências da Pousada Chez Julie. Na localidade de Pontal do Peba.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado. Existe um piquete de madeira provisoriamente no local. Um marco de concreto será implantado e um novo rastreamento será realizado.

FOTO



Fonte: O autor.

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-22	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS/RN
Município:	PACATUBA			UF:	SERGIPE
Implantação:	12/02/2017	Última Visita:	12/02/2017	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°27'12,42494"S	Altitude Geométrica (m)	76,125	
I	Longitude	36°38'37,26111"W	Fonte	Levantamento GNSS	
R	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
G	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,027	
S	Data da Medição	12/02/2017	Altitude Ortométrica (m)	85,761	
2	Data do Cálculo	20/02/2017	Fonte	Nivelamento Geométrico	
0	Sigma Latitude (m)	0,010	Origem	RN/IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,015	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8843488,886	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	757944,008	Data da Medição	12/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	20/02/2017	

LOCALIZAÇÃO

Sede da cidade de Pacatuba. O vértice foi instalado na rua Arnaldo Garcês; na praça em frente à Igreja Matriz de São Felix.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio fixada meio fio da praça.

FOTO



Fonte: Google (2017)

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-23	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PACATUBA			UF:	SERGIPE
Implantação:	#	Última Visita:	12/02/2017	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°27'17,47000"S	Altitude Geométrica (m)	-8,600	
S	Longitude	36°37'5,94000"W	Fonte	GPS Navegação	
I	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
R	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
A	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)		
S	Data do Cálculo	#	Fonte		
2	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8843296,816	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	762850,974	Data da Medição	12/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Pacatuba. Numa região de cultivo de arroz, nas imediações da localidade de Saúde.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO



LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-24	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PACATUBA			UF:	SERGIPE
Implantação:	#	Última Visita:	12/02/2017	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°32'29,52000"S	Altitude Geométrica (m)	7,400	
I	Longitude	36°37'5,94000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8833733,502	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	759022,509	Data da Medição	12/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Pacatuba. Ao longo da rodovia SE- 439.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO

SEM FOTO

LOCALIZAÇÃO



Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-25	Observação:	Marco LEC	Tipo:	GNSS
Município:	PACATUBA			UF:	SERGIPE
Implantação:	23/01/2015	Última Visita:	23/01/2015	Situação do Marco:	BOM
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
	Latitude	10°33'21,68675"S	Altitude Geométrica (m)	-6,458	
S	Longitude	36°34'42,22592"W	Fonte	Levantamento GNSS	
I	Fonte	Levantamento GNSS	Origem	Processamento/Ajustamento	
R	Origem	Process./Ajust.	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
G	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	0,028	
A	Data da Medição	23/01/2015	Altitude Ortométrica (m)	3,072	
S	Data do Cálculo	10/02/2015	Fonte	MAPGEO2015	
2	Sigma Latitude (m)	0,013	Origem	IBGE	
0	Sigma Longitude (m)	0,017	Datum	Imbituba-SC	
0	UTM (N)	8832084,078	Sigma Altitude Ortométrica (m)	#	
0	UTM (E)	765007,416	Data da Medição	23/01/2015	
	FUSO	24	Data do Cálculo	10/02/2015	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município de Pacatuba, no povoado de Ponta dos Mangues. O vértice está localizado num monumento na rua da Escola.

DESCRIÇÃO

Chapa de alumínio chumbada no monumento.

FOTO



Fonte: Google (2017)

LOCALIZAÇÃO



Fonte: Google (2017)

Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408



Relatório de Estação Geodésica



Estação:	VM-26	Observação:	Não implantado	Tipo:	GNSS
Município:	PACATUBA			UF:	SERGIPE
Implantação:	#	Última Visita:	12/02/2017	Situação do Marco:	#
Dados Planimétricos			Dados Altimétricos		
S	Latitude	10°35'35,83000"S	Altitude Geométrica (m)	4,300	
I	Longitude	36°40'17,91000"W	Fonte	GPS Navegação	
R	Fonte	GPS Navegação	Origem	Código C/A	
G	Origem	Código C/A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	
A	Sistema de Referência	SIRGAS2000	Sigma Altitude Geométrica (m)	#	
S	Data da Medição	11/02/2017	Altitude Ortométrica (m)		
2	Data do Cálculo	#	Fonte		
0	Sigma Latitude (m)	#	Origem		
0	Sigma Longitude (m)	#	Datum		
0	UTM (N)	8828038,491	Sigma Altitude Ortométrica (m)		
0	UTM (E)	754766,967	Data da Medição	12/02/2017	
	FUSO	24	Data do Cálculo	#	

LOCALIZAÇÃO

Zona rural do município Pacatuba. Ao longo da rodovia SE-100, nas proximidades do Sítio Várzea Grande.

DESCRIÇÃO

O vértice ainda não foi implantado.

FOTO

SEM FOTO

LOCALIZAÇÃO



Laboratório de Estudos Costeiros - LEC
Instituto de Geociências - IGEO
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Rua Barão de Jeremoabo, S/N - Ondina - Salvador - Bahia - CEP 40170-290 – Fone: 55-71-3332-0550/3237- 0408

APÊNDICE II - ARTIGO PUBLICADO EM PERIÓDICO

Título: Uma Abordagem Geoespacial para Monitoramento de Subsidência em Planícies Deltaicas

Periódico: Estudos Geológicos Vol. 25 (2)

Doi: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n2p117-130

Autores: Elmo Leonardo Xavier Tanajura; Admilson da Penha Pachêco; José Maria Landim Dominguez

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA EM PLANÍCIES DELTAICAS

Elmo Leonardo Xavier Tanajura¹

Admilson da Penha Pacheco²

José Maria Landim Dominguez³

Doi: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n2p117-130

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFPE, elmo.tanajura@ufba.br

²Departamento de Engenharia Cartográfica e Programa de Pós-graduação em Geociências – UFPE - pacheco3p@gmail.com;

³Departamento de Sedimentologia e Programa de Pós-graduação em Geologia – UFBA - landim@ufba.br

RESUMO

Processos de subsidência caracterizam-se pelo movimento de uma porção da superfície física da terra, podendo provocar um afundamento súbito ou recalque gradual do terreno. Esses processos geralmente estão relacionados com algum fenômeno geológico que dependendo do grau de intensidade das ocorrências podem causar sérios impactos nas regiões afetadas. A compreensão desse fenômeno é indispensável para avaliação das tendências dos processos de subsidência, proporcionando assim entre outros aspectos, diretrizes para um bom planejamento e uso do solo. Os métodos geoespaciais têm se apresentado como uma alternativa eficiente para a detecção e monitoramento das movimentações de terreno provocadas por fenômenos geológicos. Dessa forma, o presente trabalho propõe uma abordagem dos principais fundamentos de duas técnicas geoespaciais com a finalidade de utilizá-las na detecção e monitoramento de subsidência em planícies deltaicas, são elas: O GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e o InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*).

Palavras Chave: Processos de Subsidência; Detecção; Monitoramento; Sistema Geodésico de Referência; GNSS; InSAR

ABSTRACT

Subsidence processes are characterized by the movement of a portion of the physical surface of the Earth that can cause a sudden sinking or gradual repression of the terrain. These processes are, generally, related to some geological phenomenon that depending on the intensity degree of occurrences can cause serious impacts in the affected regions. The understanding of this phenomenon is essential for the assessment of the subsidence processes trends, thereby providing some guidelines for a good planning and a correct land's use. Geospatial methods have been presented as an efficient alternative for the detection and monitoring of the terrain movements caused by geological phenomena. Thus, the present work proposes an approach to the main fundamentals of two geospatial techniques in order to use them to detection and monitoring of the studied processes in deltaic plains, they are: GNSS (*Global Navigation Satellite System*) and InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*).

Keywords: Subsidence Process; Detection ; Monitoring; Geodetic Reference System; GNSS; InSAR

INTRODUÇÃO

Estudos de subsidência caracterizam-se geralmente por serem individualizados, concentrando-se regionalmente e utilizando-se de uma série de metodologias alternativas. Os resultados por sua vez, podem não ser comparáveis ou complementares aos de outros estudos. Isso dificulta tentativas para sintetizar as investigações sobre um entendimento mais abrangente do fenômeno (Yuill *et al.*, 2009).

Ocorrências de subsidência são comuns em planícies deltaicas, muitas vezes ocasionadas pela própria compactação natural dos sedimentos que a formam. Os ambientes sedimentares deposicionais, como é o caso dos deltas, são bastante propensos à subsidência devido à compactação de sedimentos. Estes ambientes são construídos primariamente pelo depósito de sedimentos a partir do sistema fluvial. Com o passar do tempo o volume dos sedimentos depositados diminui naturalmente, e nesse processo de acomodação, acaba resultando na compactação e consequentemente a subsidência.

A compactação de sedimentos é frequentemente citada como o processo de subsidência contemporâneo dominante em regiões deltaicas. Sua importância tanto em deltas quanto em estuários tem sido destacada por uma série de estudos (Törnqvist *et al.*, 2008; Horton & Shennan, 2009; Meckel *et al.*, 2006).

A estrutura costeira da Louisiana e do delta do Mississippi, nos Estados Unidos, está bem fundamentada em mais de um século de pesquisas geológicas. Motivo pelo qual esta área de estudos vem sendo constantemente citada em diversas investigações ambientais, dentre as quais, destacam-se significativos processos de subsidência. Em estudos realizados por Yuill *et al.* (2009) na costa da Louisiana, foram listados seis categorias primárias de

processos que originaram subsidência nesta região, são elas :

- (1) Tectonismo (processos de falhamento e halocinese);
- (2) Compactação sedimentar durante o Holoceno;
- (3) Carga sedimentar;
- (4) Ajustamento isostático glacial;
- (5) Retenção de fluidos;
- (6) Manejo da drenagem superficial.

Salienta-se que estas categorias não são completamente independentes, pois os processos relacionados a uma categoria podem afetar outras.

Numa perspectiva de acompanhamento de movimentações relacionadas a esses processos, os métodos geoespaciais têm se apresentado como uma alternativa eficiente para a detecção e monitoramento dessas variações.

O presente trabalho propõe uma abordagem dos principais fundamentos de duas técnicas geoespaciais utilizadas para essa finalidade: O GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e o InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*).

DETECÇÃO DE DEFORMAÇÕES COM IMAGENS DE RADAR: ASPECTOS GERAIS

Conceito básicos de SAR (*Synthetic Aperture Radar*)

O conceito SAR foi originalmente proposto por Carl Wiley no início da década de 50. Nas suas deduções, foi relacionada a ideia de sintetizar uma longa antena para obtenção de respostas com uma melhor resolução em termos de azimuth, em comparação com o radar de abertura real. Segundo o autor, uma plataforma SAR ao se deslocar gera um efeito Doppler levando a uma propagação de frequência azimutal ao passar sobre um alvo (Wiley, 1954).

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA...

Operando em frequências de microondas, os sistemas de radar de abertura sintética fornecem imagens únicas que representam as propriedades elétricas e geométricas de uma superfície em quase todas as condições de tempo. Suas imagens diferenciam-se das oriundas de sensores óticos convencionais, pois ao invés da resposta espectral do alvo em níveis de cinza, as informações contidas em cada pixel são fornecidas num formato complexo, onde suas componentes (real e imaginária) são deduzidas em função da amplitude e fase do sinal. Sendo assim, cada pixel contém um número complexo que carrega a informação de amplitude e fase sobre o campo de microondas retroespalhados por todos os dispersores. As cenas podem ser representadas em Imagens de Amplitude ou Imagens de Intensidade (INPE, 2015). A

localização e dimensão do pixel, bem como sua resolução, dependem unicamente das características do sistema SAR.

A utilização de radar a nível orbital teve início em 1978 quando a NASA lança o SEASAT, primeiro satélite de sensoriamento remoto projetado para estudos oceanográficos a partir de Radar de Abertura Sintética. A missão, que operou durante 106 dias, foi concebida para demonstrar a viabilidade de monitoramento por satélite global de fenômenos nos oceanos (NASA 2015). Porém, missões mais duradouras tiveram seu marco a partir do lançamento do ERS-1 pela Agência Espacial Europeia no início dos anos 1990. A Figura 1 apresenta as principais missões em atividade e desativadas que contêm em suas plataformas Sistemas Sensores Radares.

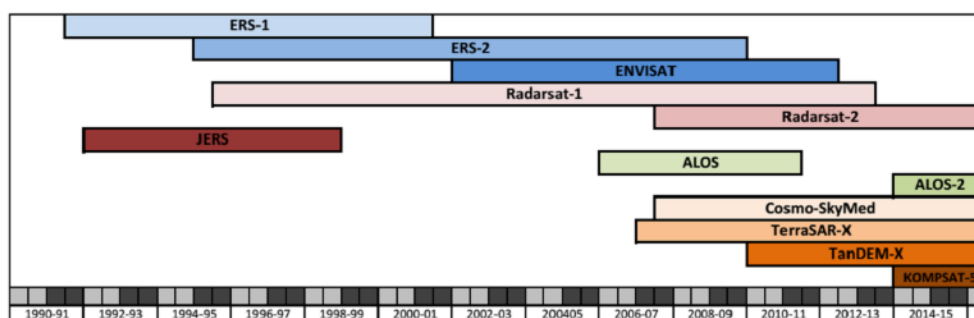


Figura1: Missões espaciais que comportam sistemas sensores radares em suas plataformas (Fonte: O autor).

As plataformas são posicionadas para aquisição de informações da superfície da Terra a partir de ângulos diferentes. Os instrumentos SAR podem operar em diferentes comprimentos de onda do radar (Bandas C, L e X).

Geometria dos Sistemas InSAR

A diferença de fase interferométrica entre os sinais recebidos num InSAR podem

ser combinadas para cada ponto das imagens sendo relacionada com a diferença de comprimento da trajetória geométrica antena/alvo, a qual depende da topografia da superfície. Se a geometria interferométrica do sistema for conhecida, a diferença de fase pode ser convertida numa altitude para cada ponto de imagem.

Os sistemas combinam de forma coerente os sinais a partir de duas antenas separadas espacialmente ou temporalmente, por este motivo torna-se possível a

configuração de uma geometria interferométrica.

As duas classes principais de radares interferométricos são definidas na literatura

de acordo com a configuração geométrica do sistema (Fig. 2).

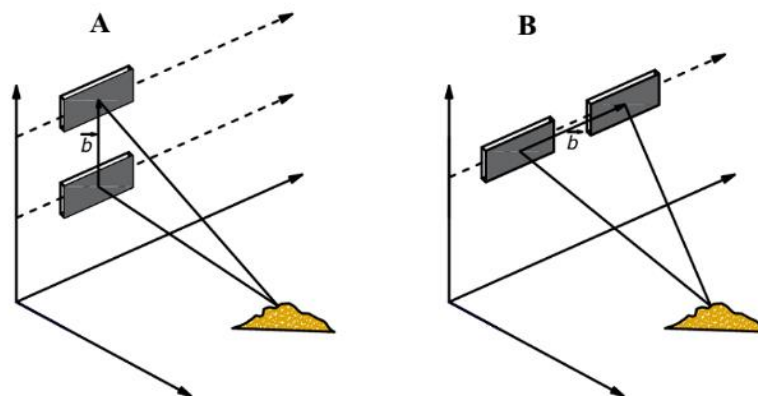


Figura 2: Configurações geométricas dos sistemas InSAR (Fonte: Adaptado de Simons & Rosen, 2007).

Num primeiro cenário (Figura 2A), existem duas antenas separadas espacialmente e montadas numa mesma plataforma. Diferentes trajetórias são percorridas num mesmo instante, de forma que o mesmo alvo é visado simultaneamente pelas antenas, ficando assim configurada a geometria interferométrica em função da linha de base $\vec{b}$.

Numa segunda situação (Figura 2B), as informações acerca de um mesmo alvo são tomadas em instantes diferentes ao longo da mesma trajetória, nesse caso explora-se repetidas órbitas do mesmo satélite e distância formada pela posição da antena nos dois instantes de captura formará a linha de base $\vec{b}$.

A separação temporal entre as cenas pode variar desde segundos a anos. As duas observações podem ser feitas por sensores diferentes, desde que tenham parâmetros do sistema de radar quase idênticos. Um movimento do alvo será detectado através da comparação das imagens. Dessa maneira é possível gerar, com precisão, modelos digitais de deslocamentos ou deformações.

Fundamentos matemáticos para cálculos de deformações

Considerando um sistema interferométrico, ilustrado na Figura 3, onde

um mesmo alvo é visado a partir de dois pontos de vista diferentes.

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA...

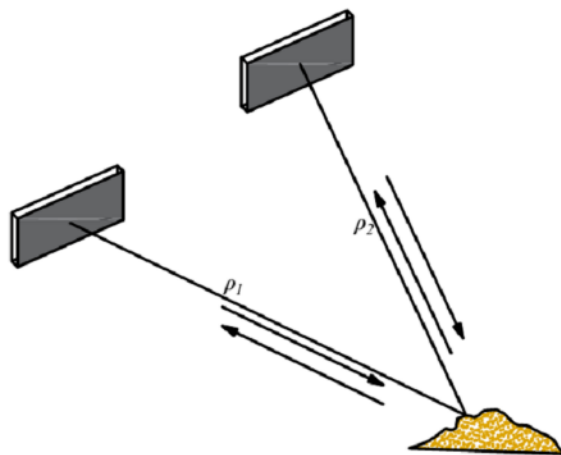


Figura 3: Emissão e recepção do sinal a partir de diferentes pontos de vista (Fonte: Adaptado de NASA 2015).

Sendo, ρ_1 e ρ_2 as distâncias geométricas do alvo à plataforma, a equação para o deslocamento do alvo pode ser obtida partindo da seguinte relação fundamental da

diferença de fase interferométrica $\Delta\phi$ num comprimento de onda λ (Simons & Rosen, 2007):

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda}(\rho_2 + \rho_2) - \frac{2\pi}{\lambda}(\rho_1 + \rho_1) \quad (1)$$

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda}(\rho_2 - \rho_1) \quad (2)$$

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda}\delta\rho \quad (3)$$

Sendo: $\rho = 2$

Se as observações são feitas em momentos distintos (t_1 e t_2) a partir de diferentes localizações no espaço, uma linha de base $\bar{b}$ é estabelecida e a fase interferométrica é proporcional à topografia da superfície

($\Delta\rho_{topo}$). Caso a superfície tenha sofrido alguma deformação ($\Delta\rho_{change}$), essa variação topográfica também será detectada a partir da proporcionalidade da fase (Fig. 4).

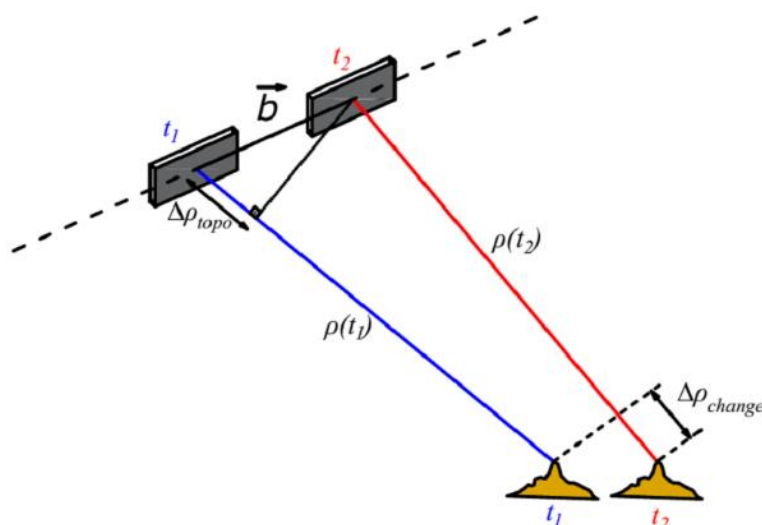


Figura 4: Relação da deformação da superfície com a fase (Adaptado de NASA 2015).

A equação de fase para obtenção dos deslocamentos pode assim ser definida por:

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} (\Delta\rho_{change} + \Delta\rho_{topo}) \quad (4)$$

Se topografia da superfície é conhecida, então o segundo termo pode ser eliminado, restando assim como única incógnita, o termo referente à deformação da superfície.

Exemplos de aplicações da técnica no monitoramento de subsidência

O princípio básico do SAR na detecção de subsidência consiste na operação da fase, pixel a pixel, num conjunto de dados

em duas épocas ou aquisições distintas, para uma mesma posição na superfície analisada. A diferença de fase resultante é representada por uma série de franjas interferométricas denominadas interferogramas e está diretamente relacionada à superfície topográfica. Nesse contexto, o SAR tem o potencial de fornecer informações muito importantes acerca de movimentações sobre a superfície principalmente devido a sua alta precisão na componente vertical. Para um caso específico, diferentes abordagens podem ser aplicadas dependendo da disponibilidade de um Modelo Digital de Elevação (MDE) (Strozzi *et al.*, 2001).

Um exemplo de mapa de deslocamento é apresentado na Figura 5, gerado a partir de dados SAR do satélite ERS-1 pelo USGS (*U.S. Geological Survey*).

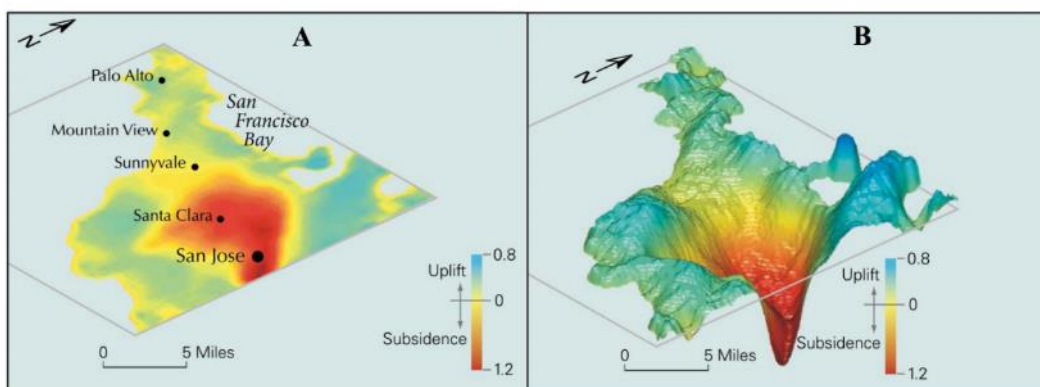


Figura 5: Relação entre o Interferograma SAR ERS-1 e processos de subsidência e soerguimento ocorridos em *Santa Clara Valley* – Califórnia USA (Fonte: Modificado de Galloway *et al.* 2000)

No interferograma da Figura 5A, a paleta de cores representa desde os processos de subsidência do solo na cor vermelha até os processos de soerguimento, em azul. O intervalo de tempo entre as cenas que originou os interferogramas foi de 7 meses – janeiro a agosto de 1997. O relevo sombreado (Figura 5B) é o campo de fase exibido com altíssimo exagero vertical.

O GNSS COMO FERRAMENTA NO MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA

Generalidades e aplicações

O GNSS, conjunto das constelações de satélites artificiais de posicionamento, tem sido a principal ferramenta da atualidade utilizada em atividades que envolvam o posicionamento de um modo geral. Posicionar um objeto em Geodésia consiste em atribuir-lhe coordenadas com o propósito de vinculá-lo a um sistema de referência pré-estabelecido. Portanto, as aplicações do GNSS são inúmeras, e vêm crescendo continuamente. Segundo Monico (2008) a utilização aplicada das técnicas vem sendo empregada de modo extensivo em atividades de geodinâmica; navegação global e regional; estabelecimento de redes

geodésicas locais, regionais, continentais e globais (ativas e passivas); determinações altimétricas; levantamentos geodésicos para fins de mapeamento, monitoramento e controle de deformações.

Estudos realizados em diversas modalidades têm mostrado que a subsidência pode ser mensurada e monitorada com precisão centimétrica, utilizando a técnica do GNSS.

Numa pesquisa realizada numa extensa área minerária no norte da China, foram utilizadas três Estações do *International GNSS Service* (IGS) como referência para o monitoramento da subsidência através de uma rede de 19 pontos alocados numa área de aproximadamente 8.000 km². As velocidades semanais de variação das coordenadas das estações foram comparadas com o processamento dos vértices da rede baseado no modelo *Robust Kalman Filtering* (RKF). As soluções encontradas para as precisões correspondentes às deformações chegaram ao nível do milímetro, a partir de rastreios GNSS com 4 horas de duração (Bian *et al.* 2014).

Uma técnica ainda pouco explorada na literatura internacional apresenta-se com excelente perspectiva no monitoramento da subsidência, trata-se da *Space-Surface*

bistatic Differential Interferometry (SS-DI).

O Artificio da Interferometria Diferencial, antes utilizado amplamente em aplicações sensoriamento remoto por radar através dos Radares de Abertura Sintética (*Syhnthetic Aperture Radar* – SAR) ou ainda na Geodésia Espacial por meio dos levantamentos por VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*), tem sido empregado em conjunto com o advento do GNSS para detecção de variações/deformações. A técnica consiste num sistema formado por uma estação de referência e uma estação de medição. A estação de referência é composta de um receptor multicanal e duas antenas, sendo uma preparada para receber o sinal diretamente do satélite, enquanto que a outra recebe o eco sinal oriundo da estação de medição. A estação de medição é um *transponder* instalado na região de interesse e suas variações de posição são mensuradas por vetores de deformação obtidos por

Elmo Leonardo Xavier Tanajura et al.

interferometria diferencial (Zeng *et al.* 2015).

Introdução ao Sistema Geodésico de Referência

A avaliação temporal das coordenadas num monitoramento de subsidência com GNSS consiste em quantificar os deslocamentos de pontos na superfície física da terra numa escala de tempo a partir das variações das suas coordenadas tridimensionais no espaço em função do sistema geodésico de referencia adotado.

Um ponto na superfície física da Terra pode ser representado pelo terno cartesiano de coordenadas geocêntricas (X, Y, Z) onde a origem do sistema localiza-se no centro de um elipsoide de revolução, que para o caso do GNSS, coincide com o centro de massa da Terra (geocentro) - (Fig. 6).

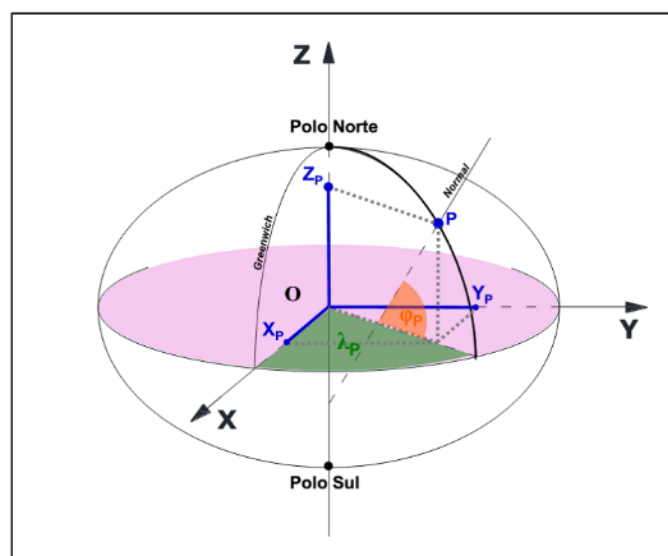


Figura 6: Sistema cartesiano geocêntrico relacionando as coordenadas geodésicas (ϕ_P = latitude e λ_P = longitude) com suas componentes cartesianas (X_P , Y_P , Z_P) para um ponto P projetado no elipsoide de revolução ao longo da normal (Adaptado de Seeber, 2003).

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA...

Atualmente, com a definição de sistema geodésico moderno, estes são definidos e materializados de maneira que as coordenadas tridimensionais dos vértices que o compõe estejam relacionadas a uma determina época, tornando-os assim uma referência espaço-temporal.

No Brasil, o sistema geodésico oficial é o SIRGAS (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas). O Sistema foi estabelecido no Brasil através da Resolução 1/2005, da Presidência do IBGE (RPR – 1/2005), onde foi alterada a caracterização do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) sendo definidos novos parâmetros e modelos matemáticos para conversão dos sistemas anteriores (sistemas clássicos). Após um período de transição de 10 anos, o sistema passou a ser adotado em caráter definitivo a partir de 25 de fevereiro de 2015.

A realização do SIRGAS adotado para o SGB está definido para a época de referência 2000,4, razão pela qual o sistema recebe a nomenclatura de SIRGAS2000. Isto significa que ao processar um conjunto de dados geodésicos relativamente em referência a este sistema, as coordenadas geradas serão posicionadas geometricamente em relação aos seus parâmetros espaciais, sendo também retroagidas à época de referência, no caso, 2000,4.

O SIRGAS2000 atualmente compatibiliza os referenciais geodésicos utilizados pelos países das Américas e promove a definição e estabelecimento de um referencial único com precisão compatível com a tecnologia atual de posicionamento. Além disso, sua definição é totalmente compatível com o ITRS (*International Terrestrial Reference System*) e sua realização é uma densificação regional

do ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*) (IBGE, 2015).

Os métodos de posicionamento podem ser classificados em *absoluto*, quando as coordenadas estão associadas diretamente ao geocentro, e *relativo*, no caso em que as coordenadas são determinadas com relação a um referencial materializado por um ou mais vértices com coordenadas conhecidas. O objeto a ser posicionado pode estar em repouso ou em movimento, o que gera um complemento à classificação com respeito ao referencial adotado (Monico, 2008).

Nas aplicações de monitoramento de subsidência, o nível de precisão das observações é preconizado num padrão elevado, pois muitas vezes os deslocamentos são da ordem do milímetro. Por essa razão, um fator muito importante a ser levado em consideração nas coordenadas monitoradas está relacionado às variações provocadas pelos deslocamentos das placas tectônicas. Para isso, utiliza-se de modelos geofísicos de velocidades de movimentações das placas para correção dessas variações. A partir desses modelos, é possível atualizar as coordenadas de uma estação, em função do deslocamento das placas, para sua época de referência ou para qualquer outra.

Variação temporal de coordenadas cartesianas

As coordenadas cartesianas de um ponto qualquer na superfície física da Terra, podem ser reduzidas para uma determinada época de acordo com a seguinte equação (Costa, 1999):

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} (t) = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} (t - t_0) \quad (5)$$

Onde:

X, Y e Z são as coordenadas cartesianas a serem reduzidas à época t ;

X_0 , Y_0 e Z_0 são as coordenadas destes mesmos pontos para a época de referência t_0

V_x , V_y e V_z são as respectivas velocidades das componentes na estação de referência;

$(t - t_0)$ trata-se do intervalo de tempo transcorrido entre as épocas.

Atualmente, o modelo geofísico recomendado pelo *International Earth Rotation Service* (IERS) para indicar o campo de velocidades das placas tectônicas é o **NNR-NUVEL 1A** (*No Net Rotation – Northwestern University Velocity model 1A*). Este modelo foi estabelecido em 1996 a partir da proposta de DeMets *et al.* (1990, 1994), onde foram utilizados dados geológicos e geomagnéticos dos últimos 3 milhões de anos, sendo considerado um modelo internacional padrão do ITRF (Jin & Zhu, 2004).

A confiabilidade deste modelo é sustentada pelo fato dele combinar várias informações como variações de anomalias magnéticas, azimutes de falhas na crosta e

vetores de terremotos para estimar a velocidade de cada placa litosférica (Monico, 2008).

O movimento relativo de uma placa tectônica num determinado sistema de referência pode ser descrito por um vetor de rotação denominado vetor de Euler ($\vec{\Omega}$), cujo módulo é proporcional à velocidade angular no seu extremo, localizado na crosta. Este ponto é denominado de pólo de Euler (ou pólo de rotação) (Larson *et al.*, 1997).

O vetor de Euler pode ser associado a um sistema de coordenadas cartesianas através das três componentes Ω_x , Ω_y e Ω_z , onde a matriz antissimétrica para uma Placa Tectônica qualquer pode ser expressa por:

$$\vec{\Omega} = \begin{bmatrix} 0 & -\Omega_z & \Omega_y \\ \Omega_z & 0 & -\Omega_x \\ -\Omega_y & \Omega_x & 0 \end{bmatrix} \quad (6)$$

O vetor de velocidade $[V_x \ V_y \ V_z]^T$ pode ser determinado em função das velocidades angulares (Vetor de Euler) do NNR-NUVEL

1A, por exemplo, e das coordenadas cartesianas (X, Y e Z) de uma rede de pontos, sendo assim expressas por:

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA...

$$\begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Omega_y Z - \Omega_z Y \\ \Omega_z X - \Omega_x Z \\ \Omega_x Y - \Omega_y X \end{bmatrix} \quad (7)$$

As componentes de velocidade angular resultante do NNR-NUVEL 1A para cada uma das principais placas litosféricas

(Fig. 7) que compõe a superfície terrestre são apresentadas na Tabela 1 a seguir:

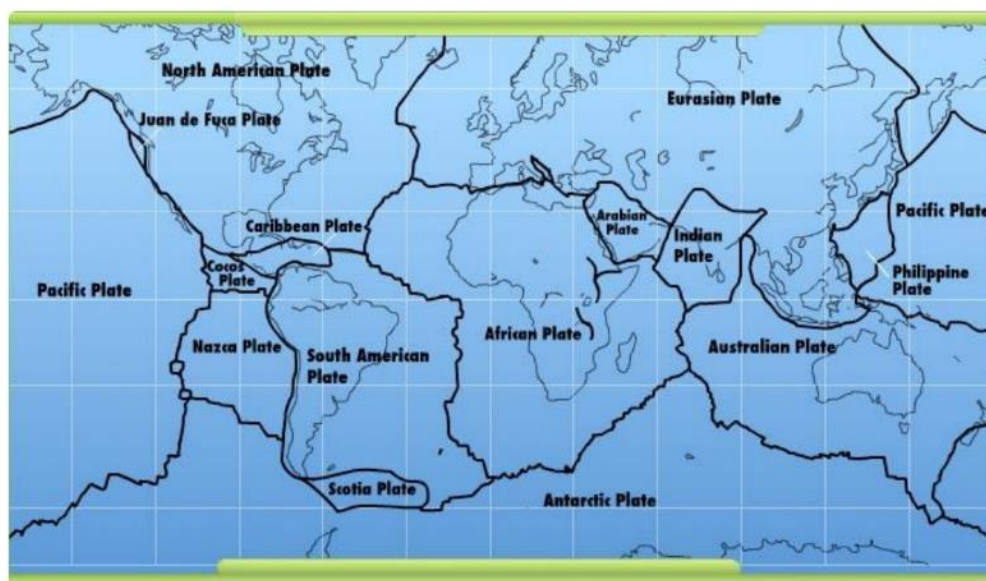


Figura 7: Mapa das principais placas tectônicas (Fonte: http://www.learner.org/interactives/dynamicearth/images/new_map.jpg)

Tabela 1: Vetor de rotação para cada placa expressos em radianos por milhões de anos (Mccarthy,1996).

Placa	Ω_x rad/M anos	Ω_y rad/M anos	Ω_z rad/M anos
Pacific	-0,001510	0,004840	-0,001510
Cocos	-0,010425	-0,021605	-0,010425
Nazca	-0,001532	-0,008577	-0,001532
Caribbean	-0,000178	-0,003385	-0,000178
South America	-0,001038	-0,001515	-0,001038
Antarctica	-0,000821	-0,001701	-0,000821
India	0,006670	0,000040	0,006670
Australia	0,007839	0,005124	0,007839
Africa	0,000891	-0,003099	0,000891
Arabia	0,006685	-0,000521	0,006685
Eurasia	-0,000981	-0,002395	-0,000981
North America	0,000258	-0,003599	0,000258
Juan de Fuca	0,005200	0,008610	0,005200
Philippine	0,010090	-0,007160	0,010090
Rivera	-0,009390	-0,030960	-0,009390
Scotia	-0,000410	-0,002660	-0,000410

O NNR-NUVELIA deve ser usado como um padrão, para as estações que aparentam razoavelmente seguirem os seus valores. Para algumas estações, em particular àquelas localizadas nas imediações de bordas de placas, poderão ser feitas estimativas das velocidades utilizando valores específicos derivados ou não do NNR-NUVELIA. Esta é também uma maneira de levar em consideração alguns movimentos verticais não negligenciáveis. Ao serem publicadas as coordenadas de uma determinada estação deverá ser associada a ela a sua época de referência (Mccarthy, 1996).

As velocidades angulares das placas tomam como referência a placa do pacífico, sendo definidas sobre a condição de que a resultante da deformação das placas seja nula (Bock, 1996). Uma rotação de $4,86 \cdot 10^{-6}$ rad/M, por exemplo, (correspondente na base sexagesimal a um arco 1"/M anos), equivale a um deslocamento aproximado de

0,03 mm por ano numa estação situada no Equador.

Atualmente, as velocidades das estações são estimadas juntamente com suas coordenadas com base em medidas GNSS coletadas nas redes geodésicas, como por exemplo a rede SIRGAS. Neste caso, o modelo geofísico de velocidades proporciona parâmetros iniciais para o ajustamento de dados GNSS. A grande vantagem no uso do GNSS para a estimativa de coordenadas e velocidades está na alta resolução temporal e na acurácia proporcionada pelo sistema.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As imagens orbitais de radar trazem consigo a facilidade de obtenção de informações espaciais com certa regularidade estabelecida por sua resolução temporal. No caso de aplicações de monitoramento de subsidência, onde muitas

UMA ABORDAGEM GEOESPACIAL PARA MONITORAMENTO DE SUBSIDÊNCIA...

vezes os deslocamentos analisados são de ordem centimétrica ou até mesmo milimétrica, é de extrema importância que as imagens utilizadas estejam devidamente pré-processadas, onde é imprescindível a realização de correções atmosféricas, calibrações entre outros cuidados que precisam ser devidamente adotados para garantir a qualidade do produto final.

Os deslocamentos mensurados pelo GNSS são estabelecidos tanto de uma forma absoluta, pelo fato de atuarem pontualmente nos vértices avaliados, quanto numa abrangência regionalizada, nesse caso as análises são efetuadas em rede, técnica essa adotada na maioria das aplicações que envolvem o tema. Para que as variações temporais de coordenadas sejam calculadas a um nível de acurácia que detecte mínimos movimentos dos vértices, recomenda-se a utilização receptores de multi-frequência para os rastreios e que o pós-processamento das observáveis seja realizado em softwares científicos. Ainda que as informações coletadas nessa modalidade dependam exclusivamente de levantamentos de campo, existe uma tendência para que os métodos adotados para essa finalidade se tornem plenamente automatizados, não somente as estações de referência como ocorre atualmente. Nesse caso, os levantamentos são realizados a partir de redes ativas onde a transmissão dos dados, processamento e armazenamento são realizados de forma integrada e automatizada.

As metodologias apresentadas têm se mostrado eficientes na detecção e monitoramento de subsidência, sendo utilizadas de forma independente ou integradas.

REFERENCIAS

- Bock, Y., Reference System. In: Kleusberg, A., Teunissen, P.J.G. GPS for Geodesy. Berlin: Springer, 1996.
- Bian, H. F., Zhang, S. B., Zhang, Q. Z., Zheng, N. S. 2014. Monitoring large-area mining subsidence by National Research Council, 1991, Mitigating losses from land subsidence in the United States: Washington, D. C., National Academy Press, 58 p.
- Costa, S.M.A. 1999. Integração da rede geodésica brasileira aos sistemas de referência terrestres. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, UFPR. 170p.
- Demets, C., Gordon, R., Argus, D. 1990. Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101:425-478,
- Demets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21:2191-2194.
- Galloway, D. L., Jones, D.R., Ingebritsen, S. E. 2000. Measuring land subsidence from space. US Geological Survey, Fact Sheet, 051-00.
- Horton, B. P., Shennan, I. 2009. Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea level change on the east coast of England. *Geology*, 37:1083-1086.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2015. Sistemas de Referência Geocêntrico para as Américas. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/sirgas/principal.htm>>. Acesso em: 25/09/15.
- INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2015. Teoria : Sistemas de Radar Princípios Físicos. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/radar/radar.htm>>. Acesso em: 25/09/15.
- Jin, S. & Zhu, W. 2004. A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model. *Journal of Geodynamics*, 38:85-92.

- Larson, K. M., Freymueller, J. T., Philipsen, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102:9961-9981.
- Mccarthy, D.D. Conventions of International Earth Rotation and Reference Systems Service. 1996. IERS Technical Note, 21:1-95.
- Meckel, T. A., ten Brink, U.S., Williams, S. J. 2006. Current subsidence rates due to compaction of Holocene sediments in southern Louisiana. *Geophysical Research Letters*, 33: L11403.
- Monico, J. F. G. 2008. Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações. 2ª edição, São Paulo, Editora UNESP, 472 p.
- NASA. National Aeronautics and Space Administration. 2015. Principles and Theory of Radar Interferometry. ROI_PAC short course (2012) notes by Paul Rosen, JPL. Disponível em: <https://www.unavco.org/education/advancing-geodetic-skills/short-courses/course-materials/insar/2014-insar-isce/InSARPrinciplesTheory_UNAVCO_14.pdf>. Acesso em: 25/09/15.
- Seeber, G. 2003. Satellite geodesy: foundations, methods, and applications. Walter de Gruyter, 612 p.
- Simons, M., Rosen, P. A. 2007. Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. In: Schubert, G. *Treatise on Geophysics*, Elsevier, p. 391-446.
- Strozzi, T., Wegmuller, U., Tosi, L., Bitelli, G., Spreckels, V. 2001. Land subsidence monitoring with differential SAR interferometry. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 67:1261-1270.
- Törnqvist, T. E., Wallace, D. J., Storms, J. E., Wallinga, J., Van Dam, R. L., Blaauw, M., Snijders, E. M. 2008. Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. *Nature Geoscience*, 1: 173-176.
- Wiley, C. 1954. Pulsed Doppler Radar Method and Means. US Patent N°. 3.196.436.
- Yuill, B., Lavoie, D., Reed, D. J. 2009. Understanding subsidence processes in coastal Louisiana. *Journal of Coastal Research*, 1: 23-36.
- Zeng, T., Zhang, T., Tian, W., Hu, C. 2015. A novel subsidence monitoring technique based on space-surface bistatic differential interferometry using GNSS as transmitters. *Science China Information Sciences*, 58:1-16.