



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.14.18.49-TDI

**MONITORAMENTO DE TALUDES DE MINERAÇÃO
POR INTERFEROMETRIA DIFERENCIAL COM
DADOS TERRASAR-X NA AMAZÔNIA: MINA DE
N4W, SERRA DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL**

Marcos Eduardo Hartwig

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Waldir Renato Paradella, e José Claudio Mura aprovada em 20 de maio de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G5LJSS>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.14.18.49-TDI

**MONITORAMENTO DE TALUDES DE MINERAÇÃO
POR INTERFEROMETRIA DIFERENCIAL COM
DADOS TERRASAR-X NA AMAZÔNIA: MINA DE
N4W, SERRA DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL**

Marcos Eduardo Hartwig

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Waldir Renato Paradella, e José Claudio Mura aprovada em 20 de maio de 2014.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G5LJSS>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Hartwig, Marcos Eduardo.

H259m Monitoramento de taludes de mineração por interferometria diferencial com dados terrasat-x na Amazônia: mina de N4W, Serra de Carajás, Pará, Brasil / Marcos Eduardo Hartwig. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxxvi + 232 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.14.18.49-TDI)

Dissertação (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Waldir Renato Paradella, e José Claudio Mura.

1. DinSAR. 2. Monitoramento de taludes de mineração. 3. Mina de ferro de N4E. 4. Serra de Carajás. I.Título.

CDU 528.88:622.33



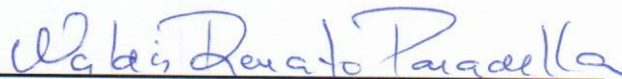
Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em

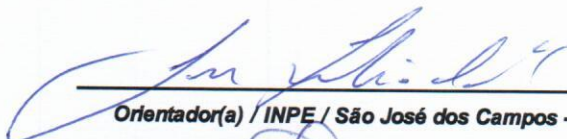
Sensoriamento Remoto

Dr. Waldir Renato Paradella




Presidente / Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Claudio Mura



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Fábio Furlan Gama



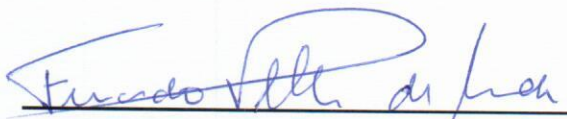
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Dr. Fernando Pellon de Miranda



Convidado(a) / Petrobrás / Rio de Janeiro - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

majoria simples

unanimidade

Aluno (a): **Marcos Eduardo Hartwig**

São José dos Campos, 20 de Maio de 2014

Dedido este trabalho a meus pais, à memória de meu irmão, a minha querida esposa e ao meu avô materno.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE/São José dos Campos-SP, pelos recursos por efeito de atividades de campo e uso de suas instalações.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela concessão de bolsa de doutorado.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Processo no 2011/23068-4) pela concessão de bolsa de doutorado.

Ao meu orientador Prof. Dr. Waldir Renato Paradella pela oportunidade de realizar estudos de doutorado e de me proporcionar conhecer a Província Mineral de Carajás.

Ao meu co-orientador Prof. Dr. José Claudio Mura pelas discussões elucidativas acerca de Radar de Abertura Sintética (SAR) e Interferometria SAR (InSAR).

À Biblioteca do INPE, nos nomes das bibliotecárias Malu e Simone, pelo apoio e auxílio na aquisição de bibliografias.

À secretária Valéria do DSR.

À equipe de geotecnia da companhia Vale S.A., pela disponibilização de dados e apoio de campo.

Ao Prof. Dr. Camilo Daleles Rennó do DPI/INPE e a Empresa Júnior de Estatística do Departamento de Estatística da Universidade de São Carlos, SP, pelo auxílio no tratamento estatístico dos dados.

Aos Profs. Drs. Maurício Galo e Paulo de Oliveira Camargo do Departamento de Cartografia da Universidade Estadual Paulista pelo auxílio na conversão dos dados de deslocamento dos prismas refletivos na geometria de visada do satélite TerraSAR-X.

Ao Prof. Dr. Márcio Valeriano pelas discussões sobre variografia.

Ao Prof. Dr. Athos Ribeiro dos Santos pelo auxílio com o aplicativo OrthoEngine (PCI Geomatics) para geração de uma par-estéreo de imagens de radar.

Ao amigo Prof. Dr. Arnaldo de Queiróz da Silva da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo auxílio na interpolação (temporal) das medidas dos prismas.

Ao Eng. Civil Carlos Henrique Doretto da empresa GeoCompany pelo auxílio no manuseio do programa PHASE2 (Rockscience), bem como na simulação por elementos finitos da pilha de estéril W.

Ao estimado Prof. Dr. João Roberto pela amizade, apesar do pouco convívio ao longo destes anos.

Aos colegas José (Zé), Guilherme, Carolina e Mayumi.

RESUMO

Taludes altos de mineração estão intrinsecamente sujeitos a instabilizações, oferecendo riscos à segurança de trabalhadores e equipamentos, podendo culminar na interrupção momentânea das atividades de lavra e levar a prejuízos financeiros. Tradicionalmente, como medidas de prevenção e de planejamento, são utilizadas técnicas geotécnicas de monitoramento *in situ* de elevada precisão. No entanto, estes métodos apresentam desvantagens operacionais e econômicas, como o alto custo frente à dimensão da área monitorada. Neste sentido, a técnica de detecção remota por Interferometria de Radar de Abertura Sintética (InSAR) representa uma alternativa poderosa, pois propicia obter uma visão sinóptica da distribuição e do estado de atividade de deformações superficiais de vastas áreas, na escala de precisão de milímetros. Esta tecnologia, que utiliza a informação de fase de imagens complexas de radar adquiridas em diferentes épocas, vem sendo utilizada com sucesso em muitas áreas das ciências da terra e ambiental. Todavia, ainda não há registros de sua aplicação em mina ativa à céu aberto e em clima tropical úmido. Apesar de não terem causado danos materiais ou econômicos até o momento, instabilizações foram registradas ao longo dos últimos anos nos taludes de uma das maiores minas de ferro do país, a de N4W, localizada a sudoeste do Estado do Pará. Deste modo, o objetivo do presente trabalho foi o de detectar e monitorar possíveis deslocamentos nos taludes da Mina de N4W e seu entorno. Para tanto, foram processadas um conjunto de 33 imagens do satélite TerraSAR-X, adquiridas em órbita ascendente, em modo *StripMap*, no período compreendido entre março de 2012 e abril de 2013. As imagens foram processadas com base em duas abordagens interferométricas: DInSAR (Interferometria SAR Diferencial) e PSI (Interferometria por Espalhadores Persistentes). Em função da sazonalidade climática anual da região, dividiu-se as imagens em dois conjuntos: seco e chuvoso. Com intuito de se compreender os deslocamentos detectados, os resultados foram verificados em campo e comparados com mapas litoestruturais e geomecânicos, dados geotécnicos, de produção e pluviométricos. Os resultados mostraram que a Mina de N4W e seu entorno encontram-se estáveis para o período de aquisição das imagens, o que vem sendo confirmado até o presente momento pela equipe residente de geotecnia da empresa Vale S.A.. As principais diferenças nos resultados referentes aos períodos seco e chuvoso foram a magnitude dos deslocamentos e a área de cobertura, que se mostraram maiores para o período seco (Março a Setembro de 2012). Os artefatos atmosféricos determinados com a abordagem PSI foram similares em magnitude nos períodos seco e chuvoso, não ultrapassando ± 10 mm em cada um dos interferogramas diferenciais. A presente pesquisa demonstrou pela primeira vez, a aplicabilidade da abordagem InSAR a partir de imagens TerraSAR-X, na detecção e monitoramento de deslocamentos de taludes de mina à céu aberto ativa e em ambiente tropical úmido, abrindo grandes perspectivas de aplicação desta tecnologia no país.

**MONITORING OF MINING SLOPES BY USING DIFFERENTIAL
INTERFEROMETRY WITH TERRASAR-X SATELLITE DATA IN THE
AMAZON REGION: N4W MINE, CARAJÁS MOUNTAIN RANGE, PARÁ
STATE, BRAZIL**

ABSTRACT

High mining slopes are intrinsically subjected to instabilities, offering risks to the safety of workers and equipment, which may lead to momentary interruptions in mining activities and economic losses. Traditionally, terrestrial geotechnical monitoring techniques with high precision are used as measures to prevent accidents and for the mining planning. However, these classical approaches show operational and economic disadvantages, such as the high cost per unit of the monitored area. In this sense, the remote sensing technique by interferometric synthetic aperture radar (InSAR) represents a powerful alternative to classical methods, since it provides a synoptic view of the distribution and the state of activity of surface deformations over vast areas with the precision of millimeters. InSAR exploits the phase information of complex radar scenes acquired in different times, and has been successfully employed in many fields of earth and environmental sciences by researchers around the world. However, InSAR has not yet been employed in tropical regions and in active mining environments. Although slope instabilities have been recorded in the high slopes of the N4W Mine, one of the most important iron mines of Brazil, located in the southwestern portion of the State of Pará, they have caused neither material nor economic damages so far. In this sense, the aim of this thesis was the detection and monitoring of possible surface displacement affecting the slopes of the N4W iron Mine and its surroundings. For this purpose, I have used 33 StripMap SAR scenes of the TerraSAR-X satellite, acquired in ascending orbit track between March 2012 and April 2013. The scenes were processed based on two interferometric approaches: the DInSAR (Differential SAR Interferometry) and the PSI (Persistent Scatterers Interferometry). Due to the annual climate sazonality of the region, the scenes were divided in two sets: one for the dry season and the other for the wet season. With the purpose to understand the detected displacements, the results were checked in the field and compared to lithostructural and geomechanic maps, geotechnical data, rainfall records and annual mining production plans. The results have shown that most of the study area can be considered as stable in the period covered by the scenes. This result has been confirmed so far by the geotechnical team of Vale S.A. The main differences obtained in the dry and wet seasons were the magnitude of the displacements and the coverage of the results, which have shown to be more significant for the dry season (From March to September 2012). The atmospheric artifacts determined by the PSI approach were similar in magnitude for both seasons, not exceeding ± 10 mm in each of the differential interferograms. This study showed for the first time, the applicability of the InSAR technique using TerraSAR-X scenes in active

open pit mine in tropical moist environment, opening great application prospects in the country.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pag.</u>
Figura 2.1 - Transmitância atmosférica para a faixa das micro-ondas.	10
Figura 2.2 - Polarização da REM com respeito ao plano de incidência e a superfície: quando o vetor campo elétrico (E) oscila no plano de incidência, a onda é denominada como tendo polarização vertical, por outro lado, quando oscila perpendicularmente, é dita como tendo polarização horizontal.....	10
Figura 2.3 - Geometria de imageamento do sistema radar de visada lateral (SLAR). Fonte: Adaptado de Lowman et al. (1987).....	12
Figura 2.4 - Formato de uma imagem em <i>slant</i> e <i>ground-range</i> . Os objetos A, B e C apresentam a mesma dimensão e mesmo espaçamento no terreno. No formato <i>slant-range</i> , as dimensões e as distâncias são tal que $A1 < B1 < C1$ e $AB < BC$	13
Figura 2.5 - Distorções geométricas das imagens de radar produzidas pela topografia do terreno: (a) encurtamento de rampa; (b) inversão de relevo; e (c) sombra.	14
Figura 2.6 - Princípio do Radar de Abertura Sintética (SAR): o alvo num ponto P é “visto” pelo sensor em diferentes instantes, o que permite simular uma antena de grande dimensão (L), e assim alcançar resoluções espaciais maiores em azimute. β = largura do feixe de imageamento.....	18
Figura 2.7 - Diagrama das resoluções em range e azimute em um SAR. A área iluminada pela antena (“pegada”) se forma toda vez que a antena direciona um pulso de energia ao solo.....	19
Figura 2.8 – Modos de imageamento SAR. H – altura vertical da plataforma, A – direção em azimute e R – direção em alcance.....	20
Figura 2.9 - Geometria de imageamento orbital ascendente (à esquerda) e descendente (à direita).....	21
Figura 2.10 - Rugosidade superficial de mesoescala (textura), exemplificada pela vegetação arbórea.....	22
Figura 2.11- Efeito do conteúdo em água na constante dielétrica (a), na profundidade de penetração da radiação no solo (b) e no coeficiente de retroespalhamento (c).	24

Figura 2.12 - Mecanismos de espalhamento.....	26
Figura 2.13 - (a) Dados brutos do satélite ERS, California, Estados Unidos; (b) dado bruto após compressão em range; (c) imagem SAR após compressão em azimute.	28
Figura 2.14 - Esquema de síntese de imagens SAR para um alvo pontual por meio de filtros casados.....	28
Figura 2.15 - Soma vetorial das contribuições de amplitude e fase dos refletores contidos em uma única célula de resolução de uma imagem complexa.	30
Figura 2.16 – Ilustração da formação do ruído Speckle em imagens radar.	32
Figura 2.17 - Ilustração do procedimento para redução do ruído Speckle pela técnica <i>multi-look</i> em imagens SAR. Uma antena (sintética) de dimensão L_p é dividida em quatro partes iguais ($L_p/4$), e cada parte é processada individualmente para produzir um pixel de 8m e uma imagem de 4 looks, sendo a largura da antena igual a 4 m. Vista em planta.....	33
Figura 2.18 – Exemplo do desempenho de vários filtros: (a) recorte da imagem SSC do satélite TSX-1 retratando a pilha de estéril W em Carajás, Estado do Pará, sem filtragem (tamanho de pixel 1,9 x 1,3 m); (b) filtro de média; (c) filtro Lee; (d) filtro Frost; e (e) filtro Gamma. Foram usadas janelas de 7 x 7. Imagens em <i>slant range</i>	34
Figura 2.19 – À esquerda, imagem em <i>slant range</i> adquirida pelo sensor ERS-1 em 24 de novembro de 1991 na região noroeste da Suíça. À direita, a mesma cena geocodificada.	35
Figura 2.20 - Representação geométrica de um alvo “P” com relação ao sistema de coordenadas cartesiano geocêntrico - XYZ.	36
Figura 2.21 – Processo de geocodificação baseado no DEM. Para detalhes consultar o texto.	37
Figura 2.22 - A figura ilustra como ondas coerentes de natureza senoidal podem ser representadas por um vetor de comprimento E_0 . A amplitude da onda é a projeção do vetor no eixo-y. A fase (ϕ) é o ângulo (posição angular) que o vetor faz com o eixo horizontal....	39
Figura 2.23 - Exemplo de interferograma do Monte Etna, sul da Itália, codificado no espaço de cores IHS: H - matiz (diferença de fase), S - saturação (coerência interferométrica) e I - intensidade. Cada franja representa 250 m de elevação ($\Delta\phi = 2\pi$). Nas regiões onde o	

terreno é mais plano (extremidades da imagem), o espaçamento das franjas é maior. A área da imagem é de aproximadamente 40 x 40 km. O sombreamento representa o relevo (DEM), com iluminação vinda da esquerda. Notar a similaridade das franjas com a topografia. 39

- Figura 2.24 - Geometria do imageamento InSAR. S1 e S2 correspondem às posições das antenas. B é a linha-base, B_{\perp} é a componente perpendicular da linha-base, B_{\parallel} é a componente paralela da linha-base, α é o ângulo de inclinação da linha-base, θ é o ângulo de visada do sensor, H é a altura da plataforma, R corresponde à distância em alcance e h é a altitude do terreno no ponto P com relação a uma superfície de referência (Datum). 41
- Figura 2.25 - Exemplo do efeito dos resíduos no desdobramento de fase: (a) fase relativa, sem resíduos; (b) fase absoluta. Não são observados artefatos (informações espúrias); (c) fase relativa, com resíduos; (d) fase absoluta na qual são observados artefatos (faixas na direção de integração da fase) associados aos resíduos. Nestas regiões do interferograma a magnitude das diferenças de fase são superiores a π . A alteração na direção de integração produziria um resultado distinto, mas não eliminaria os artefatos. 44
- Figura 2.26 - Interferograma hipotético no qual os números grandes representam os valores de fase relativa (em ciclos) e os números pequenos o resultado da soma de seus valores adotando-se uma janela de 2 x 2 pixels, integrada no sentido horário. As integrações podem resultar, eventualmente, em valores negativos e positivos (resíduos). No algoritmo de Goldstein, os resíduos são isolados no interferograma (linha espessa). 45
- Figura 2.27 - Correção da Terra Plana para uma situação hipotética: (a) interferograma bruto para uma área plana, com uma pirâmide no centro da imagem. A direção em alcance aumenta para direita; (b) interferograma Terra Plana simulado a partir de (a); (c) interferograma corrigido, “a” menos “b”. 46
- Figura 2.28 – Representação tridimensional da órbita, e vetores de velocidade e estado. Estão incluídas as barras de erros vertical (radial), longitudinal (along-track) e transversal (across-track). 48
- Figura 2.29 - Exemplos de artefatos atmosféricos em interferogramas: (a) nuvens (cumulus); (b) cadeia de nuvens; (c) “buraco” na ionosfera. 51

Figura 2.30 – Deslocamento espectral. Os filtros de deslocamento espectral são aplicados em ambas às direções, e visam manter a região do espectro comum às imagens, que contém a informação útil.....	52
Figura 2.31 – O diagrama ilustra o gradiente de deformação máximo detectável. Se os deslocamentos alcançam valores superiores a $\lambda/4$ entre aquisições e entre pixels adjacentes, não é mais possível monitorá-los por interferometria SAR.....	53
Figura 2.32 - Imagens de coerência interferométrica da região de Groningen, norte da Holanda: à esquerda o intervalo de aquisição entre as imagens do satélite ERS é de aproximadamente um dia, resultando em alta coerência, à direita o intervalo é de 3,5 anos, resultando em baixa coerência (descorrelação temporal). Área da imagem de 50 x 50 km.....	55
Figura 2.33 – Geometria DInSAR de três passagens.	58
Figura 2.34 - A combinação de geometrias de visada ascendente e descendente permite melhor compreender os fenômenos de deformação. Notar a variação das amplitudes dos deslocamentos quando o alvo é visto apenas por uma única geometria de aquisição.	58
Figura 2.35 - Simulação da fase interferométrica (100 iterações) considerando pixels com espalhadores distribuídos (a) e com um espalhador persistente dominante (b). Notar a estabilidade da fase em (b) e sua dispersão em (a). A amplitude do espalhador dominante em (b) é três vezes maior que a soma dos espalhadores distribuídos.....	61
Figura 2.36 - Ilustração do satélite TSX-1 em órbita.	65
Figura 2.37 - Modos de imageamento do TSX-1.....	66
Figura 2.38 - Ilustração dos quatro modos de aquisição do Satélite GeoEye-1: <i>Long Strip, Large Area, Multiple Points e Stereo</i>	68
Figura 2.39 - Exemplo de ruptura global em talude de mineração (h = 350 m).70	
Figura 2.40 - Fatores que condicionam a estabilidade de taludes de minas a céu aberto.	70
Figura 2.41 - Esquema de um empreendimento de mineração.....	71
Figura 2.42 - Geometria típica de uma mina a céu aberto.	72
Figura 2.43 - Tipos de ruptura de taludes de mineração a céu aberto.	73

Figura 2.44 - Ruptura por tombamento flexural em taludes altos. Notar o desenvolvimento de uma superfície de ruptura plana, basal (banda de deformação/plastificação do material), e de trincas de tração na crista do talude (linha tracejada).	74
Figura 2.45 - Relação entre geologia e água subterrânea em taludes de escavação: (a) relação entre a pressão d'água e juntas persistentes; (b) comparação entre o nível d'água para taludes escavados em meio poroso e fraturado; e (c) falhas geológicas com baixa ("barreira") e alta ("dreno") condutividade hidráulica.....	75
Figura 2.46 - Representação 2D da distribuição da tensão horizontal (σ_h) e vertical (σ_v) por efeito da escavação. Segundo Sjöberg (1996), o campo de tensões em taludes também varia em função da geometria de corte e de sua relação com os eixos de tensão principais.	76
Figura 2.47 - Efeito do uso não controlado de explosivos (à esquerda) e da incorporação do pré-fissuramento como rotina de lavra para a mesma mina.....	77
Figura 2.48 - Critério de ruptura Mohr-Coulomb.....	79
Figura 2.49 - Método de análise de estabilidade de taludes baseado em equilíbrio-limite. O material acima da superfície de ruptura (arco A-B) é dividido em fatias. Símbolos: b – largura da fatia; l – comprimento da base da fatia; W – força peso; E – força normal interfatia; x – força cisalhante vertical; s – força cisalhante na base da fatia; N' – força normal; U – pressão neutra.....	82
Figura 2.50 - Malha de elementos finitos típico para taludes (acima) e deslocamentos resultantes definidos pelo método de tensão-deformação (abaixo). Adaptado de: Pentz (1971).	82
Figura 2.51 - Tipos de deslocamento de taludes: (a) curvas de comportamento progressivo e regressivo; e (b) relação entre geometria de corte e características de estruturas geológicas.	84
Figura 2.52 – Configurações básicas de pilhas de estéril com base na topografia local. Adaptado de Orman et al. (2011).	86
Figura 2.53 – Métodos construtivos de pilhas de estéril descendente (a) e ascendente (b).	87
Figura 2.54 – Modos de ruptura de pilhas de estéril. Adaptado de Orman et al. (2011).	88

Figura 2.55 – Resultado do modelo numérico mostrando os recalques sofridos em quatro pontos distintos (A a D) posicionados sobre uma pilha de estéril de 60 m de altura, localizada em Jeebropilly Colliery, Austrália. Notar que a maior parte dos deslocamentos se dá ainda durante a fase de operação da pilha de estéril.....	89
Figura 3.1 - Localização da Mina de N4, com indicação dos principais depósitos de ferro da Província Mineral de Carajás. Atualmente, apenas os depósitos de N4 e N5 vêm sendo lavrados. Composição colorida TM R7G4B3 (Imagens de 05 de agosto de 1999).....	92
Figura 3.2 – Pluviometria mensal da Mina de N4W para o período de aquisição das imagens usadas neste trabalho. As linhas tracejadas indicam as datas de aquisição das imagens de radar dos períodos seco e chuvoso.....	94
Figura 3.3 - Mapa geológico do Cinturão de Cizalhamento Itacaiúnas, com indicação dos principais depósitos minerais. Coordenadas geográficas, Datum WGS-84.....	97
Figura 3.4 - (a) Composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada, com indicação das cavas e pilhas de estéril associadas à Mina de N4W; (b) Mapa hipsométrico (m.s.n.m); (c) Mapa de declividade (graus); e (d) Mapa de orientação de vertentes/aspecto (azimute). ▲ - prismas de monitoramento geotécnico usados para a validação dos resultados.	103
Figura 3.5 – Mapa litoestrutural (atual) da Mina de N4W.	105
Figura 3.6 – Perfil geológico esquemático da Cava 1, Mina N4W.....	109
Figura 3.7 - Classes geomecânicas RMR da Mina de N4W, com indicação das estruturas principais. Notar a predominância de maciços de baixa qualidade geomecânica.	111
Figura 3.8 - Plano de ruptura envolvendo ao menos quatro (4) taludes da aba leste, Cava 1, Mina N4W. Notar o desmantelamento dos taludes por efeito erosivo, o que indica que se trata de materiais de baixa coesão. Foto tomada a 15 de março de 2012.....	112
Figura 3.9 - Plano de Lavra 2012 (à esquerda) e 2013 (à direita) para a Mina de N4W. Em vermelho, áreas que serão lavradas.	113
Figura 4.1 - Imagem <i>StripMap</i> do satélite TSX-1, com indicação da área de estudo.	116
Figura 4.2 – Fluxograma geral das etapas da metodologia.	118

Figura 4.3– Fluxograma do processamento DInSAR de duas passagens.	121
Figura 4.4 – Arranjos para o corregristo das imagens escravas à geometria da imagem de referência: técnica de duas-passagens (a) e técnica de empilhamento de interferogramas (b).	122
Figura 4.5 - Fluxograma de processamento interferométrico IPTA.	123
Figura 4.6 – Exemplo da identificação de candidatos a PS para a Mina de N4W, com base na variabilidade temporal e na diversidade espectral: (A) variabilidade temporal (64.301 candidatos); (B) diversidade espectral (66.938 candidatos); (C) lista completa de candidatos a partir de ambos os critérios (131.239 candidatos); e (D) aplicação de uma máscara a partir da lista completa de candidatos (66.521 candidatos). Ao fundo, imagem multi-refletividade em <i>slant range</i>	124
Figura 4.7 – Exemplo do cálculo dos interferogramas diferenciais para a Mina de N4W: (A) fase simulada a partir do DEM e de dados orbitais, na geometria de visada da imagem de referência; (B) interferograma complexo; (C) interferograma diferencial. Ao fundo, imagem multi-refletividade em <i>slant range</i>	125
Figura 4.8 – Regressão bidimensional da diferença de fase interferométrica diferencial entre um PS e uma referência, para um conjunto de 17 interferogramas (pontos no gráfico) gerados para a Mina de N4W. O desvio padrão da fase inclui os termos relacionados ao ruído, atmosfera, deformação não-linear e erros de linha-base, e dá a medida da qualidade do modelo. A inclinação da curva no gráfico superior indica uma correção topográfica de 2,45m. O gráfico inferior mostra um padrão linear de fase equivalente a uma correção na taxa de deformação (soerguimento) de $1,01 \times 10^{-2}$ m/ano.	127
Figura 4.9 – Exemplo das estimativas iniciais relativas à taxa de deformação e aos erros do DEM para a Mina de N4W: (A) taxa de deformação LOS (ciclo de cor = 0,5 m/ano); (B) correções do DEM (ciclo de cor = 40 m); e (C) desvio padrão da fase a partir da reta de regressão (ciclo de cor = 1 rad). Imagens em <i>slant range</i>	127
Figura 4.10 – Exemplo de problema de desdobramento de fase (“ <i>patch error</i> ”). Imagem em <i>slant range</i>	128
Figura 4.11 - Par-estéreo do satélite RADARSAT-2 em modo Ultra-Fine, órbita de aquisição descendente (Azimute de visada N282°), polarização HH e ângulo de interseção de 12°	131

- Figura 4.12 – Geometria, malha de elementos finitos e parâmetros de resistência e deformabilidade utilizados na simulação da Pilha de Estéril W. 132
- Figura 4.13 – Talude constituído por rocha máfica alterada/muito alterada, onde foram instalados seis prismas refletivos para validação de campo. Consultar a Figura 3.4 para localização em planta dos mesmos. 134
- Figura 5.1 – Lineamentos interpretados a partir do par-estéreo de imagens RADARSAT-2 para as minas de N4, sobrepostos à imagem TSX-1 (adquirida a 27-06-2012) geocodificada, com indicação do diagrama de frequências (canto inferior direito). Os traços em amarelo correspondem as estruturas (contatos e falhas geológicas) apresentadas no mapa litoestrutural (BVP, 2011a). 138
- Figura 5.2 – (A) artefato topográfico (mancha ovalada) referente à área indicada no par 20120320_20120331 da Figura B1 do APÊNDICE B; (B) perfil topográfico transversal A-A'; e (C) perfil topográfico longitudinal B-B'. 143
- Figura 5.3 - Mapas de deformação LOS para o período seco, sobrepostos à composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia. . 145
- Figura 5.4 - Mapas de deformação LOS para o período chuvoso, sobrepostos à composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia. . 146
- Figura 5.5 - Velocidade de deformação linear LOS gerada a partir do empilhamento dos interferogramas diferenciais (mm/ano) para os períodos seco (a) e chuvoso (b), sobreposta à imagem Geoeeye-1 ortorretificada. 148
- Figura 5.6 – Desvio padrão da velocidade de deformação (mm/ano) indicada nos mapas da Figura 5.6 para os períodos seco (a) e chuvoso (b), sobreposto à imagem Geoeeye-1 ortorretificada. 148
- Figura 5.7 – Deformação LOS para o período seco sobreposto ao mapa litoestrutural da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Para detalhes quanto à área circunscrita ao círculo, consultar o texto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeeye-1 ortorretificada. O mapa litoestrutural está desatualizado em relação à imagem Geoeeye-1, por efeito das atividades de lavra. 156

Figura 5.8 – Deformação LOS para o período seco sobreposto ao mapa geomecânico da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa geomecânico está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.	157
Figura 5.9 - Histograma de distribuição dos valores de taxa de deformação para o período seco.....	158
Figura 5.10 – Gráfico de deformação LOS para o PS # 68.434 (taxa de deformação de -112 mm/ano, com erro igual a 3,1 mm/ano) incluído na região (círculo) indicada na Figura 5.8. A linha tracejada vertical corresponde à data de aquisição da imagem <i>master</i>	158
Figura 5.11 – Desvio padrão da deformação LOS para o período seco sobreposto à composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. ⊙ - ponto de referência espacial.....	159
Figura 5.12 – Artefato atmosférico convertido em deslocamento LOS (mm) sobreposto à imagem multi-refletividade geocodificada. Período seco. (*) Auto-interferograma.	160
Figura 5.13 – Estimativa das correções de topografia da imagem de referência para o período seco, sobreposta à imagem multi-refletividade geocodificada. ⊙ - ponto de referência espacial. Consultar o texto para detalhes quanto à região assinalada (círculo).....	161
Figura 5.14 – Deformação LOS para o período chuvoso sobreposto ao mapa litoestrutural da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa litoestrutural está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.	163
Figura 5.15 – Deformação LOS para o período chuvoso sobreposto ao mapa geomecânico da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa geomecânico está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.	164
Figura 5.16 – Histograma de distribuição dos valores de taxa de deformação para o período chuvoso.....	165

Figura 5.17 – Desvio padrão da deformação para o período chuvoso sobreposto à composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. \odot - ponto de referência espacial.....	165
Figura 5.18 – Artefato atmosférico convertido em deslocamento LOS (mm) sobreposto à imagem multi-refletividade geocodificada. Período chuvoso. (*) Auto-interferograma.	166
Figura 5.19 – Estimativa das correções de topografia da imagem de referência para o período chuvoso, sobreposta à imagem multi-refletividade geocodificada. \odot - ponto de referência espacial. Consultar o texto para detalhes quanto a região assinalada (círculo).....	167
Figura 5.20 – Mapa de mudanças na superfície topográfica da pilha de Estéril NW-I por efeito das atividades de lavra, sobreposto à imagem Geoeye-1 ortorretificada. Em amarelo, áreas onde houve mudanças na topografia e em preto, o oposto: (A) período seco e (B) período chuvoso.	168
Figura 5.21 - Simulação numérica bidimensional obtida por elementos finitos para a Pilha de Estéril W: variação da tensão principal máxima teórica (MPa).....	169
Figura 5.22 – Simulação numérica bidimensional obtida por elementos finitos para a Pilha de Estéril W: deslocamentos totais teóricos (metros). A linha cinza corresponde ao limite da deformação.	169
Figura 6.1 – Gráficos de deformação LOS derivados a partir da abordagem IPTA e da interpolação das medidas dos prismas refletivos para o período seco. Os erros das medidas da abordagem IPTA (1σ) estão indicados nos gráficos.	172
Figura 6.2 – Gráficos de deformação LOS derivados a partir da abordagem IPTA e da interpolação das medidas dos prismas refletivos para o período chuvoso. Os erros das medidas da abordagem IPTA (1σ) estão indicados nos gráficos.	173
Figura 7.1 – Interpretação dos pequenos deslocamentos medidos por InSAR nos taludes de cava. Perfil topográfico para a Cava 2 gerado a partir do DEM. CG – canga; MA – metamáfica alterada a muito alterada; JP e MF – jaspilito e minério de ferro, respectivamente.	176
Figura 7.2 – Detalhe da falha geológica indicada na Figura 5.7 (círculo), sobre a qual foi observada população de espalhadores persistentes com comportamento anômalo. Coordenada UTM 9.331106N/589402E. Foto tomada a 20-03-2014. S_0 – acamamento.....	177

Figura 7.3 – Detalhe da região indicada na Figura 5.7: à esquerda, imagem amplitude adquirida a 20120320. À direita, imagem amplitude obtida a 20120923. Notar a mudança de geometria nos taludes a jusante (retaludamento) por efeito da lavra durante o período seco.

..... 177

LISTA DE TABELAS

	<u>Pag.</u>
Tabela 2.1 - Nomenclatura das bandas de radar comumente utilizadas.....	9
Tabela 2.2 - Características dos modos de operação do TSX-1.....	66
Tabela 2.3 – Características do Satélite GeoEye-1.....	67
Tabela 2.4 - Classes de velocidade de escorregamentos.....	69
Tabela 2.5 - Classes de escorregamento segundo sua área em planta.	69
Tabela 2.6 - Classes de escorregamento segundo à profundidade da massa mobilizada.	69
Tabela 2.7 - Valores típicos de coesão e ângulo de atrito para solos e rochas.	79
Tabela 2.8 - Classes de maciço RMR e sua relação com parâmetros mecânicos.	80
Tabela 3.1 - Classificação dos litotipos na área das minas de ferro da Província mineral de Carajás.	106
Tabela 3.2 - Síntese dos parâmetros geomecânicos do depósito de N4.	110
Tabela 5.1 – Características das imagens SSC do TSX-1.....	139
Tabela 5.2 – Parâmetros dos pares interferométricos usados na análise DInSAR.	140
Tabela 5.3 – Parâmetros estatísticos da coerência interferométrica dos pares de imagens usados no processamento DInSAR.....	141
Tabela 5.4 – Dispersão das linhas-base para o período seco. A referência selecionada corresponde à imagem 20120708.....	150
Tabela 5.5 – Dispersão das linhas-base para o período da chuva. A referência selecionada corresponde à imagem 20121128.....	151
Tabela 5.6 – Valores de coerência interferométrica para o período seco.	152
Tabela 5.7 – Valores de coerência interferométrica para o período chuvoso.	152

Tabela 5.8 – Refinamento da linha-base para o período seco. As datas dos pares interferométricos estão indicadas como ano/mês/dia..... 153

Tabela 5.9 – Refinamento da linha-base para o período chuvoso. As datas dos pares interferométricos estão indicadas como ano/mês/dia..... 154

SIGLAS E ABREVIATURAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
APS	<i>Atmospheric phase screen</i>
BIF	Formação Ferrífera Bandada
CESP	Companhia Energética de São Paulo
CS	Coeficiente ou fator de Segurança
DInSAR	<i>Differential SAR Interferometry</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
DLR	<i>German Aerospace Center</i>
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
DOCEGEO	Rio Doce Geologia e Mineração
DSR	<i>Dump Stability Rating</i>
ERS	<i>Earth Resources Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
FCI	Faixa ou Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas
FEM	Método dos Elementos Finitos
Floca Carajás	Floresta Nacional de Carajás
GCP	<i>Ground Control Point</i>
GEC	<i>Geocoded Ellipsoid Corrected</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GTC	<i>Geocoded Terrain Corrected</i>
GSI	<i>Geological Strength Index</i>
IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e dos Recursos
IBRAM	Instituto Brasileiro de Mineração
InSAR	<i>SAR Interferometry</i>
IPTA	<i>Interferometric Point Target Analysis</i>
ISRM	<i>International Society for Rock Mechanics</i>
IUGS	<i>International Union of Geological Sciences</i>
LOS	<i>Line-of-sight</i>
MCF	<i>Minimum Cost Flow</i>
PMC	Província Mineral de Carajás
PRF	<i>Pulse Repetition Frequency</i>
PS	<i>Persistent Scatterer</i>
PSI	<i>Persistent Scatterer Interferometry</i>
PSInSAR™	<i>Permanent Scatterer Interferometry</i>
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>

RAR	<i>Real Aperture Radar</i>
REM	Radiação Eletromagnética
RMR	<i>Rock Mass Rating</i>
RMS	Erro quadrático médio
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
Sistema-Q	<i>Rock Tunneling Quality Index</i>
SLAR	<i>Side-looking Airborne Radar</i>
SLC	<i>Single Look Complex</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SSC	<i>Single Look Slant Range Complex</i>
SSR	<i>Slope Stability Radar</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TSX-1	Satélite TerraSAR-X
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

E_0	Amplitude do vetor campo elétrico
t	Tempo
\vec{E}	Vetor campo elétrico
k	Número de onda
x,y,z	Coordenadas espaciais 3D
H	Altura da plataforma
G	Distância em alcance no terreno / Ganho da antena
R	Distância sensor-alvo
c	Velocidade da luz no vácuo coesão
R_a	Resolução em azimute
D	Tamanho físico da antena
L	Tamanho da antena sintética
R_r	Resolução em alcance
B_p	Inverso da duração do pulso (largura de banda do chirp)
B_D	Largura de banda da frequência doppler
h	Rugosidade média da superfície / Altitude de um ponto no terreno em relação a uma superfície de referência
K_e	Constante dielétrica complexa
P_r	Potência recebida
P_t	Potência transmitida
A	Área iluminada no terreno pelo sensor / Amplitude do sinal
a, b	Componentes real e imaginária da amplitude do sinal retroespalhado
I	Potência do sinal retroespalhado
$\vec{S} e \vec{P}$	Posicionamento da plataforma e do alvo
$\vec{v}_S e \vec{v}_P$	Velocidade da plataforma e do alvo
R_e	Raio elipsoidal equatorial médio

f	Frequência do sinal
ΔR	Diferença de trajeto do sinal
B	Linha-base
$B_{\perp} / B_{\text{perp}}$	Linha-base perpendicular
B_{\parallel}	Linha-base paralela
S	Antena / Complexo conjugado
z	Valor de um pixel de uma imagem SAR
s	Variação em alcance dos alvos
SNR	Razão ou relação sinal-ruído
h_a	Altitude de ambiguidade
S_a	Espaçamento entre pixels no terreno
B_c	Linha-base crítica
E,W,N,S	Pontos cardeais: leste, oeste, norte e sul
D_A	Índice de dispersão de amplitude
r_{Ti}	Deslocamento do alvo com relação a sua posição no momento de aquisição da imagem de referência
n_i	Ruídos de fase
T_i	Linha-base temporal
r_M	Distância sensor-alvo relativa à aquisição da imagem de referência
B_{ni}	Linha-base normal ou perpendicular
$w_{1,2,i}$	Fase residual entre os alvos 1 e 2 na imagem “i”
CS	Coeficiente de segurança
v_{disp}	Velocidade de deformação LOS (DInSAR <i>stacking</i>)
t_{cum}	Somatório de todos os intervalos de aquisição de “n” interferogramas
$\Delta\phi$	Diferença de fase interferométrica
$\psi(x, t)$	Propagação da REM no espaço e no tempo
ω	Frequência angular
ϕ_0	Fase inicial

γ	Ângulo de depressão / Coerência interferométrica / Descorrelação / Peso específico
τ	Duração do pulso / Tensão cisalhante
β	Largura do feixe em azimute
λ	Comprimento de onda
θ	Ângulo de incidência
ε'	Componente real da constante dielétrica
ε''	Componente imaginária da constante dielétrica
σ_0	Coeficiente de retroespalhamento
ϕ	Fase / Ângulo de atrito interno
α	Ângulo de incidência local / declividade local do terreno / ângulo de inclinação da linha-base
ϕ_{flat}	Componente de fase devido à Terra plana
ρ_t	Ruído térmico
$\alpha_{\text{máx}}$	Ângulo de inclinação limite da superfície, detectável pelo sistema interferométrico SAR
Δf	Desvio espectral
γ	Ângulo de depressão / Coerência interferométrica / Descorrelação / Peso específico
σ_A	Desvio padrão da amplitude
μ_A	Média das amplitudes
σ_ϕ	Desvio padrão da fase
ϕ_i	Valor de fase do interferograma “i”
ψ_i	Fase atmosférica
$\phi_{\text{topo},i}$	Fase topográfica residual devido a imprecisões no DEM
$\Delta\phi_{1,2,i}$	Diferença de fase interferométrica relativa entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\Delta\alpha_{1,2,i}$	Velocidade LOS diferencial entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\Delta\varepsilon_{1,2,i}$	Erro diferencial do DEM entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\psi_{1,2,i}$	Fase atmosférica entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\eta_{1,2,i}$	Ruídos de fase entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”

$\hat{\gamma}_{1,2}$	Estimador da coerência complexa multi-interferograma
$\hat{\Delta}\phi_{1,2,i}$	Diferença de fase interferométrica relativa estimada entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\hat{\Delta}\alpha_{1,2,i}$	Velocidade LOS diferencial estimada entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
$\hat{\Delta}\varepsilon_{1,2,i}$	Erro diferencial do DEM estimado entre os pontos 1 e 2 no interferograma “i”
σ_n	Tensão normal
ϕ_{cum}	Somatório acumulado de todos os valores de fase desdobrados de “n” interferogramas
Δv_{disp}	Erro estimado associado a taxa de deformação linear
Δh_{LOS}	Valor de deslocamento vertical dos prismas de monitoramento geotécnico convertidos em LOS
$\sigma_{\Delta h_{LOS}}$	Erro associado a Δh_{LOS}

SUMÁRIO

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Motivação	3
1.2. Objetivos	4
1.3. Pressupostos da Pesquisa	4
1.4. Estrutura do documento	4
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1. Sensoriamento Remoto com radar	7
2.1.1. Parâmetros do Sistema	8
2.1.2. Parâmetros dos Alvos	21
2.1.3. Formação e características da imagem SAR	26
2.2. Interferometria SAR	37
2.2.1. Princípios da Interferometria SAR	38
2.2.2. Geometria InSAR	40
2.2.3. Fase Interferométrica	41
2.2.4. Ambiguidade de Fase	43
2.2.5. Efeito “Terra Plana”	46
2.2.6. Fontes de erros e limitações dos interferogramas	47
2.2.7. Qualidade do interferograma	54
2.2.8. Descorrelação	55
2.2.9. Interferometria SAR Diferencial (DInSAR)	56
2.2.10. Interferometria por espalhadores persistentes (PSI)	60
2.3. O Satélite TerraSAR-X	65
2.4. O Satélite GeoEye-1	67

2.5.	Estabilidade de taludes de mineração	68
2.5.1.	Condicionantes geológico-geotécnicos	70
2.5.2.	Parâmetros de resistência	78
2.5.3.	Sistemas de classificação de maciços rochosos	79
2.5.4.	Métodos de análise de estabilidade de taludes	80
2.5.5.	Monitoramento geotécnico de taludes	83
2.5.6.	Pilhas de Estéril	85
2.5.6.1.	Características das pilhas de estéril	85
2.5.6.1.1.	Recalques	88
3.	ÁREA DE ESTUDO	91
3.1.	Aspectos gerais	91
3.2.	Aspectos climáticos e pluviométricos	93
3.3.	Aspectos fisiográficos	94
3.4.	A Província Mineral de Carajás	95
3.4.1.	Origem das formações ferríferas bandadas (BIF)	100
3.5.	O Depósito de Ferro de N4W	102
3.5.1.	Relevo local versus geometria de aquisição das imagens SAR	102
3.5.2.	Aspectos litoestruturais e geomecânicos	103
3.5.3.	Histórico de eventos de instabilidade	112
3.5.4.	Plano de lavra	112
4.	MATERIAIS E MÉTODO	115
4.1.	Materiais	115
4.2.	Método	117
4.2.1.	Processamento Interferométrico	118
4.2.2.	Banco de dados geográficos	130
4.2.3.	Fotointerpretação geológica a partir da estereoscopia SAR	130

4.2.4.	Simulação numérica por elementos finitos das deformações superficiais das pilhas de disposição estéril	131
4.2.5.	Dados geotécnicos de campo	133
4.2.6.	Trabalhos de Campo	135
5.	RESULTADOS.....	137
5.1.	Extração de lineamentos a partir da estereoscopia SAR	137
5.2.	Análise interferométrica.....	139
5.2.1.	Características dos pares interferométricos do processamento DInSAR	139
5.2.2.	Resultados obtidos com a abordagem DInSAR	141
5.2.3.	Características dos pares interferométricos do processamento IPTA	149
5.2.4.	Resultados obtidos com a abordagem IPTA	154
5.2.4.1.	Período Seco.....	154
5.2.4.2.	Período Chuvoso.....	161
5.2.5.	Análise dos dados geotécnicos advindos do levantamento topográfico sobre a Pilha de Estéril NW-I.....	167
5.2.6.	Simulação numérica por elementos finitos das deformações superficiais sobre a Pilha de Estéril W	168
6.	VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS.....	171
7.	DISCUSSÕES.....	175
8.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	182
8.1.	Conclusões.....	182
8.2.	Recomendações.....	183
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185
	APÊNDICE A	209

APÊNDICE B	211
APÊNDICE C	219
APÊNDICE D	231

1. INTRODUÇÃO

As minas de ferro a céu aberto no país vêm alcançando grandes dimensões, justificadas pela necessidade de se obter maior ganho econômico, diante da crescente demanda internacional dos últimos anos (DNPM, 2011). Como consequência, tem-se um maior risco de instabilidades geológico-geotécnicas (SJÖBERG, 1999a; ZEA HUALLANCA, 2004), que podem levar a uma paralisação temporária da produção, a perda de equipamentos, alteração no plano de lavra ou afetar a segurança dos trabalhadores, o que implica em prejuízos financeiros. Apesar das técnicas tradicionais de monitoramento de taludes e encostas possuírem elevada precisão, apresentam desvantagens operacionais e econômicas, como o alto custo frente à dimensão da área monitorada (BERARDINO et al. 2003; RAUCOULES et al. 2003; WIECZOREK e SNYDER, 2009). Neste sentido, a Interferometria de Radar de Abertura Sintética (InSAR), que utiliza a informação de fase (proporcional a distância sensor-alvo) de imagens de radar de diferentes épocas (do presente ou do passado, em função da disponibilidade das cenas), propicia uma visão sinóptica da distribuição e estado de atividade das deformações superficiais de vastas áreas, podendo atingir precisão da ordem de milímetros (MASSONNET e FEIGL, 1998; BAMLER e HARTL, 1998; BURGMANN et al. 2000; ROSEN et al. 2000; MOSCONI et al. 2010).

A tecnologia InSAR compreende duas abordagens principais, que vêm sendo utilizadas com sucesso no monitoramento de taludes por diversos pesquisadores (CARNEC et al. 1996; FRUNEAU et al. 1996; KIMURA e YAMAGUCHI, 2000; COLESANTI et al. 2003a; HILLEY et al. 2004; STROZZI et al. 2005; COLESANTI e WASOWSKI, 2006; ROTT e NAGLER, 2006; FARINA et al. 2006; HERRERA et al. 2010): (i) Interferometria SAR Diferencial (DInSAR - *Differential SAR Interferometry*) e (ii) Interferometria por espalhadores persistentes (PSI - *Persistent Scatterer Interferometry*). A técnica DInSAR consiste na medida de diferença de fase de pixels homólogos entre duas imagens SAR complexas de uma mesma área, tomadas sob condições de geometria de iluminação similares (GABRIEL et al. 1989; MASSONNET et

al. 1993; ZEBKER et al. 1994). No entanto, o valor final da diferença de fase interferométrica possui várias contribuições (ZHOU et al. 2009):

$$\Delta\phi = (\phi_{def} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{ruído})$$

sendo ϕ_{def} a componente de fase devido a deformação do terreno entre as aquisições, de especial interesse a esta pesquisa; ϕ_{topo} a componente topográfica; ϕ_{atm} a componente atmosférica; e $\phi_{ruído}$ os ruídos (ou decorrelação). Dentre estas, a componente mais crítica é a atmosférica, sendo difícil discriminá-la da deformação, o que levou, entre outras coisas, ao desenvolvimento da abordagem PSI. A abordagem PSI consiste em identificar (estatisticamente) pixels que incluam espalhadores estáveis (como afloramentos rochosos, superfícies construídas, etc.) em um número relativamente grande de cenas SAR (>15), o que possibilita utilizá-los no monitoramento de deslocamentos (FERRETTI et al. 2000).

Uma das mais importantes minas de ferro a céu aberto no país, ora em exploração pela empresa Vale S.A., é a de N4W, localizada em Carajás, sudoeste do Estado do Pará, que tem apresentado um histórico de instabilidades de taludes ao longo dos últimos anos, relacionado segundo Sá et al. (2008), a geometria dos cortes e as características geológico-estruturais desfavoráveis do maciço. A Mina de N4W, juntamente com as minas de N4E e N5 foi responsável em 2010 por cerca de 30% da produção de ferro nacional, o que equivale a US\$ 8,7 bilhões (IBRAM, 2011). A Mina de N4W tem área de lavra da ordem de 4 km² e profundidade de aproximadamente 300 m, e está constituída, principalmente, por materiais de baixa qualidade geomecânica, representados por jaspilitos e minérios de ferro de alto teor incluídos na Formação Carajás, encaixados em rochas vulcânicas básicas (andesitos, basaltos e riolitos) da Formação Parauapebas. Estas unidades estão orientadas preferencialmente segundo a direção N-S (BVP, 2011a), e foram incluídas no Grupo Grão Pará de idade Neoarqueana (GIBBS et al. 1986; DOCEGEO, 1988).

Na presente pesquisa foram processadas 33 imagens do satélite TerraSAR-X (TSX-1) em modo *StripMap*, órbita ascendente (visada para N078), polarização HH, adquiridas entre março de 2012 e abril de 2013. Devido a sazonalidade climática anual amazônica, que influencia a estabilidade de taludes, as imagens foram divididas e processadas interferometricamente em dois conjuntos, um referente ao período seco (março a setembro de 2012) e outro ao período chuvoso (setembro de 2012 a abril de 2013). Conseqüentemente, não se considerou o processamento das 33 imagens simultaneamente. O processamento interferométrico (DInSAR e PSI) foi realizado no software GAMMA – Remote Sensing.

Esta pesquisa é parte do projeto temático FAPESP – Processo nº 2010/51267-9. Trata-se de uma pesquisa multidisciplinar inovadora e pioneira no país. A abordagem metodológica adotada na presente pesquisa foi testada com sucesso pela primeira vez, em clima tropical e em ambiente de mineração ativa.

1.1. Motivação

A tecnologia InSAR nas últimas três décadas provou ser uma ferramenta valiosa e confiável na detecção e monitoramento de deslocamentos superficiais, com diversas aplicações nas ciências da terra e ambiental em todo o planeta. No entanto, em ambiente de mineração, são escassas as aplicações desta metodologia, estando restritas a evolução de deslocamentos superficiais provocados por minas subterrâneas, localizadas, sobretudo, em regiões temperadas do norte do planeta. As deformações detectadas neste contexto, são caracterizadas por apresentarem magnitudes bastante diminutas (poucos milímetros). A área de estudo, no entanto, corresponde a uma mina à céu aberto, profunda, em operação desde os anos 90, e localizada em ambiente tropical úmido, cujo histórico de deslocamentos superficiais alcança magnitude elevada, da ordem de dezenas de centímetros.

1.2. Objetivos

Diante do panorama exposto, o objetivo geral desta pesquisa foi o de detectar e monitorar possíveis deslocamentos superficiais que possam estar afetando os taludes da Mina de ferro de N4W e seu entorno, localizada em Carajás, Estado do Pará. Para tanto, foram aplicadas as abordagens interferométricas DInSAR e PSI, a partir de um conjunto de 33 imagens *StripMap* do satélite TSX-1, adquiridas entre Março de 2012 e Abril de 2013. Os objetivos específicos foram os de relacionar os resultados, com dados de campo, litoestruturais, geomecânicos, pluviométricos, geotécnicos e de produção, com intuito de melhor compreender as causas dos deslocamentos.

1.3. Pressupostos da Pesquisa

- Os deslocamentos superficiais gradativos que antecedem as rupturas de taludes, e que, segundo Broadbent e Zavodni (1982) e Glastonbury e Fell (2010) podem aparecer desde algumas horas até mesmo alguns anos antes do evento de ruptura, são passíveis de detecção utilizando-se a informação de fase da tecnologia InSAR.
- Existem alvos superficiais na área de abrangência da Mina de N4W que se mantêm suficientemente coerentes ao longo do tempo de aquisição das imagens SAR, e, que, portanto, podem ser detectados e monitorados no período de aquisição das imagens, tanto na época seca como na chuvosa.

1.4. Estrutura do documento

Este trabalho está organizado em oito capítulos, incluindo a “Introdução” que corresponde ao primeiro deles. O Capítulo 2 contempla a fundamentação teórica, subdividida em cinco partes: Sensoriamento Remoto com radar, Interferometria com radar de Abertura Sintética (InSAR), satélite TSX-1, satélite GeoEye-1 e Estabilidade de Taludes de Mineração. A primeira parte deste capítulo descreve os conceitos e princípios do sistema radar de abertura sintética (SAR). A segunda, terceira e quarta partes descrevem os

fundamentos da interferometria SAR (InSAR) e as características dos satélites TSX-1 e GeoEye-1, respectivamente. A quinta parte contempla os aspectos referentes à estabilidade de taludes de mineração, condicionantes geológico-geotécnicos, métodos de análise de estabilidade e monitoramento geotécnico. O Capítulo 3 aborda aspectos acerca da área de estudo, como localização, produção mineral, clima, fisiografia, geologia (regional e local) e geomecânica da mina. O Capítulo 4 trata dos materiais e do método empregados nesta pesquisa. No Capítulo 5 são apresentados os resultados dos processamentos interferométricos. No Capítulo 6 os resultados são comparados com dados de campo. No Capítulo 7 os resultados são discutidos, com base na literatura, dados de campo e nas características da área de estudo, e no Capítulo 8 são apresentadas as conclusões e recomendações. Após as referências bibliográficas, são apresentados os apêndices.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo está estruturado em quatro partes: na primeira, serão abordados os aspectos referentes aos fundamentos do sensoriamento remoto com radar (SAR). Na segunda parte os aspectos referentes à interferometria com radar de abertura sintética (InSAR). Na terceira parte informações técnicas quanto aos satélites TSX-1 e GeoEye-1, e na última parte, os fundamentos da estabilidade de taludes de mineração.

2.1. Sensoriamento Remoto com radar

O sistema de imageamento com radar de abertura sintética (SAR) opera na faixa do espectro eletromagnético das micro-ondas ($\lambda = 1-100$ cm) sob praticamente qualquer condição meteorológica e de iluminação. Diferentemente dos sistemas de sensoriamento remoto óptico (visível/infravermelho) que obtém, preferencialmente, imagens na posição nadir, os sistemas radares apresentam visada lateral oblíqua (SLAR) e registram a informação total da radiação eletromagnética (amplitude, fase e polarização). O radar é um sistema de imageamento ativo e coerente, que envia a intervalos regulares pulsos de microondas, e registra a parcela da intensidade da radiação retroespalhada pela superfície. O funcionamento mais elementar de um sistema radar consiste da detecção e medida da distância (R) entre o sensor e o alvo, a partir da determinação do tempo de atraso do sinal emitido. Em uma imagem SAR, o brilho (ou intensidade) de cada pixel é proporcional à potência do sinal de retorno recebido pela antena, que varia em função da interação entre os parâmetros do sistema, dos alvos e do sinal de retorno.

Neste capítulo, são abordados os fundamentos do sensoriamento remoto com radar. Para uma melhor compreensão, dividiu-se o texto em três tópicos interdependentes, a saber: parâmetros do sistema radar, parâmetros dos alvos e características das imagens SAR. Revisões podem ser encontradas em JPL (1980), MacDonald (1980), Carver et al. (1985), Trevett (1986), Gupta (1991), Drury (1993), Sabins (1997), ESA (2000a), Jensen (2000), Lillesand et al.

(2008). Informações mais específicas foram publicadas em Ulaby et al. (1981 e 1982), Moore (1983a e 1983b), Ulaby et al. (1986); Elachi (1988), Franceschetti e Lanari (1990), Curlander e McDonough (1991), Kingsley e Quegan (1992), Carrara et al. (1995), Raney (1998), Oliver e Quegan (1998), Lewis e Henderson (1998), Woodhouse (2006), Elachi e Van Zyl (2006), entre outros.

2.1.1. Parâmetros do Sistema

2.1.1.1. Princípios Físicos

Segundo a teoria ondulatória de James C. Maxwell a radiação eletromagnética (REM) pode ser explicada como dois campos oscilatórios senoidais harmônicos inseparáveis (campos elétrico e magnético), propagantes (à velocidade da luz) e ortogonais entre si na direção de propagação da onda (WOODHOUSE, 2006). A propagação da REM pode ser descrita pela função exponencial complexa:

$$\psi(x, t) = E_0 e^{i(\omega t - kx + \phi_0)} \quad (2.1)$$

onde E_0 é a amplitude do vetor campo elétrico, ω é a frequência angular, k é o número de onda e ϕ_0 é a fase inicial. Esta equação fornece uma descrição completa da REM para qualquer posição ao longo de sua direção de propagação (x) e em qualquer instante de tempo (t) para um meio homogêneo, isotrópico e não magnético.

O sistema de imageamento com radar, acrônimo de *Radio Detection and Ranging*, opera na frequência das micro-ondas, entre 0,3 a 30 GHz ($\lambda = 1-100$ cm) (Tabela 2.1). Em função da frequência da banda utilizada podem-se obter diferentes respostas dos alvos: a rigor, quanto maior a frequência, menor a profundidade de penetração da radiação no solo (BLOM et al. 1984). O imageamento por micro-ondas apresenta características importantes para a detecção remota, particularmente sua capacidade de imageamento praticamente independente das condições atmosféricas (Figura 2.1) e de iluminação, o que o torna uma importante fonte de informação de fenômenos dinâmicos da superfície da Terra, sobretudo em porções tropicais úmidas que

apresentam cobertura quase perene de nuvens. Outra característica importante dos sensores radar é de operarem com a energia polarizada, ou seja, as vibrações do vetor campo elétrico (\vec{E}) ocorrem num único plano, perpendicular à direção de propagação da radiação (Figura 2.2). Os sistemas radares podem operar em múltiplos estados de polarização linear, tais como: HH, VV, HV ou VH. Nos dois primeiros, o sensor emite e recebe a onda na mesma polarização (polarização paralela), enquanto nos dois últimos, a polarização emitida é distinta da recebida (polarização cruzada). A despolarização (total ou parcial) da onda (vibração da REM em várias direções) pode acontecer como consequência da interação com o alvo. Deve-se destacar que os materiais superficiais apresentam características únicas frente à polarização (LEE e POTTIER, 2009). No entanto, resultados limitados foram obtidos recentemente no mapeamento geológico a partir de dados polarimétricos em Carajás, Brasil (SILVA et al. 2013).

Tabela 2.1 - Nomenclatura das bandas de radar comumente utilizadas.

Banda	Comprimento de onda (cm)	Frequência (MHz)
P	136-77	220-390
UHF	100-30	300-1.000
L	30-15	1.000-2.000
S	15-7,5	2.000-4.000
C	7,5-3,75	4.000-8.000
X	3,75-2,4	8.000-12.500
Ku	2,4 – 1,67	12.500-18.000
K	1,67-1,18	18.000-26.500
Ka	1,18 – 0,75	26.500-40.000

Fonte: Lewis e Henderson (1998).

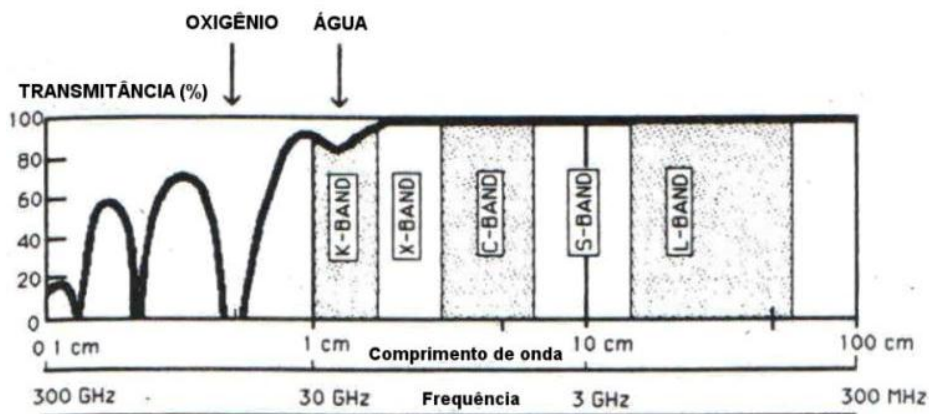


Figura 2.1 - Transmitância atmosférica para a faixa das micro-ondas.
 Fonte: Adaptado de Carver et al. (1985).

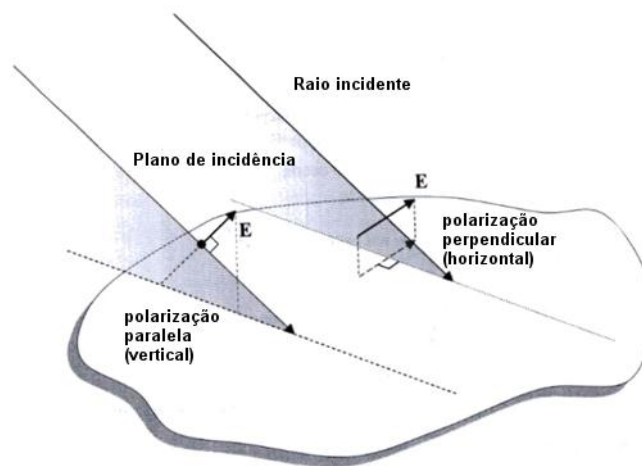


Figura 2.2 - Polarização da REM com respeito ao plano de incidência e a superfície: quando o vetor campo elétrico (\vec{E}) oscila no plano de incidência, a onda é denominada como tendo polarização vertical, por outro lado, quando oscila perpendicularmente, é dita como tendo polarização horizontal.
 Fonte: Adaptado de Richards (2009).

2.1.1.2. Geometria de imageamento

Diferentemente dos sistemas de sensoriamento remoto óptico que obtém imagens na posição nadir, os radares imageadores apresentam visada lateral oblíqua (SLAR – *Side-looking Airborne Radar*). Isto se dá em decorrência da ambiguidade do sinal de retorno retroespalhado a partir de alvos equidistantes a fonte de emissão da radiação (TREVETT, 1986). Outro fator está relacionado ao seu desenvolvimento na década de 50, quando havia o propósito militar de

se investigar o território de países vizinhos, sem a necessidade de sobrevoá-los.

Conforme a Figura 2.3, os principais elementos geométricos do sistema de imageamento SLAR são: 1) ângulo de visada (ângulo medido no sensor entre a linha de visada da onda e a vertical); 2) ângulo de depressão (ângulo complementar ao ângulo de visada, medido no sensor entre a horizontal e a onda emitida); 3) ângulo de incidência (θ) é o ângulo formado entre a onda incidente na superfície e a vertical. O ângulo de incidência local é a medida entre a onda incidente e a normal a superfície (α); 4) ângulo azimutal ou azimute de visada (ângulo formado entre a direção de voo e o apontamento da antena, no plano horizontal); 5) direção em alcance (direção horizontal oblíqua a direção de vôo da plataforma); 6) direção em azimute (direção horizontal paralela à linha de vôo da plataforma); 7) alcance no terreno (*ground range*) é a distância sensor-alvo medida no terreno; 8) alcance inclinado (*slant range*) é a distância real sensor-alvo; 9) altura da plataforma (H); e 10) faixa de imageamento - *swath* (largura total do terreno imageado).

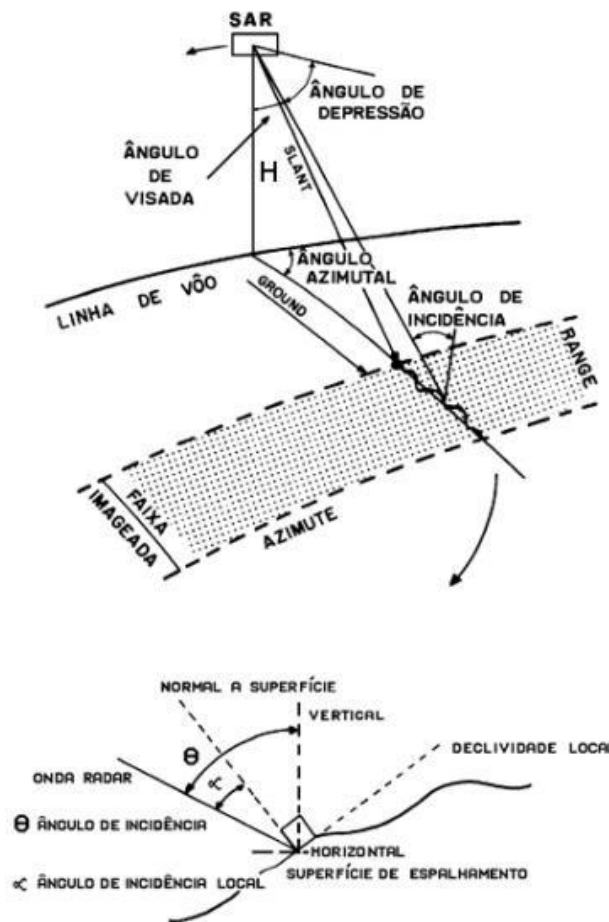


Figura 2.3 - Geometria de imageamento do sistema radar de visada lateral (SLAR).
 Fonte: Adaptado de Lowman et al. (1987).

Uma das consequências da visada lateral oblíqua é a de provocar distorções geométricas de escala e de relevo nas imagens de radar. Como as imagens de radar são formadas em distância real (*slant range*) a partir da estimativa do tempo de chegada do sinal de retorno, os objetos que estiverem mais próximos, ou seja, com um ângulo de incidência menor, serão comprimidos. Essa situação é ilustrada na Figura 2.4. É possível, contudo, corrigir o sinal de *slant* para *ground-range* considerando-se uma superfície plana, de tal maneira que as feições da cena mantenham suas propriedades reais de posicionamento planimétrico na imagem, conforme a equação:

$$G = H \sqrt{\frac{1}{\sin^2 \gamma} - 1} \quad (2.2)$$

onde, (G) é a distância corrigida (*ground-range*), (H) representa a altura da plataforma e (γ) é o ângulo de depressão.

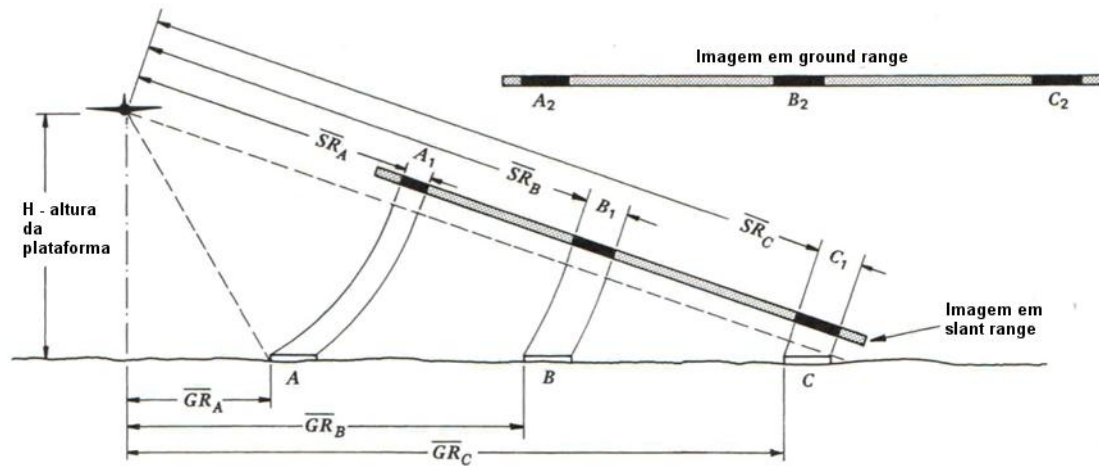
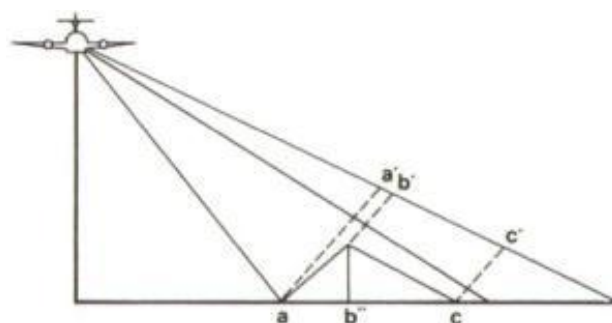


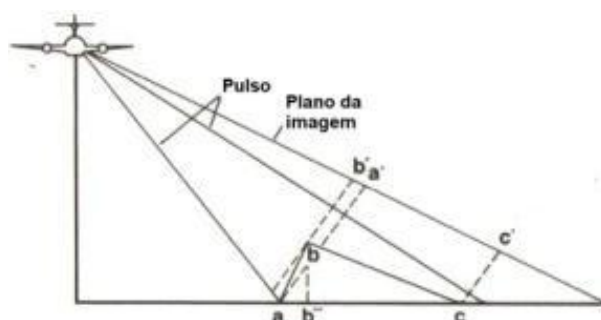
Figura 2.4 - Formato de uma imagem em *slant* e *ground-range*. Os objetos A, B e C apresentam a mesma dimensão e mesmo espaçamento no terreno. No formato *slant-range*, as dimensões e as distâncias são tal que $A_1 < B_1 < C_1$ e $AB < BC$.

Fonte: Adaptado de Lillesand et al. (2008).

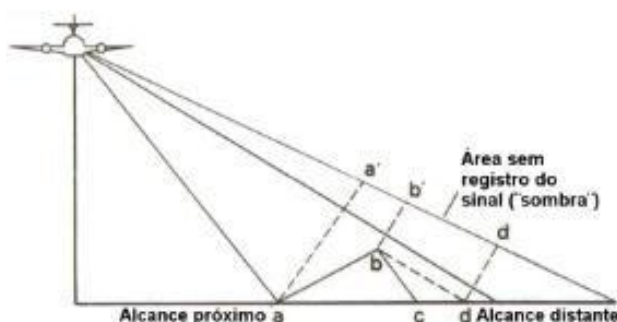
As distorções geométricas também podem ser induzidas nas imagens como consequência da topografia do terreno, prejudicando sua qualidade. Os principais tipos de distorções são o encurtamento de rampa (*foreshortening*), a inversão de relevo (*layover*) e a sombra (Figura 2.5). O encurtamento de rampa ocorre quando a declividade média da superfície imageada é inferior (ou igual) ao ângulo de incidência local, α (Figura 2.5a). A inversão de relevo se dá quando a declividade da superfície é superior a α . Esta situação ocorre em regiões de relevo pronunciado (Figura 2.5b). O efeito de sombra é observado quando a inclinação do terreno na direção contrária ao feixe de iluminação do sensor (rampa reversa) é igual ou superior ao ângulo de incidência (θ). Nesta condição não há imageamento no segmento bd (Figura 2.5c).



(a)



(b)



(c)

Figura 2.5 - Distorções geométricas das imagens de radar produzidas pela topografia do terreno: (a) encurtamento de rampa; (b) inversão de relevo; e (c) sombra.

Fonte: Adaptado de Trevett (1986).

2.1.1.3. Funcionamento básico do sistema Radar

Um radar imageador é um sistema ativo e coerente¹, que envia pulsos de microondas a intervalos regulares, e registra a parcela da intensidade da

¹Duas ondas senoidais são tidas como coerentes quando existe uma relação regular ou sistemática entre suas amplitudes ao longo do tempo (SUITS, 1983). O sistema de

radiação retroespalhada pela superfície. O funcionamento mais elementar de um sistema radar consiste na medida da distância (R) entre o sensor e o alvo, a partir da determinação do tempo de atraso do sinal emitido:

$$R = \frac{c\tau}{2} \quad (2.3)$$

onde, (c) corresponde à velocidade da luz (3×10^8 m/s) e (τ) a duração do pulso (tempo de ida-e-volta do sinal). O fator “2” aparece devido ao trajeto de ida-e-volta do sinal.

Um instrumento radar monoestático, no qual a radiação é emitida e recebida pela mesma antena, é constituído tipicamente pelos seguintes dispositivos: antena, transmissor, modulador, receptor e processador (MOORE, 1983b). A antena direciona o pulso de micro-ondas ao terreno. O transmissor emite a radiação em pulsos curtos e sucessivos (1.000 a 2.000 pulsos/s), a uma taxa da ordem de microssegundos². O modulador determina o tempo de duração do pulso, que controla a resolução em alcance (*slant*). O receptor amplifica e registra o tempo do sinal de retorno retroespalhado pelo terreno, preservando sua variação em intensidade, e o processador transforma o sinal registrado em uma imagem digital.

2.1.1.4. Radar de Abertura Sintética (SAR)

A capacidade de um sensor em discriminar objetos no terreno é denominada de resolução espacial, e representa uma medida da qualidade das imagens de radar³. Assim, quanto menor seu valor, maior a resolução. Por exemplo, um sistema radar de abertura real aerotransportado que opera em banda L ($\lambda = 30$

imageamento SAR mede a amplitude e o exato ponto de oscilação da onda de retorno (a fase), o que não ocorre nos sistemas ópticos, que registram apenas a quantidade de energia refletida (MASSONNET, 1997).

² Para o caso do satélite ERS, a taxa de emissão de pulsos (PRF - *pulse repetition frequency*) é da ordem de 1.680 Hz, o que resulta na emissão de 10 pulsos antes da recepção do primeiro eco. Isso corresponde a um deslocamento da plataforma da ordem de 40 m (HANSSEN, 2001).

³ A resolução espacial está intimamente relacionada ao tamanho de pixel, embora sejam conceitos distintos. O espaçamento de pixels depende da taxa de amostragem e a resolução da largura de banda do sistema SAR. Por exemplo, a resolução em alcance do satélite ERS-2 é de 9,6m, enquanto o espaçamento de pixels no terreno é da ordem de 20 m (KETELAAR, 2009).

cm), com tamanho da antena igual a 3 m, a uma distância de 2 km da superfície, teria uma resolução em azimute igual a 20 m. No entanto, se este mesmo instrumento fosse colocado em uma plataforma orbital a 1.000 km de altitude, a resolução em azimute não seria inferior a 10 km! Dessa forma, foi necessário desenvolver um sistema capaz de alcançar resoluções espaciais melhores. A solução encontrada, conforme descrita a seguir, foi o Radar de Abertura Sintética – SAR (RICHARDS, 2009).

No Sistema Radar de Abertura Real (RAR), a resolução em azimute (R_a) é definida como:

$$R_a = \beta R \quad (2.4)$$

sendo β a largura do feixe em azimute e R a distância sensor-alvo num dado ponto. Portanto, para atingir resoluções maiores em azimute, um sistema RAR depende de valores de β muito pequenos ($\sim 10^{-3}$ rad), sendo definido como:

$$\beta \approx \frac{\lambda}{D} \quad (2.5)$$

onde D é o tamanho físico da antena e λ o comprimento de onda.

O SAR consiste em sintetizar uma antena de tamanho muito maior que seu tamanho físico, por meio do processamento digital dos sinais⁴ refletidos pelo alvo enquanto ele é “visto” pela antena (Figura 2.6 e Figura 2.7). Assim, a resolução em azimute é dada por:

$$R_a = L \approx \frac{\lambda R}{D} \quad (2.6)$$

como o tamanho da antena sintética é L ,

$$\beta' = \frac{\lambda}{2L} \quad (2.7)$$

⁴ O processamento dos sinais retroespalhados pelo alvo enquanto ele é “visto” pelo sensor, consiste em “compensar” a variação da distância R , de tal forma que os sinais sejam adicionados em fase (ULABY et al. 1982).

sendo o fator “2” resultado da propagação do sinal de ida-e-volta. Portanto, a resolução em azimute num Sistema SAR é definida por:

$$R_a = \beta' R \quad (2.8)$$

No entanto, como o tamanho da antena sintética é dado por:

$$L \approx \beta' R \approx \frac{R\lambda}{D} \quad (2.9)$$

Então, substituindo na Equação 2.7, resulta:

$$R_a = \frac{D}{2} \quad (2.10)$$

A Equação 2.10 mostra que a resolução em azimute independe da distância sensor-alvo (R) e do comprimento de onda (λ), sendo melhorada com a diminuição do tamanho físico da antena (D). Contudo, como o sistema SAR não opera com o sinal retroespalhado contínuo, mas sim amostrado segundo a PRF (*Pulse Repetition Frequency*), para que se obtenha a máxima resolução em azimute, necessita-se de uma elevada taxa de emissão de pulsos. Para garantir que o critério de amostragem Nyquist seja satisfeito, ou seja, o sistema deve registrar uma amostra (pulso) cada vez que o sensor se desloca a uma distância igual à metade do comprimento físico da antena (ELACHI, 1988), que representa a metade da resolução em azimute, conforme a Equação 2.10. Exemplificando, um satélite que orbita a Terra em baixa altitude, a uma velocidade de 7 km/s, com uma antena de comprimento igual a 10 m, deve apresentar um valor de PRF, de no mínimo, 1,4 kHz.

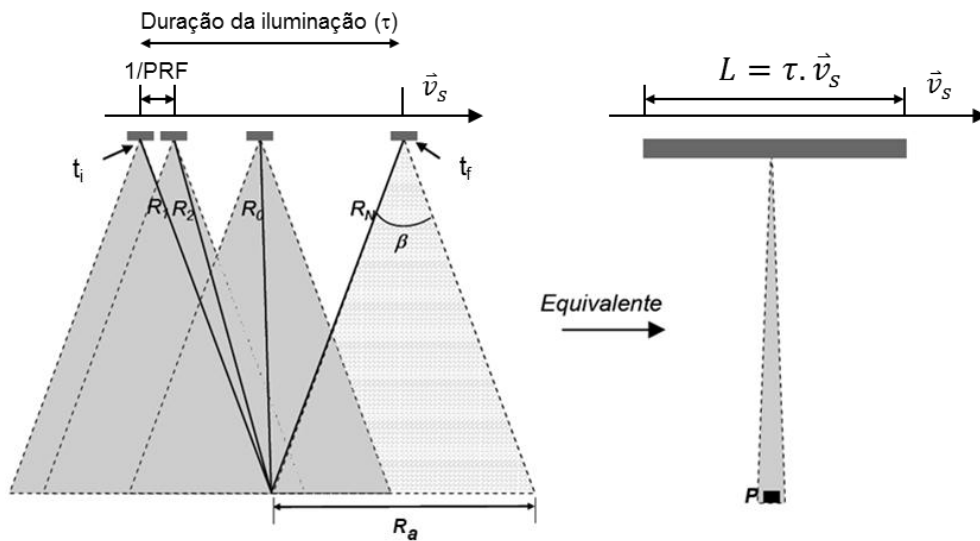


Figura 2.6 - Princípio do Radar de Abertura Sintética (SAR): o alvo num ponto P é “visto” pelo sensor em diferentes instantes, o que permite simular uma antena de grande dimensão (L), e assim alcançar resoluções espaciais maiores em azimuth. β = largura do feixe de imageamento. Fonte: Adaptado de Catita (2007).

A resolução espacial em *range* projetada no solo em ambos os sistemas (RAR e SAR) é definida como:

$$R_r = \frac{c\tau}{2 \sin \theta} \quad (2.11)$$

sendo (c) a velocidade da luz no vácuo, (τ) a largura/duração do pulso e θ o ângulo de incidência (Figura 2.7). Portanto, à medida que θ diminui e τ aumenta, a resolução em *range* é degradada. No entanto, para alcançar resoluções maiores em *range* a partir de plataformas orbitais, o sistema necessita transmitir pulsos de alta energia, já que o mesmo decresce com o inverso da distância. Uma forma de superar este problema é através da compressão de pulso – *chirp*⁵, que consiste em modulá-lo linearmente em um intervalo de frequências, de largura de banda (B_p), definido como o inverso da largura do pulso (1/τ). Assim, a resolução em range passa a não depender mais de τ:

⁵ O *chirp* é uma técnica de processamento de sinais que consiste em comprimir o sinal, de tal forma que a energia do pulso emitido seja a mesma do recebido. Isso é alcançado, “atrasando-o” apropriadamente por meio de um filtro casado (*matched filter*) (Moore, 1983a e Elachi, 1988).

$$R_r = \frac{c}{2B_p \sin \theta} \quad (2.12)$$

Como exemplo, para o satélite ERS, a técnica de compressão do pulso é usada para reduzir a largura do pulso de $\tau = 37,1 \mu\text{s}$ para 64 ns, o que resulta num aumento de resolução em range de 5,5 km para aproximadamente 9,6 m (HANSSEN, 2001).

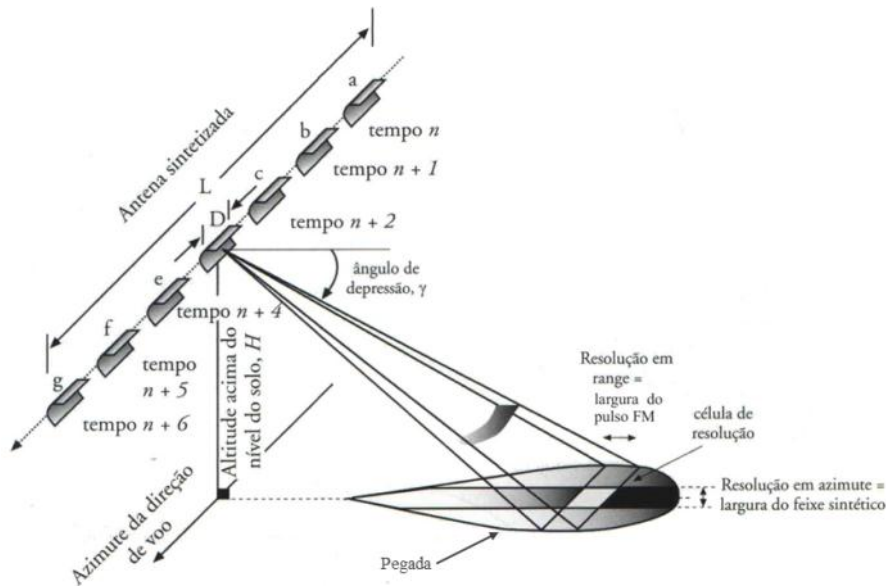


Figura 2.7 - Diagrama das resoluções em range e azimuth em um SAR. A área iluminada pela antena (“pegada”) se forma toda vez que a antena direciona um pulso de energia ao solo.
Fonte: Adaptado de Jensen (2000).

2.1.1.5. Modos de Imageamento SAR

Os sistemas SAR são capazes de operar basicamente em três modos distintos, a partir do controle do padrão de radiação da antena, a saber: *spotlight*, *stripmap* e *scanSAR* (Figura 2.8) (CARRARA et al. 1995; MOREIRA et al. 2013). No modo *spotlight*, o sensor orienta o feixe da antena de modo a iluminar sempre a mesma área no terreno conforme se desloca, permitindo obter maiores detalhes de áreas específicas. No modo *stripmap*, o direcionamento da antena é fixo em relação ao voo, o que resulta em uma faixa de imageamento paralela ao deslocamento da plataforma. O modo *stripmap* permite cobrir áreas no terreno maiores quando comparadas ao modo *spotlight*, porém com menor nível de detalhe, sendo um dos modos mais usados nos

satélites atuais. No modo *scanSAR*, o ângulo de elevação da antena é variado o que corresponderia a múltiplas faixas de imageamento (*swath*), que, quando integradas, possibilitam cobrir imensas áreas no terreno, porém com nível de detalhamento bem inferior ao dos modos anteriores.

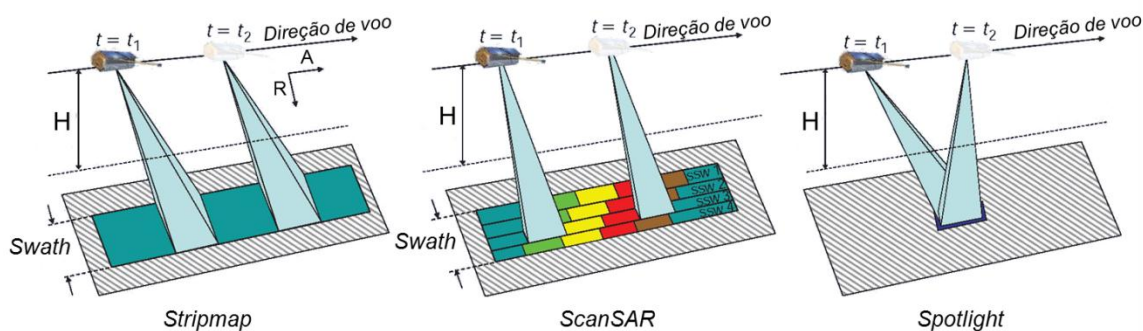


Figura 2.8 – Modos de imageamento SAR. H – altura vertical da plataforma, A – direção em azimute e R – direção em alcance.
 Fonte: Moreira et al. (2013).

2.1.1.6. Geometria de imageamento orbital

Os sistemas SAR orbitais podem operar em órbitas *ascendente* e/ou *descendente*. Na primeira, o satélite se desloca de sul para norte, com visada para leste (aproximadamente N78°), ao passo que, na segunda, o satélite se desloca de norte para sul, com visada para oeste (aproximadamente N282°), ou seja, iluminam a mesma área, sob diferentes geometrias de observação (Figura 2.9). Isso pode ser interessante, por exemplo, em estudos geológicos, quando se deseja realçar estruturas de diferentes orientações. Além disso, o sensor não ilumina a superfície terrestre a partir do nadir como nos sensores ópticos, mas ao longo da linha de visada do sensor (LOS - *line-of-sight*), que pode variar bastante em relação a vertical. Outro aspecto importante relacionado às órbitas de aquisição de imagens de radar, de especial interesse a este trabalho, está relacionado à determinação da deformação obtida por interferometria, conforme será visto mais adiante (FARINA et al. 2006). Como o radar é sensível apenas a deslocamentos ao longo de sua visada, as componentes de deslocamento perpendiculares a esta direção não são detectadas. Uma alternativa no intuito de melhor determinar o campo de

deformação é combinar medidas obtidas a partir de ambas as órbitas (ascendente e descendente).

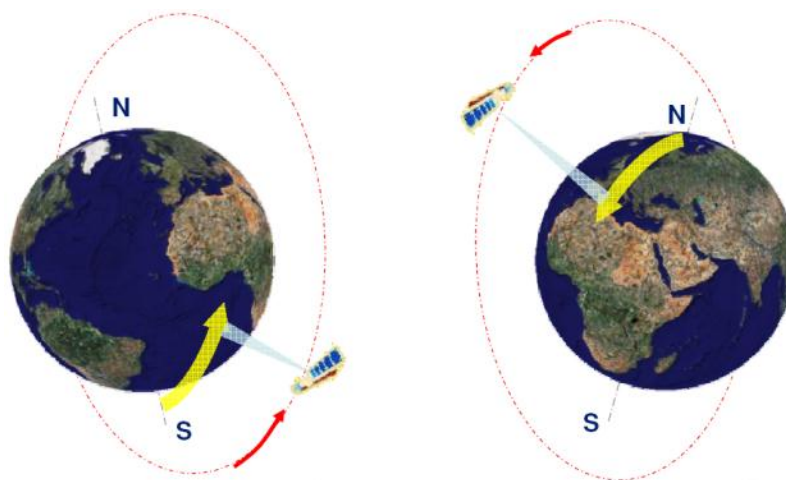


Figura 2.9 - Geometria de imageamento orbital ascendente (à esquerda) e descendente (à direita).

2.1.2. Parâmetros dos Alvos

A refletividade dos alvos depende basicamente de três parâmetros: rugosidade, propriedades elétricas (constante dielétrica) e forma-orientação dos alvos. Estes parâmetros interferem, sobretudo, na amplitude do sinal recebido pelo radar, que governa a variação de brilho das imagens.

2.1.2.1. Rugosidade

A rugosidade superficial dos alvos desempenha a maior influência na amplitude do sinal de retorno (brilho das imagens), podendo ser dividida, de acordo com Lewis e Henderson (1998), em três tipos: microescala, mesoescala e macroescala.

A rugosidade de microescala (variações do relevo da superfície e dos alvos na escala centimétrica) governa a informação tonal da imagem, sendo dependente do comprimento de onda (λ), da média das variações das alturas das irregularidades superficiais (h) e no ângulo de incidência (θ), conforme a relação:

$$h \leq \frac{\lambda}{8 \cos \theta} \quad (2.13)$$

Segundo a Equação 2.13, conhecida como critério de Rayleigh, para que um alvo se comporte como uma superfície lisa, as irregularidades de sua superfície têm que ser, na média, inferiores a 1/8 do comprimento de onda da radiação incidente. Pelo critério de Rayleigh, observa-se também que uma superfície é mais facilmente considerada como sendo lisa para maiores ângulos de incidência.

Se tomarmos um feixe de micro-ondas em banda X ($\lambda = 3,75$ cm) e $\theta = 20^\circ$, então h deve ser menor que 5 mm para que a superfície iluminada seja considerada lisa. Tipicamente, afloramentos rochosos e superfícies construídas são consideradas superfícies rugosas e apresentam forte sinal de retorno (amplitude). Superfícies lisas, como a de um lago, apresentam reflexão especular.

A rugosidade de mesoescala governa o padrão de textura da imagem em áreas terrestres, sendo representada pela “envoltória bruta” de rugosidade (Figura 2.10). No caso da vegetação arbórea, seria caracterizada pelas variações dos dosséis. A rugosidade de mesoescala está relacionada a ondulações da superfície em relação à resolução espacial do sistema radar.

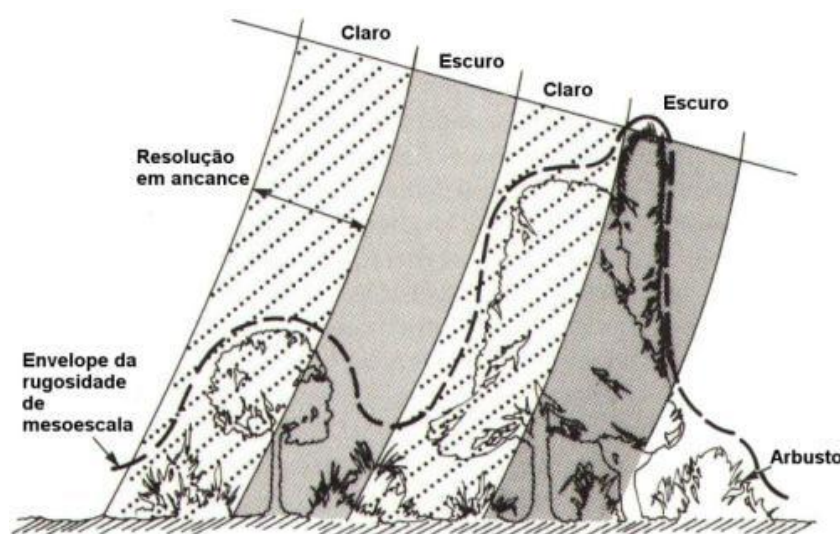


Figura 2.10 - Rugosidade superficial de mesoescala (textura), exemplificada pela vegetação arbórea.

Fonte: Adaptado de Lewis e Henderson (1998).

A rugosidade de macroescala é função de variações decamétricas do relevo topográfico, que produz padrões texturais de dimensões muito superiores ao elemento de resolução do sistema radar.

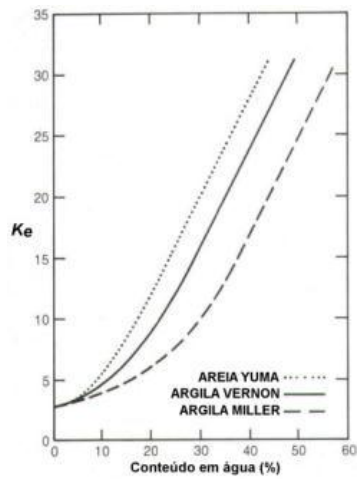
2.1.2.2. Propriedades Elétricas

A constante dielétrica, estudada pioneiramente por Michael Faraday em 1837, controla a proporção da energia refletida pelos alvos, sendo definida como uma medida da capacidade de um material em conduzir a energia elétrica (RICHARDS, 2009). A condutividade elétrica pode ser entendida como a mobilidade de elétrons em um material. Nos metais, por exemplo, os elétrons estão livres para se movimentarem, e, portanto, são considerados bons condutores elétricos. A REM ao incidir sobre um material como este, não consegue propagar-se sendo totalmente refletida, pois o campo elétrico induz correntes no material que resultam na dissipação da energia (atenuação). No entanto, a maioria dos alvos em sensoriamento remoto são não-condutores, ou “dielétricos” (WOODHOUSE, 2006).

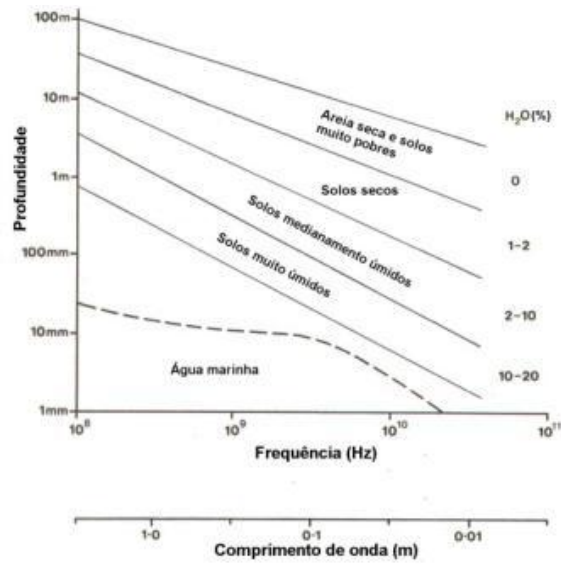
A constante dielétrica é um número complexo que inclui uma parte real ε' , e outra imaginária ε'' , que atuam exponencialmente atenuando a REM, conforme ela se propaga no meio:

$$K_e = \varepsilon' + i\varepsilon'' \quad (2.14)$$

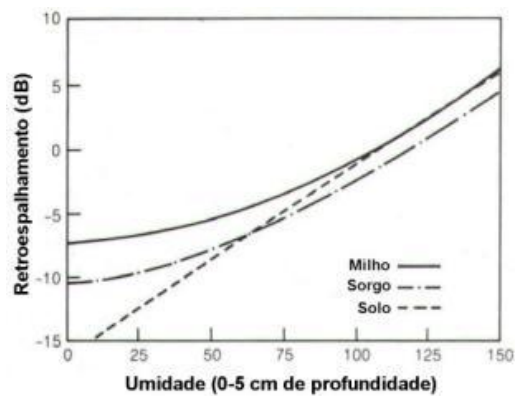
Materiais com constante dielétrica elevada (e.g. água, superfícies metálicas, etc.) são excelentes refletores e absorvem pouca energia. Quanto menor K_e , mais energia é absorvida, e maior é a profundidade de penetração da radiação. O parâmetro que apresenta maior influência na constante dielétrica dos alvos terrestres é o seu conteúdo em água (Figura 2.11). No intervalo do espectro das micro-ondas a maioria dos solos/rochas secos apresenta constante dielétrica entre 3 a 8, ao passo que a água tem valor igual a 80. Assim, solos úmidos refletem mais energia que solos secos, e aparecem nas imagens radar como feições claras.



(a)



(b)



(c)

Figura 2.11- Efeito do conteúdo em água na constante dielétrica (a), na profundidade de penetração da radiação no solo (b) e no coeficiente de retroespalhamento (c).

Fonte: Adaptado de Trevett (1986) e Sabins (1997).

2.1.2.3. Forma e Orientação

Conforme mencionado, além da rugosidade e das propriedades elétricas dos alvos, a forma e a orientação também influenciam na amplitude do sinal de retorno do radar. Por exemplo, em superfícies planas e lisas como as de um lago, quase a totalidade da energia transmitida sofre reflexão especular, resultando em um sinal de retorno bastante baixo (Figura 2.12). Por outro lado, um alvo que se comporte como um diedro exibirá um alto brilho nas imagens, uma vez que a maior parte da energia incidente é refletida de volta ao sensor. Finalmente, alguns alvos como as superfícies vegetadas tendem a aparecer com brilho intermediário, resultado de um espalhamento volumétrico, no qual a energia incidente sofre múltiplas reflexões no interior do dossel antes de retornar ao sensor.

Outra característica importante que influencia o retroespalhamento do sinal, de especial interesse a estudos geológicos, é a orientação. Alvos que se encontram dispostos ortogonalmente à visada do sensor tendem a ser mais realçados que alvos dispostos paralelamente (MACDONALD, 1980; BARBIERI e LICHTENEGGER, 2005).

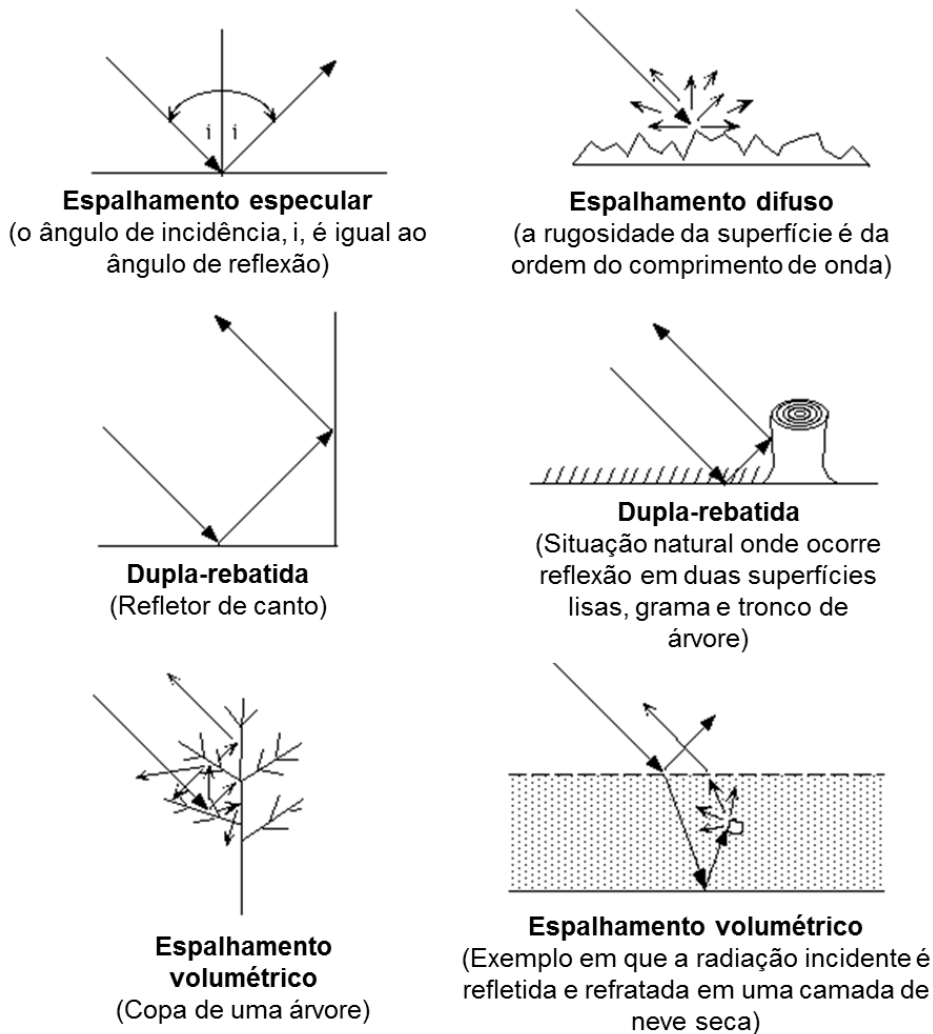


Figura 2.12 - Mecanismos de espalhamento.
Fonte: Adaptado de ESA (2000b).

2.1.3. Formação e características da imagem SAR

A formação (ou síntese) de uma imagem SAR consiste em transformar os ecos recebidos (*raw data*) em uma imagem de radar (Figura 2.13). A discriminação dos ecos nas direções em range (linhas) e azimuth (colunas) é baseada na largura de banda do *chirp* (B_p) e na largura de banda das mudanças da frequência doppler⁶ (B_D), respectivamente. Para uma descrição detalhada

⁶ Quando uma fonte emissora de ondas e um alvo estão em movimento relativo, a frequência recebida não é a mesma da frequência emitida (f_s). Quando a fonte e o alvo se aproximam um do outro, a frequência recebida é maior do que a transmitida. Quando os dois se afastam, a frequência recebida é menor do que a emitida. Esse efeito é conhecido como desvio da frequência doppler, e é definido como $\Delta f \approx \pm \left(\frac{v}{c}\right) f_s$, com $c \gg v$, sendo v a velocidade relativa entre a fonte e o alvo, c a velocidade da luz e f_s a frequência da fonte

sobre o processo de formação de imagens SAR, consultar Curlander e McDonough (1991).

Um dos métodos mais comumente usados para este propósito é a compressão de pulsos por meio de filtros casados (Figura 2.14). O filtro casado usado no processamento SAR consiste da convolução, no domínio da frequência, do eco recebido com uma função de transferência (réplica do sinal transmitido) nas direções em range e azimute. Em outras palavras, o filtro casado tem como função calcular a correlação entre o eco recebido e a função de referência, o que possibilita discriminar o(s) alvo(s) representado(s) pelo(s) eco(s) quando a correlação é máxima. A resolução espacial em range e azimute de uma imagem SAR também está associada à técnica de compressão de pulsos, que é definida na metade da potência de pico (-3dB).

(TIPPLER e MOSCA, 2006). Um exemplo familiar do uso do efeito Doppler é o radar usado pelos guardas de trânsito para medir a velocidade de um carro.

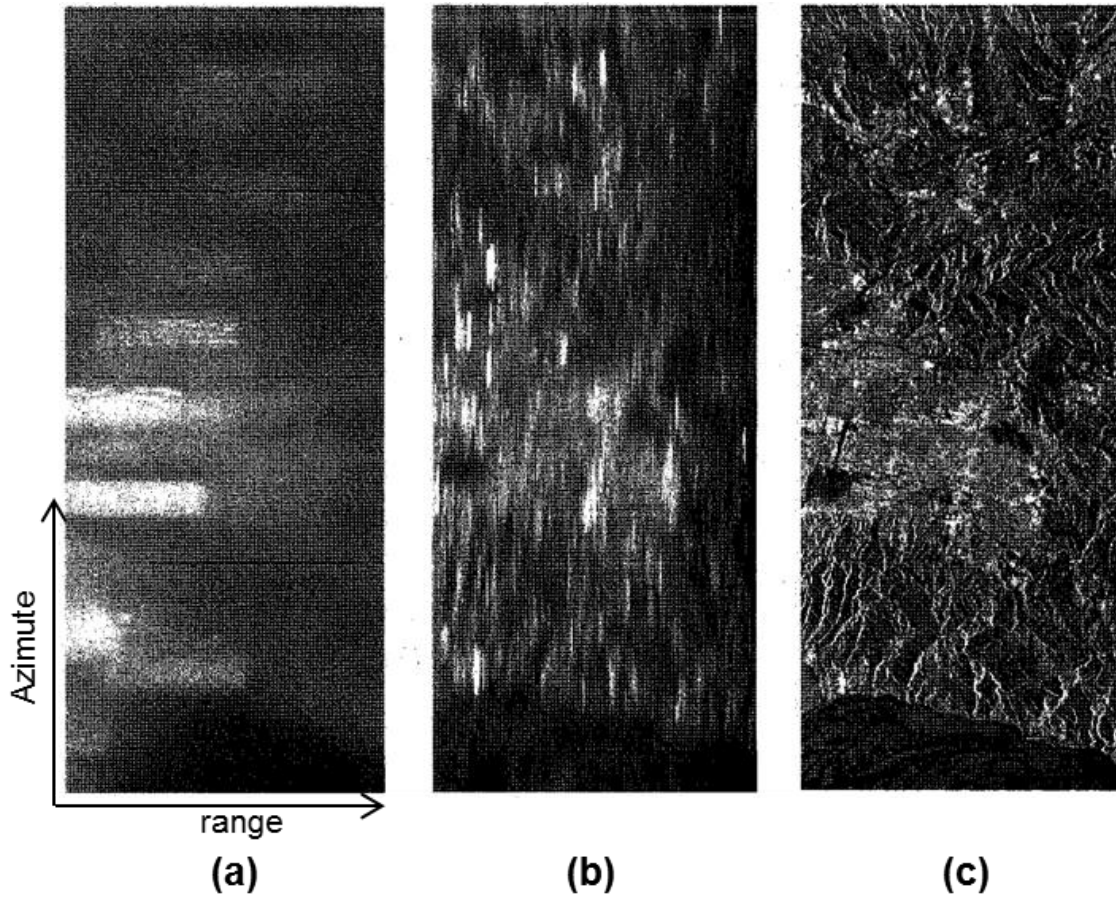


Figura 2.13 - (a) Dados brutos do satélite ERS, California, Estados Unidos; (b) dado bruto após compressão em range; (c) imagem SAR após compressão em azimute.
Adaptado de Massonnet e Souyris (2008).

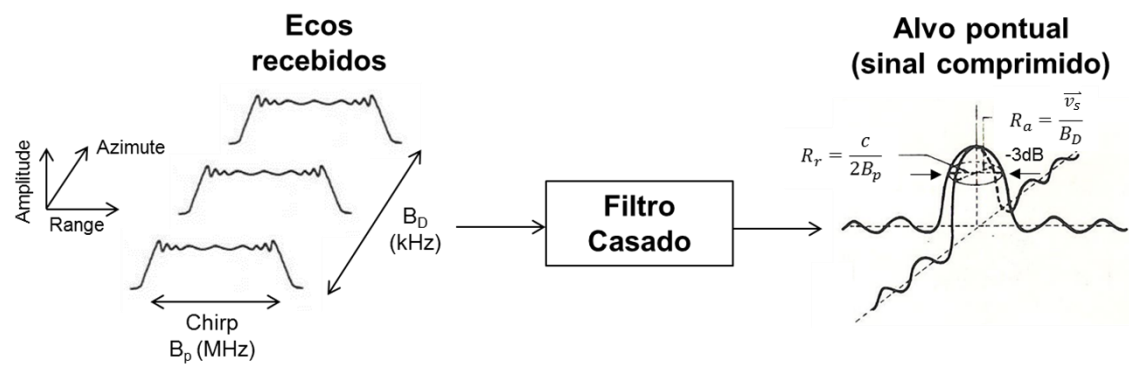


Figura 2.14 - Esquema de síntese de imagens SAR para um alvo pontual por meio de filtros casados.
Adaptado de Kovaly (1976).

No entanto, a proporção da energia transmitida pelo sistema que retorna à antena para constituir a imagem depende de uma série de fatores. Para um

sistema radar monoestático, típico de plataformas orbitais, estes fatores podem ser acomodados matematicamente na seguinte expressão (LEWIS e HENDERSON, 1998):

$$P_r = P_t(\sigma^\circ A) \left[\frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \right] \quad (2.15)$$

onde, (P_r) – potência recebida; (P_t) – potência transmitida; (σ°) – coeficiente de retroespalhamento, definido como a porcentagem de energia refletida pelo elemento de resolução, expresso em unidades de decibéis (dB)⁷. É o único parâmetro dependente das propriedades (geométricas e elétricas) dos alvos; (A) – área iluminada (definida pelo elemento de resolução do sistema); (G) – ganho da antena (capacidade em direcionar/focalizar a potência irradiada na direção do alvo); (λ) – comprimento de onda; e (R) – distância sensor-alvo.

Uma imagem de radar bidimensional é representada por linhas (na direção em azimute) e colunas (na direção em *range*), onde o brilho (intensidade) de cada pixel é proporcional à potência do sinal de retorno recebido pela antena, que varia em função da interação entre os parâmetros do sistema radar, dos alvos e do sinal de retorno.

Como foi visto, uma imagem de radar é obtida em distância real (*slant range*). A cada célula de resolução no terreno (pixel) é atribuído um valor complexo, que contém a informação resultante do somatório vetorial da amplitude (A) e fase (ϕ) do sinal de inúmeros refletores (Figura 2.15).

⁷ A notação em decibéis (dB) é uma unidade logarítmica usada para acomodar proporções de variáveis físicas muito grandes em expressões simples. A razão entre as potências emitida (W_1) e recebida (W_2) por um radar, por exemplo, pode ser comparada por meio da expressão: $\text{dB} = 10 \log W_1/W_2$. Assim, quando W_1/W_2 é igual a 10^6 seu equivalente em dB é igual a 60 (BECKMAN, 1983).

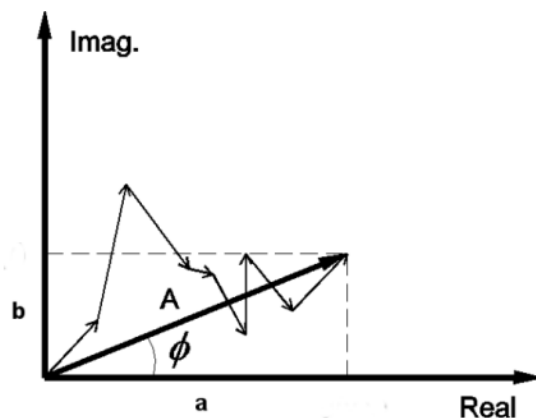


Figura 2.15 - Soma vetorial das contribuições de amplitude e fase dos refletores contidos em uma única célula de resolução de uma imagem complexa. Fonte: Adaptado de Elachi e Van Zyl (2006).

Cada pixel em uma imagem radar complexa é constituído por duas componentes, uma real e outra imaginária:

$$z = a + ib \quad (2.16)$$

que pode ser escrita como uma número complexo:

$$z = Ae^{i\phi} \quad (2.17)$$

sendo a amplitude e a fase (ou argumento de A) calculadas pelo teorema de Pitágoras, respectivamente, pelas equações:

$$A = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (2.18)$$

$$\phi = \arctg \frac{b}{a} \quad (2.19)$$

A potência do sinal de radar (ou intensidade, I) corresponde ao quadrado da amplitude (Equação 2.20). O processo de conversão da imagem complexa em amplitude ou intensidade, resulta na perda da informação de fase do sinal:

$$I = a^2 + b^2 \quad (2.20)$$

As imagens SAR são apresentadas em níveis de cinza, sendo que cada pixel está representado por valores inteiros, normalmente em conjuntos de quatro

bytes (32 bits): dois para a parte real (a) e dois para a parte imaginária (b) (ULABY et al. 1986).

2.1.3.1. Ruídos

Se o ruído não estivesse presente nos sistemas radares imageadores, a detecção dos alvos seria feita simplesmente pela amplificação do sinal de retorno. No entanto, como isso não ocorre, a potência emitida pela antena deve ser suficiente para superar o ruído. Dependendo da aplicação, a relação sinal-ruído (S/N) requerida pode variar significativamente; por exemplo, nos sistemas de telefonia varia entre 20-30 dB, de televisão é da ordem de 50 dB e nos sistemas radares situa-se no intervalo de 12 a 16 dB (MOORE 1983a).

A principal fonte de ruído que provoca distorções radiométricas nas imagens SAR é o *Speckle* (ULABY et al. 1982). O *Speckle* é um ruído multiplicativo (e.g. quanto maior o sinal, maior o ruído) que corresponde a um padrão de textura granulada (tipo “sal e pimenta”) inerente ao sistema radar (por ser um sistema coerente). O *Speckle* pode ser entendido como o resultado da superposição aleatória do sinal refletido por inúmeros refletores (de dimensões comparáveis ao comprimento de onda) contidos no elemento de resolução enquanto o alvo é visto pelo sensor, o que provoca uma variação na amplitude/potência do sinal retroespalhado. Assim, uma imagem de uma região homogênea, com σ° constante, mostrará variações de brilho pixel-a-pixel (Figura 2.16). Em termos estatísticos, assumindo-se que num elemento de resolução existam inúmeros espalhadores idênticos, independentes e randomicamente distribuídos, a voltagem instantânea detectada resultante da soma coerente dos sinais retroespalhados ocorreria como um processo gaussiano. Neste caso, a fase varia uniformemente entre 0 e 2π , a amplitude obedece a uma distribuição Rayleigh e a potência uma distribuição exponencial negativa (RANEY, 1998).

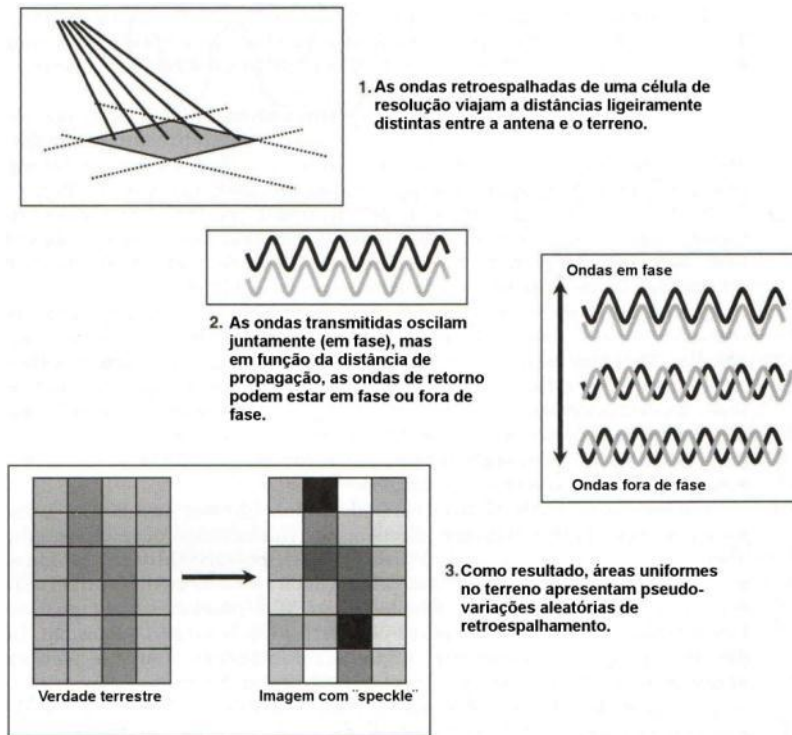


Figura 2.16 – Ilustração da formação do ruído Speckle em imagens radar.
 Fonte: Adaptado de Lillesand et al. (2008).

Existem duas maneiras de minimizar o efeito do ruído *Speckle*: (i) processamento *multi-look* (ULABY et al. 1982) e (ii) filtragem espacial (LEE et al. 1994; SANT' ANNA, 1995). O processamento *multi-look* consiste em combinar várias imagens (intensidade ou amplitude) independentes da mesma cena, a partir de subintervalos (de igual largura) da abertura sintética durante o processo de aquisição (Figura 2.17). O principal objetivo da técnica *multi-look* é reduzir a variância do ruído *Speckle* (flutuações do retroespalhamento) com relação à média da imagem, o que melhora suas propriedades radiométricas. No entanto, tem-se uma redução da resolução em azimuth, diretamente proporcional ao número de *looks* (n):

$$R_a = (n) \frac{L}{2} \quad (2.21)$$

onde (L) representa o comprimento da antena sintética. Normalmente, as imagens SAR são disponibilizadas em formato complexo de 1 *look*, denominado *Single Look Complex* (SLC).

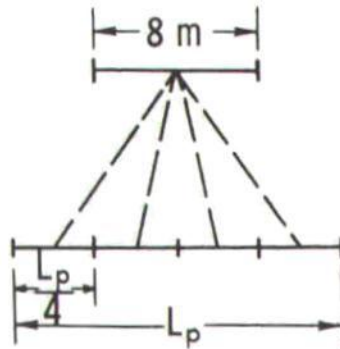


Figura 2.17 - Ilustração do procedimento para redução do ruído *Speckle* pela técnica *multi-look* em imagens SAR. Uma antena (sintética) de dimensão L_p é dividida em quatro partes iguais ($L_p/4$), e cada parte é processada individualmente para produzir um pixel de 8m e uma imagem de 4 looks, sendo a largura da antena igual a 4 m. Vista em planta.
 Fonte: Adaptado de Ulaby et al. (1982).

A filtragem espacial para redução de ruído *Speckle* e aumento da relação sinal-ruído é uma operação no domínio da imagem (após sua formação), que consiste em utilizar uma janela móvel de tamanho $N \times N$, na qual se aplica um algoritmo matemático, que substitui o pixel central por um novo valor. Os filtros redutores de *Speckle* mais conhecidos são os de Lee, Frost, Kuan e Gamma (Figura 2.18). São algoritmos adaptativos⁸ e sua principal vantagem é a de preservar a média da imagem. Entretanto, em função do tamanho da janela, levam a uma perda de resolução espacial. A maioria destes filtros requer o cálculo de médias locais e respectivos desvios padrões. Ademais, produzem uma estimativa precisa do retroespalhamento em áreas homogêneas, além de preservar as bordas e aspectos texturais em cenas não homogêneas, ou seja, aquelas onde o retroespalhamento se modifica de acordo com o tipo de alvo. Além destes filtros, são também utilizados para a redução do ruído *Speckle* os filtros de média e mediana, que não adotam nenhum modelo estatístico no processo de remoção de ruído, nem levam em conta as características estatísticas da vizinhança do pixel a ser filtrado. O filtro de média (ou de suavização) é um excelente redutor de ruído *speckle*, porém leva a uma perda de resolução espacial da imagem filtrada como a técnica *multi-look*. O filtro de mediana (ou de ordem) é usado para remover o ruído de pixels isolados.

⁸ A idéia básica dos filtros adaptativos é usar estatísticas locais obtidas por meio de janelas móveis de tamanho fixo, para determinar diferentes fatores de ponderação para suavização do ruído *speckle*.

Entretanto, pode provocar o desfocamento de bordas, desaparecimento de feições lineares e distorção na forma de objetos.

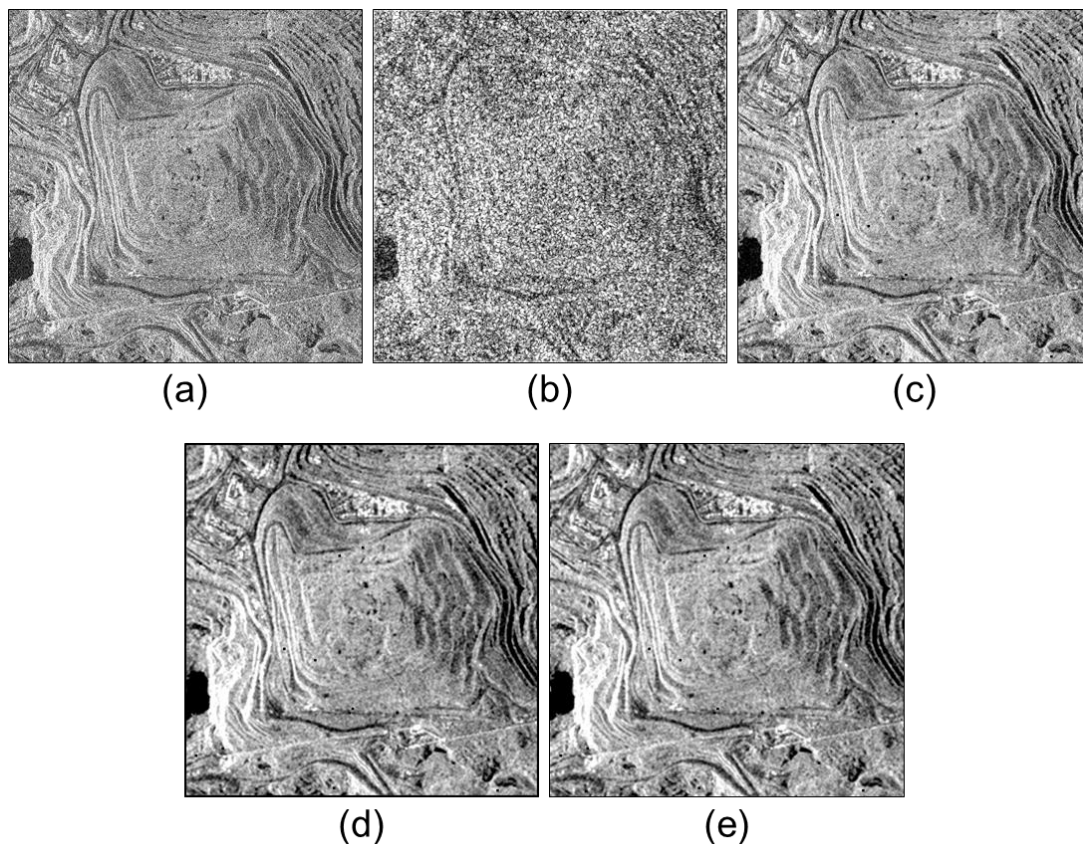


Figura 2.18 – Exemplo do desempenho de vários filtros: (a) recorte da imagem SSC do satélite TSX-1 retratando a pilha de estéril W em Carajás, Estado do Pará, sem filtragem (tamanho de píxel 1,9 x 1,3 m); (b) filtro de média; (c) filtro Lee; (d) filtro Frost; e (e) filtro Gamma. Foram usadas janelas de 7 x 7. Imagens em *slant range*.

2.1.3.2. Geocodificação de imagens SAR

Geocodificação (*SAR Geocoding*) é o processo de transformação de uma imagem *slant range* para a projeção de um mapa, o que permite compará-la ou integrá-la com outros tipos de dados (e.g. imagens de outros sensores, imagens ópticas, mapas, etc.) (Figura 2.19). A geocodificação pode ser baseada no elipsóide (GEC – *Geocoded Ellipsoid Corrected*) ou em um modelo digital de elevação (GTC – *Geocoded Terrain Corrected*). A primeira é empregada em regiões onde não se dispõem de informações topográficas (DEM), ou em áreas planas. No entanto, devido à ondulação natural da

superfície topográfica, as cenas geradas neste modo podem conter distorções de algumas dezenas de metros (ROTH et al. 1993). No segundo modo, mais realístico, indicado para regiões montanhosas, devido ao fato da superfície topográfica não ser precisamente modelada pelas equações do elipsóide ou geóide, utiliza-se um DEM, o que proporciona uma elevada precisão de posicionamento dos pixels da imagem no terreno. Este modo também é denominado como ortorretificação (MEIER et al. 1993). Para uma revisão atualizada sobre correção geométrica de imagens de sensoriamento remoto, consultar Toutin (2004).

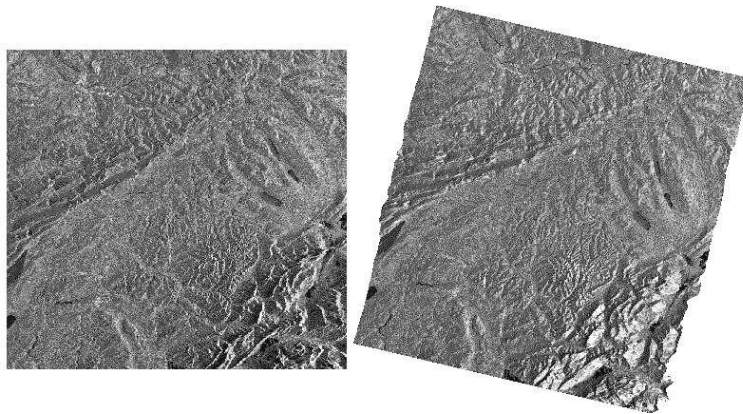


Figura 2.19 – À esquerda, imagem em *slant range* adquirida pelo sensor ERS-1 em 24 de novembro de 1991 na região noroeste da Suíça. À direita, a mesma cena geocodificada.
Adaptado de ESA (2000a).

O processo de geocodificação de imagens SAR baseia-se na solução simultânea de três equações não-lineares para três incógnitas, posição geométrica x,y,z de um alvo P (Figura 2.20) (CURLANDER et al. 1987; MEIER et al. 1993):

Equação do modelo terrestre (elipsóide)

$$\frac{x^2+y^2}{R_e^2} + \frac{z^2}{R_p^2} = 1 \quad (2.22)$$

Equação Range

$$R = \sqrt{(\vec{S} - \vec{P})(\vec{S} - \vec{P})} \quad (2.23)$$

Equação Doppler

$$f_D = \frac{2f}{c} \frac{(\vec{v}_P - \vec{v}_S) \cdot \vec{R}}{|\vec{R}|} \quad (2.24)$$

onde:

\vec{S} e \vec{P} = posicionamento da plataforma e do alvo.

\vec{v}_S e \vec{v}_P = velocidade da plataforma e do alvo

\vec{R} = distância *slant range*

f = frequência

c = velocidade da luz

R_e = raio elipsoidal equatorial médio. Qualquer desvio do modelo pode ser incorporado ajustando-se o fator R_e .

$R_p = (1 - \frac{1}{f'})R_e$, onde f' = fator de achatamento do elipsóide.

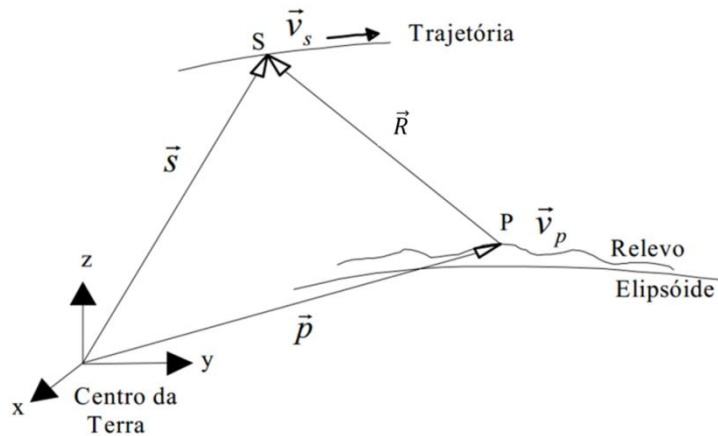


Figura 2.20 - Representação geométrica de um alvo "P" com relação ao sistema de coordenadas cartesianas geocêntrico - XYZ. Adaptado de Mura (2000).

Na prática, o procedimento de geocodificação envolve quatro operações básicas sequenciais (Figura 2.21): (1) transformação do DEM em coordenadas cartesianas; (2) projeção de cada pixel do DEM na geometria de visada do

sensor; (3) transformação dos valores de tempo e *range* em coordenadas de azimute e *range* (linha e coluna) para cada pixel do DEM, a partir da solução do sistema de equações acima descrito; e (4) atribuição do valor do nível de cinza no novo pixel da imagem geocodificada por reamostragem dos pixels da imagem SAR original.

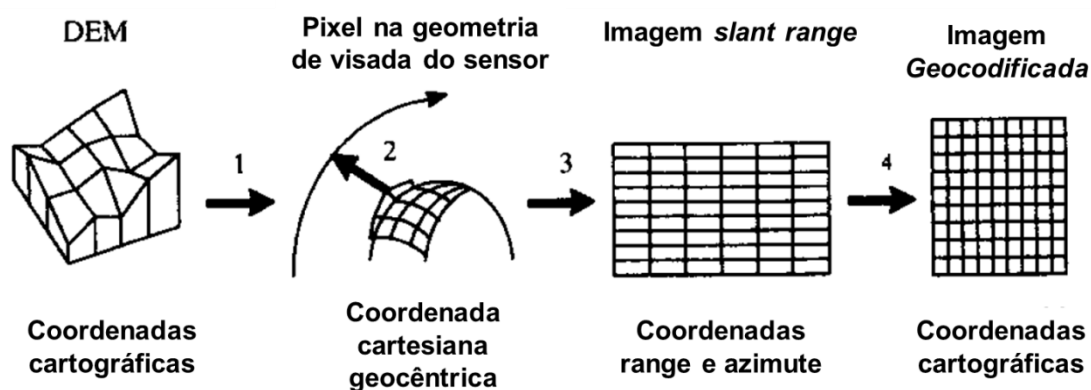


Figura 2.21 – Processo de geocodificação baseado no DEM. Para detalhes consultar o texto.

Adaptado de Bayer et al. (1991)

2.2. Interferometria SAR

A interferometria de radar de abertura sintética (InSAR) é uma técnica de sensoriamento remoto que consiste da combinação de imagens complexas obtidas por antenas em posições e/ou épocas distintas dependendo da aplicação ou do sistema. O interferograma resultante deste processo permite determinar diferenças sutis na distância em alcance, com precisão na escala de frações do comprimento de onda (da ordem de milímetros), para pixels correspondentes de um par de imagens adquiridas sob condições de geometria similares (MADSEN e ZEBKER, 1998). A primeira aplicação da técnica de interferometria SAR foi o mapeamento topográfico (GRAHAM, 1974; ZEBKER e GOLDSTEIN, 1986). Anos mais tarde, Gabriel et al. (1989) e Massonnet et al., (1993) demonstraram que a técnica de interferometria SAR diferencial (DInSAR), uma variante da tecnologia InSAR, poderia ser empregada na determinação de deslocamentos da superfície topográfica terrestre. Com o tempo, verificou-se, entre outras coisas, que a técnica DInSAR era severamente afetada pela atmosfera, o que levou, no final dos anos 90, ao

desenvolvimento da interferometria por espalhadores persistentes – PSInSAR™ (FERRETTI et al. 2000 e FERRETTI et al. 2001), havendo, desde então, uma grande disseminação de trabalhos aplicados em muitas áreas das ciências da terra e ambiental. O objetivo deste capítulo é apresentar os princípios relacionados à interferometria SAR. Artigos de síntese, capítulos de livros e aplicações podem ser obtidos em Dixon (1995), Gens e Van Genderen (1996), Rocca et al. (1997), Massonnet e Feigl (1998), Bamler e Hartl (1998), Madsen e Zebker (1998), Rosen et al. (2000), Burgmann et al. (2000), Rocca et al. (2000), ESA (2000a), Hanssen (2001), Crosetto et al. (2005), Woodhouse (2006), Delacourt et al. (2007), Simons e Rosen (2007), Massonnet e Souyris (2008), Stramondo (2008), Richards (2009), Rott (2009), Zhou et al. (2009), Prati et al. (2010), Xia (2010), Paradella et al. (2012), Hooper et al. (2012), entre outros.

2.2.1. Princípios da Interferometria SAR

A interferência de ondas de luz foi pioneiramente estudada pelo físico Thomas Young em 1803. Em seu experimento, conhecido como dupla fenda, que consiste em fazer um feixe de luz monocromática (único comprimento de onda) coerente atravessar duas pequenas aberturas, Young observou que ao se combinarem, os feixes produziam um padrão de faixas claras e escuras justapostas, denominadas como *franjas interferométricas*. As faixas claras eram produzidas pela combinação construtiva das ondas, enquanto as faixas escuras pela combinação destrutiva. Young demonstrou que o padrão de franjas dependia da diferença de fase ($\Delta\phi$), sendo proporcional à diferença de percurso dos feixes de luz (ΔR), conforme a relação (TIPLER e MOSCA, 2009):

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta R \quad (2.25)$$

onde λ é o comprimento de onda e a fase é uma medida angular, que varia de 0 a 360° (ou 0 a 2π) e indica em qual estágio do ciclo a onda se encontra num determinado instante (Figura 2.22).

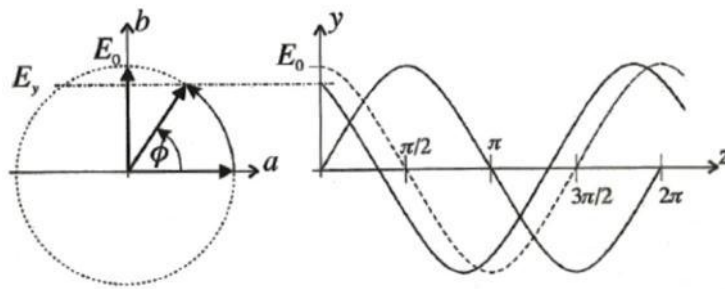


Figura 2.22 - A figura ilustra como ondas coerentes de natureza senoidal podem ser representadas por um vetor de comprimento E_0 . A amplitude da onda é a projeção do vetor no eixo-y. A fase (ϕ) é o ângulo (posição angular) que o vetor faz com o eixo horizontal.
 Fonte: Adaptado de Woodhouse (2006).

Estes princípios foram aplicados à interferometria de radar de abertura sintética (InSAR), que consiste na determinação da diferença de fase ($\Delta\phi$) de pixels homólogos entre duas imagens complexas de uma mesma área, sob condições de geometria de iluminação similares, cujo resultado é um *interferograma*. Um interferograma é um mapa bidimensional que retrata a variação de fase relativa, sendo representada por franjas de igual valor (Figura 2.23) (GENS e VAN GENDEREN, 1996; MASSONNET e FEIGL, 1998).



Figura 2.23 - Exemplo de interferograma do Monte Etna, sul da Itália, codificado no espaço de cores IHS: H - matiz (diferença de fase), S - saturação

(coerência interferométrica) e I - intensidade. Cada franja representa 250 m de elevação ($\Delta\phi = 2\pi$). Nas regiões onde o terreno é mais plano (extremidades da imagem), o espaçamento das franjas é maior. A área da imagem é de aproximadamente 40 x 40 km. O sombreamento representa o relevo (DEM), com iluminação vinda da esquerda. Notar a similaridade das franjas com a topografia.

Fonte: Massonnet e Feigl (1998).

2.2.2. Geometria InSAR

Existem dois modos básicos de imageamento para geração de um interferograma: o *monoestático* (ou de passagem única – *Single-pass interferometry*) e o *biestático* (ou de passagem repetida – *Repeat-pass interferometry*). No primeiro, duas antenas são acopladas numa mesma plataforma e separadas por uma distância fixa denominada de linha-base ou *baseline* (B). No segundo modo, uma única antena ilumina uma mesma área em épocas distintas. O modo monoestático foi empregado no projeto *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM lançado em 2000, que visou mapear a superfície de todo o globo terrestre (RABUS et al. 2003). O modo biestático vem sendo empregado com sucesso para monitorar fenômenos geomorfodinâmicos, como deslocamento de geleiras, subsidência, soerguimento, escorregamentos de encostas, entre outros (KLEES e MASSONNET, 1999). A geometria básica do imageamento InSAR está representada pela Figura 2.24. As antenas S1 e S2 estão separadas espacialmente por uma distância B (linha-base) na direção perpendicular à trajetória das plataformas.

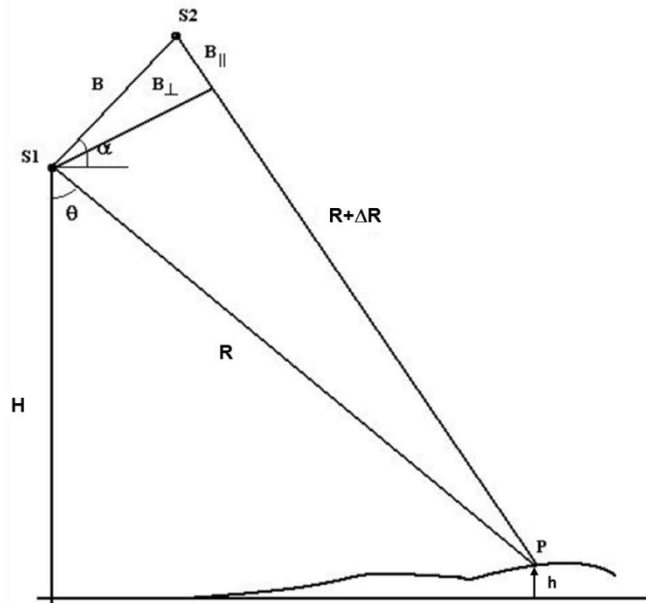


Figura 2.24 - Geometria do imageamento InSAR. S1 e S2 correspondem às posições das antenas. B é a linha-base, B_{\perp} é a componente perpendicular da linha-base, B_{\parallel} é a componente paralela da linha-base, α é o ângulo de inclinação da linha-base, θ é o ângulo de visada do sensor, H é a altura da plataforma, R corresponde à distância em alcance e h é a altitude do terreno no ponto P com relação a uma superfície de referência (Datum).

2.2.3. Fase Interferométrica

De acordo com Bamler e Hartl (1998), a diferença de fase ($\Delta\phi$) ou fase interferométrica entre duas imagens complexas corrigidas⁹ pode ser obtida pelo produto da primeira (*master image*) pelo complexo conjugado da segunda (*slave image*), conforme as equações abaixo. Dado que z_1 e z_2 correspondem

⁹Como foi dito, o interferograma é o resultado do produto da imagem de referência pelo complexo conjugado da imagem escrava de uma mesma área, adquiridas em posições ligeiramente diferentes, o que implica que as coordenadas das imagens para um mesmo alvo serão diferentes. Ou seja, existe um deslocamento entre as duas imagens. Dessa forma, o corregristo de imagens SAR é uma das primeiras etapas do processamento interferométrico, e consiste no ajuste preciso da grade de pixels de uma imagem escrava (*slave*) a de uma imagem de referência (*master*) (MURA, 1992). Tradicionalmente, as técnicas para estimar o deslocamento entre cenas estão baseadas na correlação cruzada de imagens de amplitude. No entanto, devido à descorrelação temporal causada por mudanças na superfície entre as aquisições, o grau de correlação pode ser muito baixo, o que implica num corregristo pouco preciso (XIA, 2010). Franceschetti e Lanari (1999) descrevem que um corregristo ruim leva a um aumento do ruído do interferograma. Por exemplo, um erro de corregristo da ordem de 1/20 do tamanho do pixel gera um valor de coerência (este conceito será descrito mais adiante) de 0,996 e um desvio padrão da fase de 10° .

às imagens obtidas, respectivamente, pelas antenas S1 e S2, representadas na forma exponencial complexa, tem-se:

$$z_1(x, y) = A_1 e^{i\phi_1} \quad (2.26)$$

$$z_2(x, y) = A_2 e^{i\phi_2} \quad (2.27)$$

O produto da primeira imagem pelo complexo conjugado da segunda é dado por:

$$S = z_1 \cdot z_2^* = A_1 A_2 e^{i(\Delta\phi)} \quad (2.28)$$

onde

$$\Delta\phi = \arg[S] = \phi_1 - \phi_2 \quad (2.29)$$

Conforme foi visto, a diferença de fase é provocada pela diferença de percurso entre a fonte emissora da radiação e o alvo. Portanto,

$$\Delta\phi = \arg[S] = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (2.30)$$

onde o fator 4 na equação acima refere-se ao percurso de ida-e-volta do sinal. Dependendo dos propósitos de aplicação, a fase interferométrica pode ser convertida em topografia ou deformação (DIXON, 1995; MADSEN e ZEBKER, 1998). No primeiro caso, aplicando-se a lei dos cossenos no triângulo definido por S1, S2 e P, conforme a Figura 2.24, tem-se:

$$(R + \Delta R)^2 = B^2 + R^2 - 2 \cos(90^\circ - \theta + \alpha) \quad (2.31)$$

Como a distância sensor-alvo R é muito superior à linha-base B, os sinais transmitidos pelas antenas S1 e S2 podem ser considerados paralelos (ZEBKER e GOLDSTEIN, 1986). Assim, a diferença em alcance passa a ser expressa pela linha-base paralela:

$$\Delta R = B_{||} \quad (2.32)$$

e o valor de h para o ponto P na Figura 2.24 pode ser obtido pela relação:

$$h = H - R \cos \theta \quad (2.33)$$

No entanto, para se obter estimativas acuradas de “h”, é necessário determinar com bastante precisão as geometrias de aquisição das imagens. Por exemplo, para se obter uma acurácia de apenas 2 m a partir de uma plataforma a 500 km de altitude, com ângulo de incidência de 30° , o erro de atitude da plataforma deve ser inferior a 1 arcosegundo (DIXON, 1995). Tal acurácia é viável apenas adotando-se técnicas modernas de rastreamento de plataforma, como o sistema de posicionamento global – GPS.

O processo de conversão da fase interferométrica em deformação será visto em mais detalhe no item 2.2.9.

2.2.4. Ambiguidade de Fase

Devido à natureza periódica (cíclica) das ondas, a fase interferométrica varia como múltiplos de 2π . Para que a fase interferométrica possa ser utilizada, é preciso converter a diferença de fase cíclica (relativa) em diferença de fase absoluta, proporcional à diferença em alcance. Este processo é denominado como desdobramento de fase (*phase unwrapping*) e consiste na adição correta de “n” múltiplos de 2π ao valor de fase medido, sendo uma etapa fundamental no processamento interferométrico. No caso em que a informação de fase não possui perturbações (e.g. ruído, *aliasing*¹⁰, descontinuidade do sinal original, etc.), a fase absoluta pode ser determinada simplesmente integrando-se os gradientes de fase de todo o conjunto de dados a partir de um ponto de referência, independentemente da direção de integração (Figura 2.25, GENS, 2003). No entanto, o processo de desdobramento de fase torna-se problemático, sobretudo, quando a fase é ruidosa (baixa coerência interferométrica) e/ou o gradiente de fase entre pixels adjacentes é superior a 2π (distorções devido a relevos pronunciados), o que ocorre frequentemente,

¹⁰ *Aliasing* é um efeito que ocorre quando há sub-amostragem do sinal original. Segundo o critério de amostragem Nyquist, este efeito é eliminado mantendo-se uma taxa de amostragem duas vezes superior ao período, ou seja, o equivalente a uma amostra a cada mudança de fase inferior a π (GHIGLIA e PRITT, 1998).

resultando em resíduos, que dificultam a tarefa do algoritmo em distinguir a variação da fase “perturbada” das descontinuidades da fase relativa.

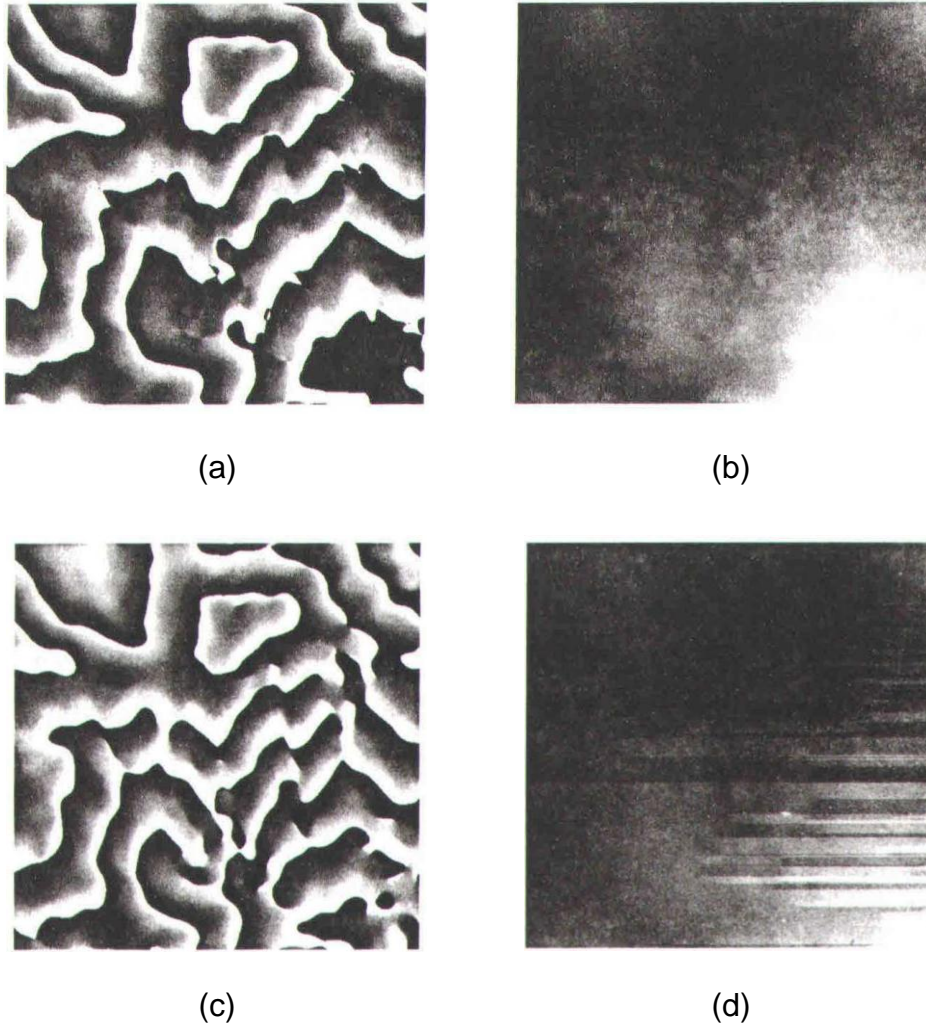


Figura 2.25 - Exemplo do efeito dos resíduos no desdobramento de fase: (a) fase relativa, sem resíduos; (b) fase absoluta. Não são observados artefatos (informações espúrias); (c) fase relativa, com resíduos; (d) fase absoluta na qual são observados artefatos (faixas na direção de integração da fase) associados aos resíduos. Nestas regiões do interferograma a magnitude das diferenças de fase são superiores a π . A alteração na direção de integração produziria um resultado distinto, mas não eliminaria os artefatos. Adaptado de Ghiglia e Pritt (1998).

Deste modo, erros locais podem se propagar e afetar toda a imagem (Figura 2.26). Para solucionar o problema do desdobramento de fase bidimensional existe um grande número de algoritmos (GHIGLIA e PRITT, 1998; ZEBKER e LU, 1998). Dentre estes, um dos mais utilizados ainda hoje, devido a sua

eficiência, facilidade de implementação e velocidade de processamento, é o de Goldstein et al. (1988). De maneira abreviada, o algoritmo opera conectando os resíduos mais próximos, até o momento em que este conjunto de conexões (denominadas como “*branch cuts*”) se neutraliza. Quando todos os resíduos do interferograma são neutralizados, a fase relativa pode ser integrada em qualquer direção que não atravesse as regiões corrompidas do interferograma (Figura 2.26).

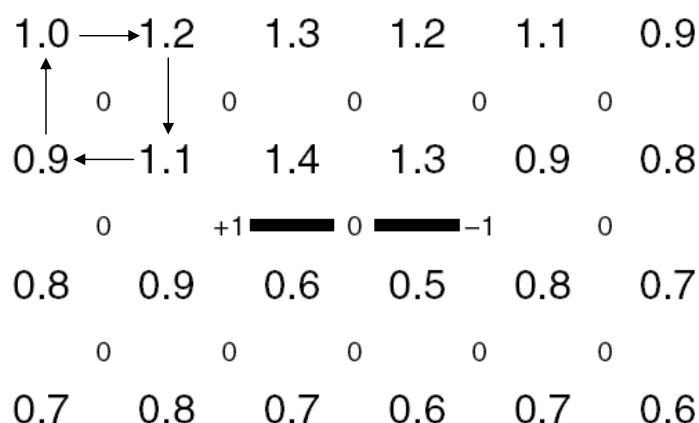


Figura 2.26 - Interferograma hipotético no qual os números grandes representam os valores de fase relativa (em ciclos) e os números pequenos o resultado da soma de seus valores adotando-se uma janela de 2 x 2 pixels, integrada no sentido horário. As integrações podem resultar, eventualmente, em valores negativos e positivos (resíduos). No algoritmo de Goldstein, os resíduos são isolados no interferograma (linha espessa).
Fonte: Adaptado de Chen (2001).

Entretanto, em áreas muito ruidosas, a solução de Goldstein pode mostrar-se incompleta. Neste sentido, Costantini (1998) apresentou um método robusto para o problema do desdobramento de fase bidimensional, baseado em técnicas de fluxo de custo mínimo (*Minimum Cost Flow – MCF*), que, ao invés de evitar as conexões dos resíduos (*branch cuts*) durante o processo de integração da fase, como no método de Goldstein, quantifica-as globalmente pixel a pixel, minimizando-as no interferograma desdobrado. Para o caso de uma longa série temporal de interferogramas diferenciais, o desdobramento de fase torna-se um problema tridimensional (*3D phase unwrapping*). Como consequência, pode haver um número limitado de pixels coerentes, dificultando

o desdobramento da fase. A fim de solucionar este problema, Pepe e Lanari (2006) propuseram um novo algoritmo, que combina a solução de uma rede de fluxo de custo mínimo (MCF) com a triangulação espacial de Delaunay, computada a partir de pixels coerentes comuns ao conjunto de n interferogramas.

2.2.5. Efeito “Terra Plana”

O efeito Terra Plana (*Flat Earth effect*) está relacionado às franjas interferométricas resultantes da variação linear da fase na direção em alcance (Figura 2.27), mesmo com a ausência de relevo, devido à visada lateral do sistema SAR. No caso de órbitas paralelas, estas variações aparecem na imagem como franjas alinhadas, dispostas paralelamente a direção de deslocamento da plataforma, podendo ser formuladas como (FERRETTI et al. 2007; PRATI et al. 2010):

$$\phi_{flat} = \frac{4\pi B_{\perp} s}{\lambda R \tan \theta} \quad (2.34)$$

onde B_{\perp} é a linha-base perpendicular, s variação em alcance dos alvos, R é a distância sensor-alvo, θ é o ângulo de incidência e λ o comprimento de onda. Portanto, a rampa de fase devido ao efeito Terra Plana pode ser removida analiticamente, desde que se disponha de informações orbitais precisas.

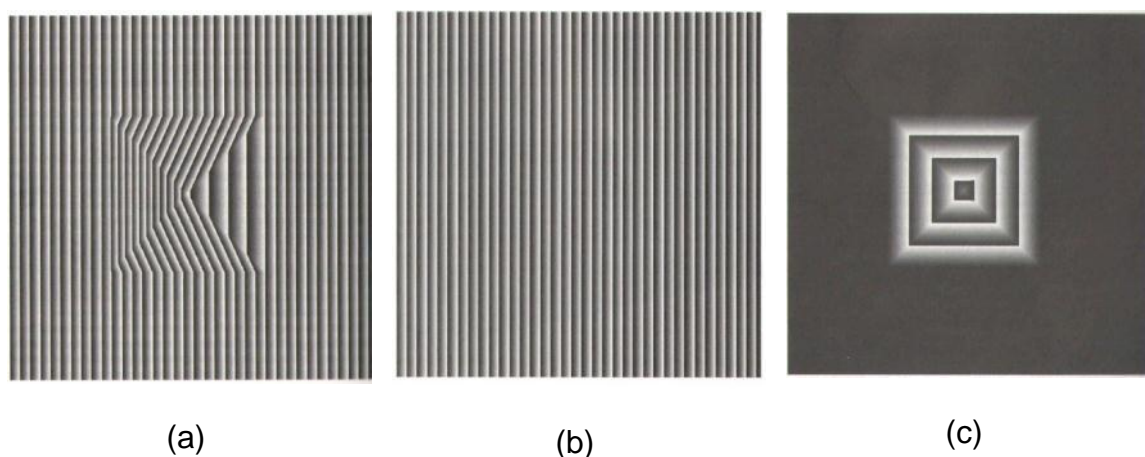


Figura 2.27 - Correção da Terra Plana para uma situação hipotética: (a) interferograma bruto para uma área plana, com uma pirâmide no centro da imagem. A

direção em alcance aumenta para direita; (b) interferograma Terra Plana simulado a partir de (a); (c) interferograma corrigido, “a” menos “b”.
Fonte: Woodhouse (2006).

2.2.6. Fontes de erros e limitações dos interferogramas

Como um interferograma é construído a partir do cálculo da diferença de fase entre duas imagens SAR corregistradas, qualquer fator que afete a fase do sinal de radar irá afetar o interferograma resultante (HANSSEN, 2005). Para o caso de imagens obtidas no modo biestático, há diversos fatores que interferem no valor final da fase, e que necessitam ser considerados durante o cálculo do interferograma:

- I. *Ruído térmico*: qualquer condutor elétrico é uma fonte de ruído, que é originado pelo movimento aleatório de elétrons livres, por efeito da agitação térmica (BECKMAN, 1983). O ruído térmico aleatório depende especificamente do sistema radar, sendo modelado como (ZEBKER e VILLASENOR, 1992):

$$\rho_t = \frac{SNR}{1+SNR^{-1}} \quad (2.35)$$

onde SNR corresponde a razão sinal-ruído do sensor. Na prática, isto significa que mesmo quando o corregistro das imagens SAR é perfeito e o alvo imageado é coerente, o ruído termal impede que a coerência interferométrica alcance seu valor máximo (MASSONNET, 1993).

- II. *Erros orbitais*: erros no vetor de estado da plataforma podem ser descritos como componentes vertical, longitudinal e transversal (Figura 2.28). Erros longitudinais podem ser corrigidos durante o processo de corregistro entre duas imagens SAR. No entanto, os erros vertical e transversal irão se propagar como erros de fase sistemáticos no interferograma (franjas orbitais), podendo ser representados como um vetor-ruído superposto à linha-base. Estes erros resultam em uma contribuição de fase de longo comprimento de onda no interferograma. Uma das formas de correção das franjas orbitais é por meio de modelos

polinomiais, a partir do vetor de estado da plataforma (HANSSEN, 2001).

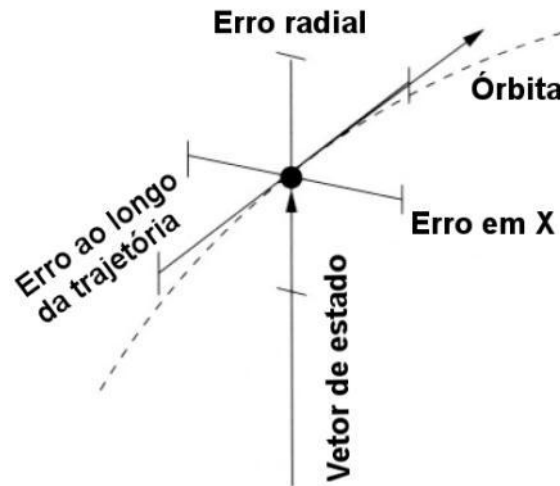


Figura 2.28 – Representação tridimensional da órbita, e vetores de velocidade e estado. Estão incluídas as barras de erros vertical (radial), longitudinal (along-track) e transversal (across-track).
Fonte: Adaptado de Hanssen (2001).

- III. *Efeito topográfico*: decorre do efeito da paralaxe, uma vez que o radar observa a superfície topográfica a partir de pontos ligeiramente distintos. A contribuição topográfica produz franjas topográficas (*topographic fringes*), que representam o relevo aproximadamente como isolinhas de contorno. Uma maneira de expressar a mudança de altitude necessária para produzir uma franja topográfica, designada por altitude de ambiguidade (*altitude ambiguity*), é através da relação (FERRETTI et al. 2007):

$$h_a = \frac{\lambda R \sin \theta}{2B_{\perp}} \quad (2.36)$$

onde R é o alcance sensor-alvo, θ é o ângulo de incidência e B_{\perp} é a componente perpendicular de separação orbital da linha-base. Para o caso (particular) no qual a separação orbital é igual à zero, a altitude de ambiguidade tenderia ao infinito, e, portanto não haveria nenhuma contribuição topográfica. No caso do satélite TSX-1, onde $\lambda = 3,1$ cm, $\theta = 20^\circ$ e $R = 546$ km, se $B_{\perp} = 300$ m, uma mudança na fase

interferométrica de 2π (uma franja) corresponderia a uma diferença de altitude de cerca de 9,6 m. Portanto, segundo a Equação 2.36 quanto maior B_{\perp} , mais preciso o cálculo da altitude. No entanto, esta relação é válida até certo limiar, a partir do qual o sinal interferométrico se descorrelaciona, conforme será visto mais adiante.

- IV. *Ângulo de inclinação limite da superfície*: uma das limitações da interferometria SAR está relacionada à declividade da superfície. Em áreas declivosas, nas quais a variação de fase é superior a π , o sistema interferométrico não consegue resolver os alvos. A máxima inclinação suportada pela interferometria é dada por (HAGBERG e ULANDER, 1993):

$$\alpha_{m\acute{a}x} = \arctg \left(\frac{\lambda R \sin \theta}{4 S_a B_{\perp}} \right) \quad (2.37)$$

onde λ representa o comprimento de onda, R à distância sensor-alvo, θ o ângulo de incidência, S_a o espaçamento entre pixels no terreno e B_{\perp} a linha-base perpendicular. Portanto, nota-se pela equação, que o limite máximo suportado pelo sistema varia ao longo da faixa de imageamento. Adicionalmente, constata-se que este limite é inversamente proporcional a B_{\perp} e diretamente proporcional a λ . Delacourt et al. (2003) relatam que na porção sul dos Alpes franceses 31% da superfície não é “vista” pelo satélite ERS em sua órbita descendente; porém, combinando-se dados de órbitas descendente e ascendente, este valor é reduzido para apenas 7%.

- V. *Artefatos atmosféricos*: as características da atmosfera não são as mesmas entre imagens adquiridas em épocas distintas. Heterogeneidades na troposfera (camada mais inferior da atmosfera, cuja espessura média é da ordem de 11 km nas latitudes médias) podem causar uma perda do sinal ou afetar o seu tempo de propagação, pois modificam o comprimento de onda da radiação (FRANCESCHETTI e LANARI, 1999), o que altera a distância real sensor-alvo (GOLDSTEIN, 1995). Segundo Tarayre e Massonnet

(1996), em áreas montanhosas podem ocorrer dois tipos de artefatos atmosféricos: (i) os de baixa frequência espacial correlacionados à topografia, provocados por mudanças homogêneas na atmosfera e (ii) os de alta frequência correlacionados à deformação, provocados por heterogeneidades locais de pequena escala. Estes artefatos não podem ser removidos com um único interferograma, já que a maioria das heterogeneidades atmosféricas não são correlacionadas no tempo. A única forma de removê-los é comparando um grande número de interferogramas independentes (ZEBKER et al. 1997; DELACOURT et al. 2007). Segundo Zebker et al. (1997), mudanças na umidade atmosférica da ordem de 20% podem induzir a erros de 10 cm no caso da deformação e de 100 m em mapas topográficos derivados de pares interferométricos com geometrias de aquisição desfavoráveis. Heterogeneidades na ionosfera também podem produzir artefatos (Figura 2.29), mas são menos importantes que os artefatos troposféricos, uma vez que a densidade de elétrons na ionosfera se altera muito lentamente no espaço. A ionosfera é tratada como uma casca esférica que vai de 60 a 600 km de altura, na qual a densidade de elétrons livres (que resultam da ionização da ionosfera pela radiação ultravioleta e de raios-X) é assumida como constante e homogênea no tempo. Os sinais do sensor SAR ao atravessarem a ionosfera são dispersivamente atrasados ao longo de suas trajetórias devido à interação com os elétrons (HANSSEN, 2001). Massonnet e Feigl (1995) mostraram uma anomalia ionosférica sobre o vulcão Etna, Itália, em forma de triângulo de lado da ordem de 4 km, que provocou um avanço de fase (diminuição na distância sensor-alvo) de cerca de 2π . Moreira et al. (2013) afirmam que os artefatos produzidos pela ionosfera são mais significativos em interferogramas gerados a partir de imagens produzidas nas bandas L e P. Os erros atmosféricos podem ser estimados em interferogramas individuais a partir de alguns métodos, dentre eles destacam-se os modelos numéricos climáticos, as redes de GPS e os dados produzidos a partir de espectraloradiômetros imageadores (LI et al. 2006).

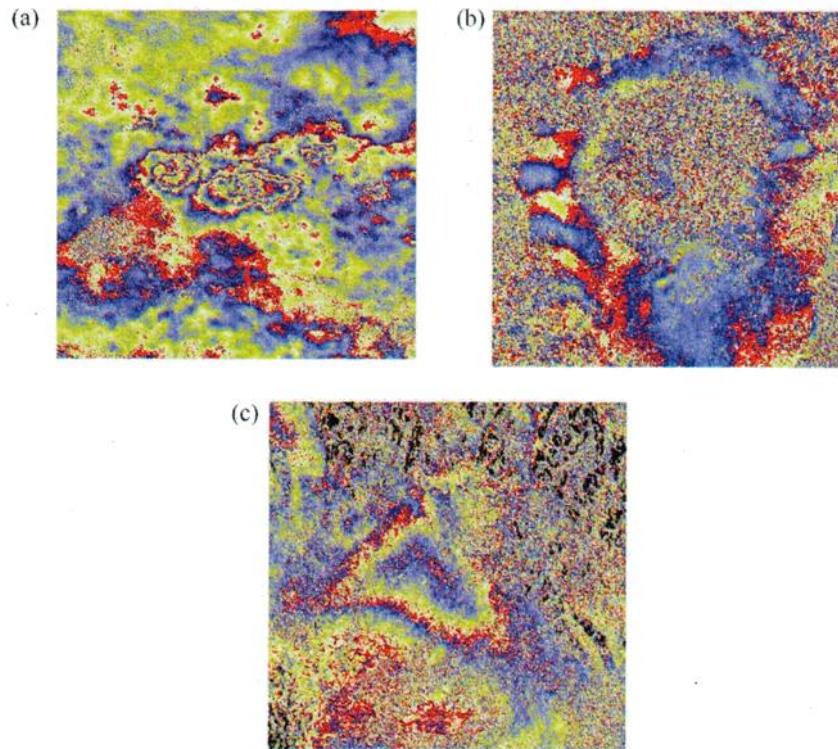


Figura 2.29 - Exemplos de artefatos atmosféricos em interferogramas: (a) nuvens (cumulus); (b) cadeia de nuvens; (c) “buraco” na ionosfera. Adaptado de Massonnet e Souyris (2008).

VI. *Deslocamento espectral*: o deslocamento espectral (*spectral shift*) entre duas imagens SAR pode ocorrer nas direções em alcance e em azimute (Figura 2.30), sendo corrigido durante o corregristo das cenas SAR. No primeiro caso, mais significativo, ele acontece pela mudança no ângulo de visada entre duas ou mais aquisições, e depende também da declividade local. No segundo caso, está associado a uma possível variação no ângulo de “apontamento” da antena, devido ao deslocamento da plataforma¹¹. Massonnet e Feigl (1998) relatam que, para o satélite ERS-1, este ângulo não deve exceder 0,3°. Com intuito de removê-lo, uma vez que se comporta como um ruído no

¹¹ No sistema de imageamento SAR, um alvo é resolvido projetando-se um número sucessivo de pulsos, a uma taxa regular, enquanto a plataforma se desloca. Neste processo, a velocidade relativa da plataforma em relação ao alvo se altera, causando o chamado Efeito Doppler. Conforme ela se aproxima do alvo, a distância entre ambos diminui e a *frequência Doppler* (f_d) aumenta, até a posição na qual esta distância é mínima, a partir da qual f_d começa a diminuir. Nesta posição (distância mínima), a direção do feixe de iluminação é perpendicular ao alvo, sendo designada como *Doppler Centróide*, assumindo valor igual à zero (HANSEN, 2001).

interferograma, são implementados filtros em ambas as direções, que preservam a região do espectro comum às imagens, e carregam a informação interferométrica (GATELLI et al. 1994; BAMLER e HARTL, 1998; FERRETTI et al. 2007). Como consequência, tem-se uma melhora na coerência interferométrica, e menos problemas durante o desdobramento de fase (HANSSSEN, 2001). O total de desvio espectral provocado pela mudança no ângulo de visada do sensor, segundo Gatelli et al. (1994), pode ser formulado como:

$$\Delta_f = \frac{cB_{\perp}}{\lambda R \tan(\theta - \alpha)} \quad (2.38)$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo, B_{\perp} é a linha-base perpendicular, λ é o comprimento de onda, R é a distância sensor-alvo, θ é o ângulo de incidência e α a declividade do terreno.

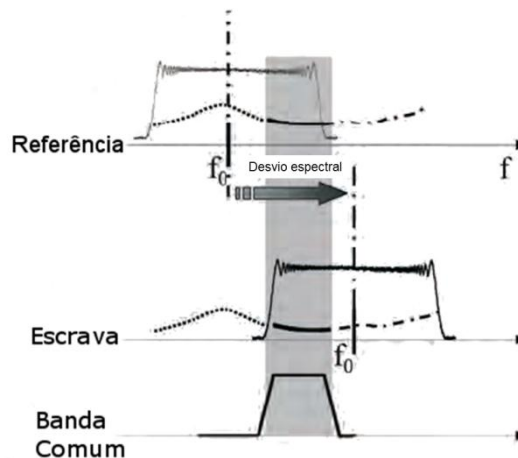


Figura 2.30 – Deslocamento espectral. Os filtros de deslocamento espectral são aplicados em ambas as direções, e visam manter a região do espectro comum às imagens, que contém a informação útil. Fonte: Adaptado de Ferretti et al. (2007).

VII. *Gradiente máximo de deformação detectável*: deslocamentos no terreno muito acentuados não podem ser detectados pela tecnologia InSAR (RAUCOULES et al. 2009). Poucos são os trabalhos na literatura que descrevem claramente este limite, e os que procuram fazê-lo, acabam estabelecendo valores discrepantes. Por exemplo, Massonnet e Feigl (1998), em artigo de revisão clássico, relatam que o limite máximo de detecção é de uma franja interferométrica por píxel, ou a razão entre o comprimento de onda pelo tamanho do píxel. Klees e Massonnet (1999) afirmam que o limite é de $\lambda/2$. Sabater et al. (2011) e Wasowski e Bovenga (2014) estabelecem o limite máximo de deformação como sendo $\lambda/4$. Como o efeito de *aliasing* se aplica a diferença de fase tanto no domínio do tempo quando no domínio do espaço, não existe um valor fixo para o gradiente máximo de deformação detectável por InSAR. Apesar deste limite parecer pequeno, não significa que não se possa detectar deformações maiores (Figura 2.31). Uma das maneiras de se aumentar o limite de detecção seria aumentar o comprimento de onda e/ou a resolução temporal do satélite. Outra possibilidade, utilizada em áreas submetidas a taxas de deformação bastante elevadas, da ordem de alguns metros por ano, seria a técnica conhecida como *offset-tracking* ou *pixel tracking*, que baseia-se no cálculo dos deslocamentos (em range e em azimuth) de pixels homólogos de imagens SAR tomadas em diferentes épocas (STROZZI et al. 2002).

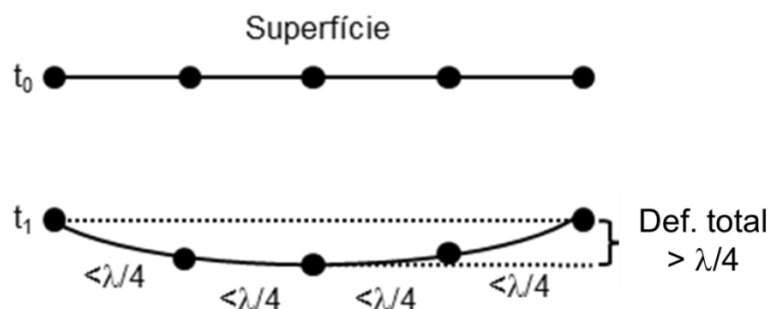


Figura 2.31 – O diagrama ilustra o gradiente de deformação máximo detectável. Se os deslocamentos alcançam valores superiores a $\lambda/4$ entre aquisições e entre pixels adjacentes, não é mais possível monitorá-los por interferometria SAR.

2.2.7. Qualidade do interferograma

A coerência ou correlação interferométrica é usada para avaliar a qualidade de um interferograma (BURGMANN et al. 2000). A medida do grau de similaridade estatística entre duas imagens SAR complexas é definida pelo coeficiente de correlação complexo, dado por:

$$\gamma = \frac{|\langle c_1 c_2^* \rangle|}{\sqrt{\langle c_1 c_1^* \rangle \langle c_2 c_2^* \rangle}} \quad (2.39)$$

onde c_i é a medida de dados complexos da imagem i , $\langle \rangle$ denota média espacial sobre uma área (conjunto de pixels) e o $\arg [\langle c_1 c_2^* \rangle]$ representa o estimador da fase. A coerência, portanto, utiliza uma operação de média espacial móvel a partir de uma janela em torno do pixel que se deseja analisar, e corresponde ao valor esperado da magnitude do interferograma. Portanto, o estimador da coerência será tanto melhor quanto maior a janela. O valor de coerência se relaciona inversamente com o desvio padrão da fase (FRANCESCHETTI e LANARI, 1999), estando compreendido entre 0 (incoerente) $\leq |\gamma| \leq 1$ (coerente) (Figura 2.32). Em geral, para que a interferometria seja bem sucedida, a coerência deve assumir valores maiores que 0,5. Baixos valores de coerência interferométrica (áreas escuras na imagem) são considerados ruidosos, e associam-se a regiões com água ou vegetação, enquanto altos valores de coerência (áreas claras na imagem) são relacionados a regiões estáveis, como solo exposto, áreas urbanas, afloramentos rochosos, regiões desérticas, etc. A coerência interferométrica também depende da precisão do corregristo das imagens usadas no cálculo do interferograma. Hanssen et al. (2001) relatam que um corregristo preciso da ordem de 1/8 do tamanho do pixel preserva cerca de 96% da coerência interferométrica em imagens caracterizadas por pequenos valores de Doppler centróide.

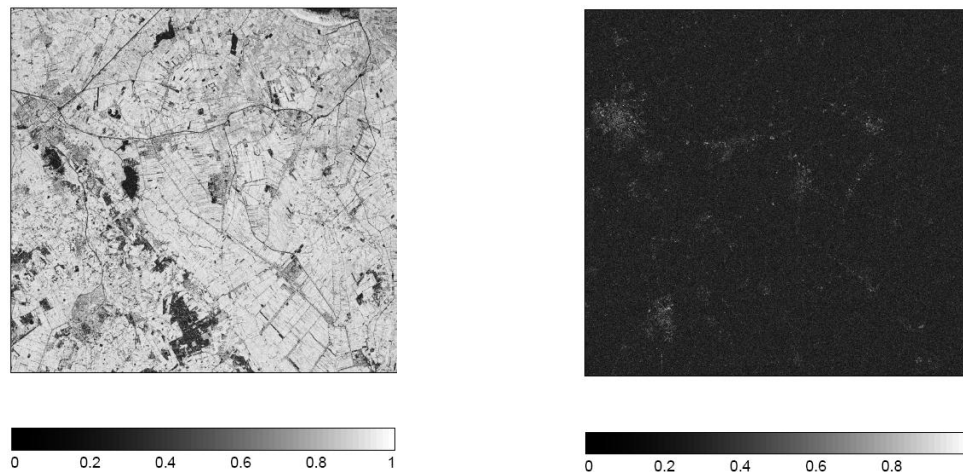


Figura 2.32 - Imagens de coerência interferométrica da região de Groningen, norte da Holanda: à esquerda o intervalo de aquisição entre as imagens do satélite ERS é de aproximadamente um dia, resultando em alta coerência, à direita o intervalo é de 3,5 anos, resultando em baixa coerência (descorrelação temporal). Área da imagem de 50 x 50 km.
 Fonte: Adaptado de Usai e Hanssen (1997).

2.2.8. Descorrelação

A coerência interferométrica depende, sobretudo, de dois mecanismos de descorrelação: (i) a geometria de imageamento e (ii) mudanças temporais no retroespalhamento, podendo ser expressa como o produto destas duas componentes (ZEBKER e VILLASENOR, 1992):

$$\gamma = \gamma^{espacial} \cdot \gamma^{temporal} \quad (2.40)$$

As descorrelações provocadas pelo ruído térmico do sistema e pelo corregristo das imagens SAR podem ser minimizadas a partir de um bom sistema radar, filtros e de um processamento adequado (ROCCA et al. 2000). A descorrelação espacial ou geométrica está relacionada à distância ou separação espacial entre duas antenas, independente do modo de aquisição (monoestático ou biestático) das imagens, e afeta o valor da diferença de fase do interferograma. Uma linha-base maior implica em uma maior variação de fase, e conseqüentemente, em uma maior sensibilidade à topografia. No entanto, quando esta distância alcança certo limiar, denominado de *linha-base crítica*, nenhuma informação de fase é preservada (GOLDSTEIN et al. 1988):

$$B_c \leq \frac{\lambda R}{2R_r \cos\theta} \quad (2.41)$$

onde R_r é a resolução em alcance, R é a distância em alcance, θ é o ângulo de incidência e λ o comprimento de onda. Assim, observa-se que B_c depende da declividade do terreno, do comprimento de onda e da distância sensor-alvo. Para o caso de imagens obtidas pelo satélite TSX-1, no modo *StripMap*, a linha-base crítica seria, segundo esta equação, da ordem de 4 km. Na prática, considera-se um valor limite de cerca de 25% da linha-base crítica (RICHARDS, 2009).

A fase é o resultado da soma vetorial coerente de inúmeros refletores contidos no elemento de resolução. Para geração de um interferograma, a fase deve permanecer estável entre duas ou mais aquisições, ou seja, os sinais devem permanecer substancialmente parecidos (ROSEN et al. 2000). Entretanto, essa condição é difícil de ser mantida, sobretudo quando há um longo intervalo de aquisição das imagens. Esse fenômeno é conhecido como descorrelação temporal, podendo ocorrer como resultado de mudanças causadas pela erosão, vegetação ou atividades antropogênicas (LI e GOLDSTEIN, 1990). Segundo Ostir e Komac (2007), a posição dos espalhadores contidos no elemento de resolução, que está relacionado à sua fase, não deve ultrapassar 20% do comprimento de onda do sistema radar. Deve-se destacar também que diferentes alvos se descorrelacionam em diferentes proporções: corpos d'água e regiões vegetadas tendem a se descorrelacionar mais rapidamente que áreas urbanas, solos expostos e afloramentos rochosos.

2.2.9. Interferometria SAR Diferencial (DInSAR)

Até aqui, foi visto que a interferometria SAR consiste em combinar duas imagens complexas adquiridas por sensores em posições ligeiramente distintas, o que permite derivar informações acerca da topografia de uma determinada região. Entretanto, se duas imagens SAR são adquiridas exatamente da mesma posição, mas em tempos distintos, qualquer mudança na posição de um alvo na superfície entre as aquisições será detectada. Na prática, no entanto, as plataformas orbitais não descrevem exatamente a

mesma trajetória. Como consequência, a fase interferométrica irá sempre conter uma componente associada à topografia. A ideia básica da técnica DInSAR é justamente isolar a componente relativa à deformação da componente topográfica. Considere a Figura 2.33, na qual estão representadas três aquisições adquiridas em épocas e posições distintas, referenciadas a aquisição S1. Tal configuração possibilita gerar dois interferogramas, cuja fase interferométrica pode ser expressa como:

$$\Delta\phi_{12} = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} B_{\parallel 1} \quad (2.42)$$

$$\Delta\phi_{13} = \phi_1 - \phi_3 = \frac{4\pi}{\lambda} B_{\parallel 2} \quad (2.43)$$

Supondo que houve um deslocamento do ponto P entre as aquisições S2 e S3, a diferença de fase entre os interferogramas será igual a (ZEBKER et al. 1994; MADSEN e ZEBKER, 1998):

$$\Delta\phi_{12} - \Delta\phi_{13} \frac{B_{\parallel 1}}{B_{\parallel 2}} = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (2.44)$$

Como B_{\parallel} é conhecido a partir do vetor de estado da plataforma, a componente de fase devido à deformação pode ser medida para cada alvo da cena. Note que para isolar esta componente é necessário adaptar o interferograma $\Delta\phi_{13}$ a geometria de aquisição do interferograma $\Delta\phi_{12}$, multiplicando-o pelo quociente das componentes paralelas das linhas-base (coeficiente de proporcionalidade). A equação acima também revela que a fase interferométrica é bastante sensível à deformação, bastando haver um deslocamento de apenas meio comprimento de onda, para que varie de um ciclo (2π).

Uma limitação da interferometria SAR é que possibilita detectar apenas deslocamentos projetados ao longo da linha de visada do sensor (LOS). Além disso, em função das características topográficas da área de estudo, bem como do sistema imageador, podem haver muitas regiões na imagem sujeitas aos efeitos de distorção geométrica. Neste sentido, torna-se interessante o uso combinado de imagens adquiridas a partir de órbitas ascendente e

descendente, o que possibilitaria inclusive detectar deslocamentos horizontais (Figura 2.34, FARINA et al. 2006; PRATI et al. 2010). No entanto, o uso de imagens adquiridas em ambas as órbitas, implica em um aumento de custos do projeto.

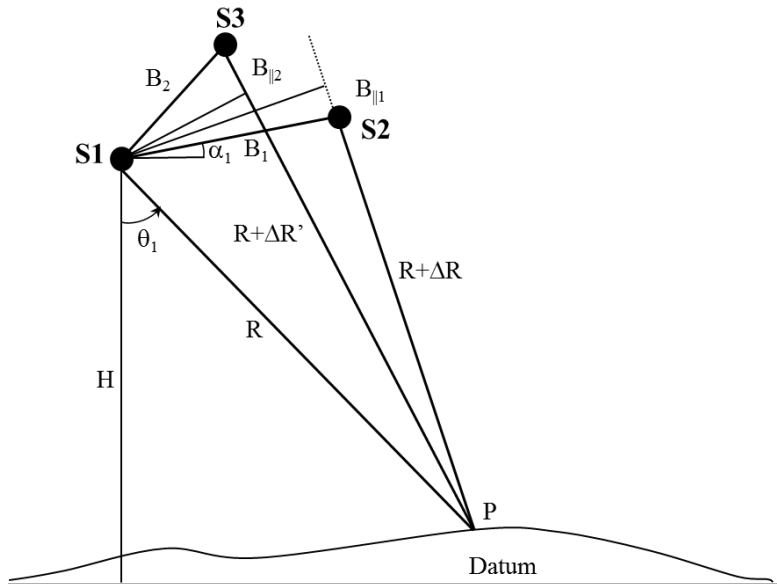


Figura 2.33 – Geometria DInSAR de três passagens.

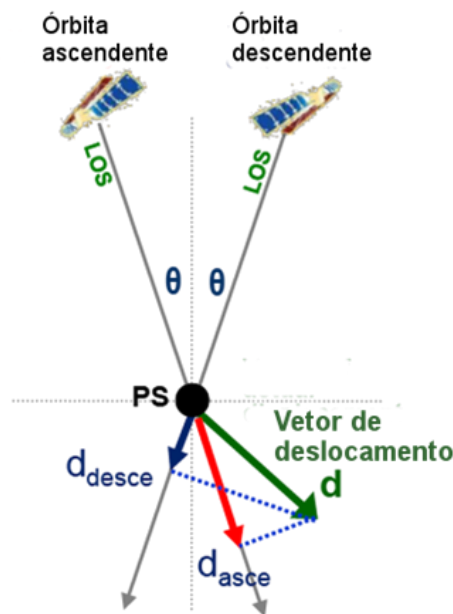


Figura 2.34 - A combinação de geometrias de visada ascendente e descendente permite melhor compreender os fenômenos de deformação. Notar a variação das amplitudes dos deslocamentos quando o alvo é visto apenas por uma única geometria de aquisição. Fonte: Adaptado de TRE Europa.

No texto apresentado, procurou-se descrever o processo de geração de um interferograma diferencial para a detecção de deformação superficial a partir do método de três passagens (*3-pass interferometry*), no qual três imagens SAR adquiridas em épocas distintas são combinadas interferometricamente, permitindo construir dois interferogramas. Um deles contém a informação de fase relativa à deformação e à topografia, enquanto o outro, apenas a componente de fase devido à topografia. Subtraindo os interferogramas, resulta na componente de fase devida à deformação superficial no intervalo de aquisição das imagens (GABRIEL et al. 1989; ZEBKER et al. 1994). No entanto, este método esbarra na grande desvantagem da dificuldade de se encontrar pares de imagens com geometrias de aquisição (espacial e temporal) favoráveis. Uma alternativa a esta abordagem, é o método de interferometria diferencial de duas passagens (*2-pass interferometry*), que consiste em gerar um interferograma a partir de duas imagens SAR adquiridas em datas distintas, que contenha a informação de fase relativa à topografia e a possíveis deslocamentos da superfície, e subtraí-lo de um interferograma simulado (sintético) a partir de um modelo digital de elevação – DEM¹² (MASSONNET et al. 1993; DERAUW e MOXHET, 1996). No entanto, a principal desvantagem deste método é que depende da qualidade e precisão do DEM. Klees e Massonnet (1999) relatam que a fase interferométrica devido à topografia é cerca de 3.000 vezes menos sensível que à deformação, e, portanto, a precisão do DEM deve ser da ordem de no mínimo 30 m. Moreira et al. (2013) afirmam que a precisão do DEM necessitaria ser da mesma ordem de magnitude, ou melhor, que a sensibilidade da fase da linha-base interferométrica.

Apesar da técnica DInSAR possuir elevada precisão e ser uma ferramenta útil na identificação de possíveis movimentações progressivas, constatou-se, com o tempo, que era fortemente influenciada pela atmosfera, o que levou, entre

¹² A simulação de fase a partir de um modelo digital de elevação (DEM) para gerar um interferograma sintético consiste em transformá-lo para coordenadas de imagem (alcance e azimute) e dimensioná-lo proporcionalmente a linha-base do par interferométrico (ROCCA et al. 2000; STROZZI et al. 2001).

outras coisas, ao desenvolvimento da última geração da tecnologia InSAR, descrita no item a seguir.

2.2.10. Interferometria por espalhadores persistentes (PSI)

Existem diversos métodos baseados na identificação de espalhadores persistentes a partir de uma longa série temporal de imagens SAR corregistradas (FERRETTI et al. 2000; ADAM et al. 2003; DURO et al. 2003; WERNER et al. 2003; HOOPER et al. 2004; KAMPES, 2006). Estes métodos partem do princípio de que a refletividade de certos alvos, como afloramentos rochosos, estruturas construídas, etc., se mantém estável ao longo do tempo, não sendo afetadas mesmo considerando-se pares de imagens com linha-base além do limite crítico. Estes alvos, designados como espalhadores persistentes ou permanentes (PS), podem ser identificados pela estabilidade de suas amplitudes através do conjunto de imagens (Figura 2.35).

Dentre as técnicas baseadas na identificação de PS, a pioneira é a técnica PSInSAR™ (FERRETTI et al. 2000 e 2001). O grande objetivo desta técnica é eliminar a componente da fase interferométrica relativa à atmosfera que afeta os interferogramas diferenciais, o que pode ser conseguido por meio de filtragens, considerando-se que a mesma apresenta alta correlação espacial e baixa correlação temporal, enquanto a componente relativa à deformação mostra alta correlação temporal e diferentes graus de correlação espacial, em função do fenômeno geodinâmico em estudo (subsidência, falhas geológicas, escorregamentos, soerguimentos, etc.). A componente topográfica apresenta comportamento linear em função da linha-base, podendo ser computada e removida analiticamente a partir de um modelo digital de elevação (DEM) e de informações orbitais precisas (linha-base, distância sensor-alvo, ângulo de visada). Assim, o termo que contém a informação de fase relativa à deformação, pode ser isolado dos demais termos por meio da análise estatística de seu comportamento nos domínios do tempo e do espaço (COLESANTI e WASOWSKI, 2006; KETELAAR, 2009; AGRAM, 2010; PRATI et al. 2010).

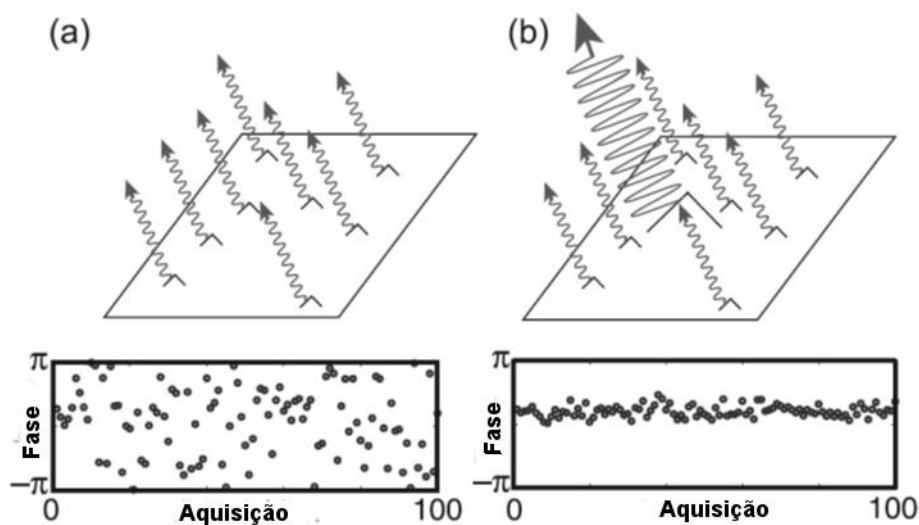


Figura 2.35 - Simulação da fase interferométrica (100 iterações) considerando pixels com espalhadores distribuídos (a) e com um espalhador persistente dominante (b). Notar a estabilidade da fase em (b) e sua dispersão em (a). A amplitude do espalhador dominante em (b) é três vezes maior que a soma dos espalhadores distribuídos.
 Fonte: Adaptado de Hooper et al. (2007).

A breve descrição da técnica PSInSAR™ a seguir é baseada em Ferretti et al. (2001), Colesanti et al. (2003a) e (2003b), Kampes (2006) e Ferretti et al. (2007). Devido ao fato de ser protegida por uma patente, são escassos os trabalhos que elucidam seu funcionamento. A técnica PSInSAR™ consiste de quatro etapas sucessivas: (1) geração dos interferogramas complexos; (2) cálculo dos interferogramas diferenciais; (3) identificação de candidatos a PS e estimativa das componentes de fase interferométrica; e (4) refinamento da estimativa das componentes de fase e expansão dos resultados (“adensamento” de PS).

A primeira etapa consiste em coregistrar um número N suficiente de imagens SAR (>15) com relação a uma imagem de referência (*master*). Esta imagem deve apresentar a menor dispersão dos valores de linha-base espacial e encontrar-se o mais próximo possível do centro temporal do conjunto de imagens, o que minimiza a perda de coerência interferométrica. A segunda etapa consiste da geração de interferogramas diferenciais a partir da subtração

da fase simulada de um DEM¹³ e de dados orbitais da plataforma (efemérides precisas). A terceira e mais longa etapa constitui-se da análise das amplitudes e da coerência complexa multi-interferogramas. Para tanto, as imagens SAR corrigidas devem ser previamente calibradas por meio da normalização de suas amplitudes, o que possibilita compará-las entre si¹⁴. O índice de dispersão das amplitudes (D_A) é então calculado, sendo definido como a razão entre o desvio padrão (σ_A) e a média dos valores de amplitude (μ_A) ao longo do tempo para um determinado pixel (FERRETTI et al. 2001):

$$D_A = \frac{\sigma_A}{\mu_A} = \sigma_\phi \quad (2.45)$$

O pixel é considerado como candidato inicial à PS, se $D_A < 0,25$. Notar que um pixel que apresente uma refletividade alta e relativamente constante durante as aquisições, deve também possuir uma pequena dispersão de fase (σ_ϕ). No entanto, a estabilidade da fase não pode ser inferida diretamente a partir de D_A , pois o sinal ainda contém contribuições desconhecidas.

A fase de cada pixel do interferograma “i”, onde $i = 1, \dots, N-1$, pode ser modelada como a soma de quatro termos (COLESANTI et al. 2003a):

$$\phi_i = \frac{4\pi}{\lambda} r_{Ti} + \psi_i + \phi_{topo,i} + n_i \quad (2.46)$$

onde λ é o comprimento de onda, r_{Ti} é o deslocamento do alvo com relação a sua posição no momento da aquisição da imagem de referência, ψ_i é a fase atmosférica, $\phi_{topo,i}$ a fase topográfica residual devido a imprecisões no DEM e n_i o ruído provocado pela decorrelação (COLESANTI et al. 2003a).

¹³ Ao invés de se utilizar um DEM externo, pode-se simulá-lo a partir de um par do próprio conjunto de imagens SAR, que contenha, preferencialmente, a maior linha-base espacial, e a menor linha-base temporal (KAMPES, 2006).

¹⁴ A calibração radiométrica das imagens consiste em isolar as variações de amplitude devidas às propriedades físicas dos candidatos a PS, daquelas devido à geometria de visada ou das características do sistema sensor (KETEELAR, 2009). A calibração radiométrica é necessária quando se necessita comparar quantitativamente imagens de radar no domínio do tempo. Para uma revisão aprofundada sobre calibração de imagens SAR, consultar Freeman (1992).

O objetivo da técnica PSInSAR™ é separar estes termos. A ideia básica é computar em cada interferograma a diferença de fase relativa entre possíveis candidatos a PS dentro de uma certa distância (< 2-3 km). Como a atmosfera apresenta correlação espacial, irá afetar igualmente os possíveis candidatos a PS, e conseqüentemente, o termo n_i também apresentará pequena variância, dado que os alvos pontuais são pouco afetados por efeitos de descorrelação (COLESANTI et al. 2003a).

Assumindo-se um modelo de deformação linear, o primeiro termo da Equação 2.46 pode ser reescrito como $(\frac{4\pi}{\lambda})\alpha T_i$, sendo α a taxa de deformação LOS (ao longo da linha de visada) média e T_i a linha-base temporal com relação a imagem de referência. Para um dado par de candidatos a PS, 1 e 2, e considerando o número 1 como o ponto de referência para todos os outros PS da cena, ou seja, a deformação dos demais pontos são computadas em relação a este ponto, que deve ser escolhido em uma área estável, sendo o ponto número 2 um PS qualquer da cena, a diferença de fase relativa entre eles pode ser computada como (COLESANTI et al. 2003a e 2003b):

$$\Delta\phi_{1,2,i} = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta\alpha_{1,2} T_i + \frac{4\pi}{\lambda r_M \sin\theta} \Delta\varepsilon_{1,2} B_{ni} + \psi_{1,2,i} + \eta_{1,2,i} \quad (2.47)$$

onde $\Delta\alpha_{1,2}$ e $\Delta\varepsilon_{1,2}$ são a velocidade LOS diferencial e o erro diferencial do DEM relativo ao par de candidatos a PS, B_{ni} é a linha-base normal, λ o comprimento de onda, r_M a distância sensor-alvo relativa à aquisição de referência ($r_M \approx 655$ km no centro da cena do satélite TSX-1), θ o ângulo de incidência ($\theta \approx 41^\circ$ para uma superfície plana no centro de uma cena do satélite TSX-1) e $\psi_{1,2,i}$ e $\eta_{1,2,i}$ as componentes de fase residual devida a atmosfera e a todas as outras contribuições, respectivamente. Como K interferogramas ($K = N-1$) estão disponíveis para cada par de candidatos a PS, existem K equações com as incógnitas $\Delta\alpha_{1,2}$ e $\Delta\varepsilon_{1,2}$. Como $\Delta\phi_{1,2,i}$ corresponde à diferença de fase relativa (cíclica em 2π), o sistema de equações é não-linear, não podendo ser resolvido por inversão direta.

KAMPES (2006) propôs uma solução para estimar $\Delta\alpha_{1,2}$ e $\Delta\varepsilon_{1,2}$ baseada na métrica (norma) definida pela coerência complexa multi-interferograma, dada por:

$$\hat{\gamma}_{1,2} = \frac{1}{K} \sum_{k=i}^K \exp(jw_{1,2}^i) \quad (2.48)$$

onde $w_{1,2}^i$ corresponde a diferença entre a fase observada e a fase modelada (por regressão linear) para um par de PS “1” e “2” no interferograma “i”. Na prática estima-se conjuntamente a correção do erro do modelo de elevação, $\Delta\varepsilon_{1,2}$ (utilizando a informação do coeficiente de variação de fase com as linhas-base conhecidas $B_{n,i}$ dos K interferogramas) e a velocidade de deformação $\Delta\alpha_{1,2}$, (por uma regressão linear em T_i).

A solução é encontrada quando o termo relativo a fase residual $W_{1,2,i}$ for suficientemente pequeno, $\sigma(W_{1,2}) \leq 0,6$ radianos (COLESANTI et al. 2003a). Quanto menor for à norma da coerência complexa multi-interferograma, mais precisa será a estimativa de $\Delta\alpha_{1,2}$ e $\Delta\varepsilon_{1,2}$. Assim, a diferença de fase interferométrica de cada par de candidatos a PS pode ser determinada:

$$\hat{\Delta}\phi_{1,2,i} = \frac{4\pi}{\lambda} \hat{\Delta}\alpha_{1,2} T_i + \frac{4\pi}{\lambda r_M \sin\theta} \hat{\Delta}\varepsilon_{1,2} B_{ni} + w_{1,2}^i \quad (2.49)$$

onde $\hat{\Delta}\alpha_{1,2}$ e $\hat{\Delta}\varepsilon_{1,2}$ são os valores estimados de velocidade LOS diferencial e do erro diferencial do DEM, respectivamente. Contudo, a fase residual encontra-se ainda combinada às demais contribuições (e.g. fase atmosférica, possíveis deslocamentos não lineares e ruídos aleatórios). Como a fase atmosférica possui uma alta correlação no domínio do espaço e uma baixa correlação no domínio do tempo, pode ser isolada das demais componentes, por meio de filtragens passa-baixa e passa-alta, respectivamente. No entanto, para isolar a fase atmosférica, a fase residual relativa precisa ser previamente convertida para fase absoluta (desdobramento de fase) para cada candidato a PS em todos os interferogramas, tendo como referência um pixel fixo/estável ($\varepsilon=\alpha=0$).

Após o desdobramento da fase residual e as filtragens, o sinal atmosférico estimado é interpolado na resolução original dos interferogramas diferenciais, o que recebe o nome de APS - “*atmospheric phase screen*”, e subtraído dos interferogramas diferenciais. Após a subtração da fase atmosférica a fase residual restante é filtrada (filtro passa-baixa) temporalmente para a redução da componente de fase devido aos ruídos. Caso ainda reste alguma componente de fase residual, esta deve-se à componente de deformação não-linear.

2.3. O Satélite TerraSAR-X

O TSX-1 é um satélite lançado no Cazaquistão em 15 de Junho de 2007 pelo veículo DNEPR 1, desenvolvido entre o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a empresa EADS Astrium (Figura 2.36). A distribuição das imagens para uso científico é realizada pelo DLR, enquanto sua comercialização é feita pela Astrium GEO-Information Services (FRITZ e EINEDER, 2010).



Figura 2.36 - Ilustração do satélite TSX-1 em órbita.

Fonte: <http://www.astrium-geo.com/en/903-technical-information> (Acesso em 20-07-12).

O satélite imageador TSX-1 possui órbita hélio-síncrona, altitude de 514 km, tempo de revisita de 11 dias, horário local de passagem no Equador às 18h00 (órbita ascendente) e às 06h00 (órbita descendente), inclinação de 97,4 graus acima do horizonte, e opera em banda X ($\lambda = 3,1$ cm). A precisão do vetor de estado pode alcançar 10 cm, recomendada para aplicações em interferometria. O satélite possui três modos de imageamento (Figura 2.37): *SpotLight* (SL), *StripMap* (SM) e *ScanSAR* (SC). A Tabela 2.2 sintetiza as principais

características de cada um deles (FALLER e WEBER, 2007; FRITZ e EINEDER, 2010). Na presente pesquisa, optou-se por imagens no modo SM, devido à sua alta resolução espacial e ampla faixa de imageamento, o que as torna adequadas ao monitoramento de taludes de mineração.

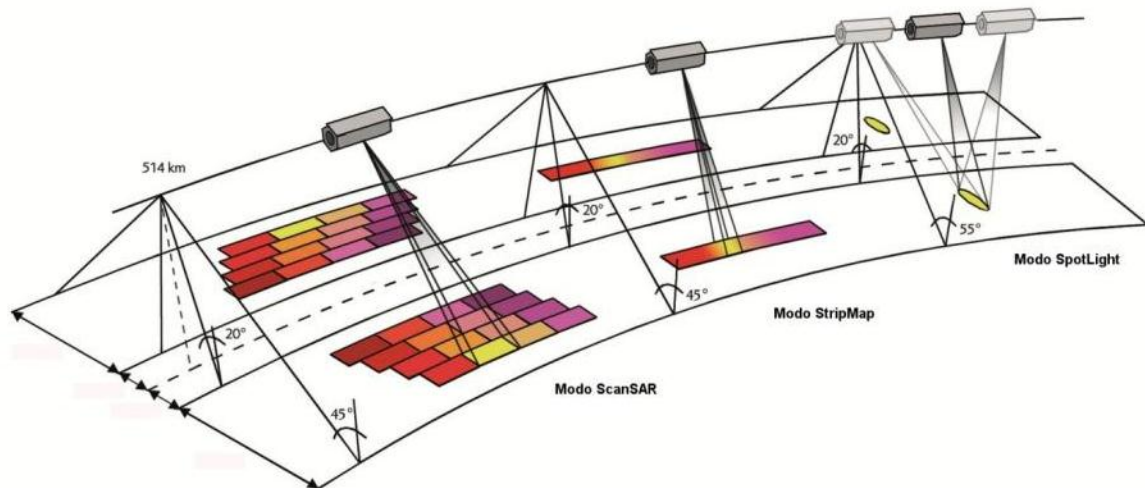


Figura 2.37 - Modos de imageamento do TSX-1.

Fonte: <http://www.astrium-geo.com/en/228-terrasar-x-technical-documents>. (Acesso em 20-07-12).

Tabela 2.2 - Características dos modos de operação do TSX-1.

Modos de Imageamento	SpotLight		StripMap	ScanSAR	
	SL	HS		Four beam	Six beam
Swath (alcance x azimute)	10 x 10 km	10 x 5 km	30 x 50 km (PS) 15 x 50 km (PD)	100 x 150 km	266 a 194 x 200 km
Ângulo de incidência	20-55°		20 - 45°	20 - 45°	15,6 - 49
Resolução Azimute	1,7 m (PS) 3,4 m (PD)	1,1 m (PS) 2,2 m (PD)	3,3 m (PS) 6,6 m (PD)	18,5 m	40
Resolução Range	1,48 - 3,49 m		1,7 - 3,49 m	1,7 - 3,49 m	< 7 m
Polarização	PS: HH ou VV PD: HH e VV		PS: HH ou VV PD: HH/VV; HH/HV ou VV/VH	PS: HH ou VV	HH ou VV ou experimental HV ou VH (PS)

PS – polarização simples e PD – polarização dupla.

Fonte: Adaptado de Fritz e Eineder (2010).

2.4. O Satélite GeoEye-1

O GeoEye-1 (*GeoEye Imaging System*) é um satélite lançado na Base Aérea de Vandenberg, Califórnia, EUA em 06 de setembro de 2008 pelo veículo lançador Delta-2, desenvolvido pela Spectrum Astro, ITT Industries, Boeing Launch Services, IBM e MDA (MacDonald, Dettwiler and Associates). O satélite GeoEye-1 pertence e é operado pela *DigitalGlobe*.

O satélite GeoEye-1 possui órbita circular sol-síncrona, altitude de 681 km, horário local de passagem no Equador às 10h30 A.M. GMT e inclinação de 98 graus acima do horizonte. O GeoEye-1 é um sistema imageador do tipo *pushbroom*, de alta resolução espacial e grande versatilidade, capaz de adquirir imagens estereoscópicas *along-track* (visada off-nadir de até 30°). A Tabela 2.3 sintetiza as principais características do Satélite GeoEye-1. A Figura 2.38 ilustra os modos de aquisição do Satélite GeoEye-1. Figura 2.38 - Ilustração dos quatro modos de aquisição do Satélite GeoEye-1:

Tabela 2.3 – Características do Satélite GeoEye-1.

Característica	Valor
Resolução espacial	0,41 m (Pan) e 1,65 m (multiespectral)
Resolução espectral	Pan 450-900 nm Azul 450-520 nm Verde 520-600 nm Vermelho 625-695 nm Infra Vermelho 760-900 nm
Resolução temporal	3 dias
Resolução radiométrica	11 bits
Faixa de imageamento	15,3 km

Fonte: http://www.digitalglobe.com/sites/default/files/DG_GeoEye1_Update2014_DS.pdf (Acesso a 23-05-2014).

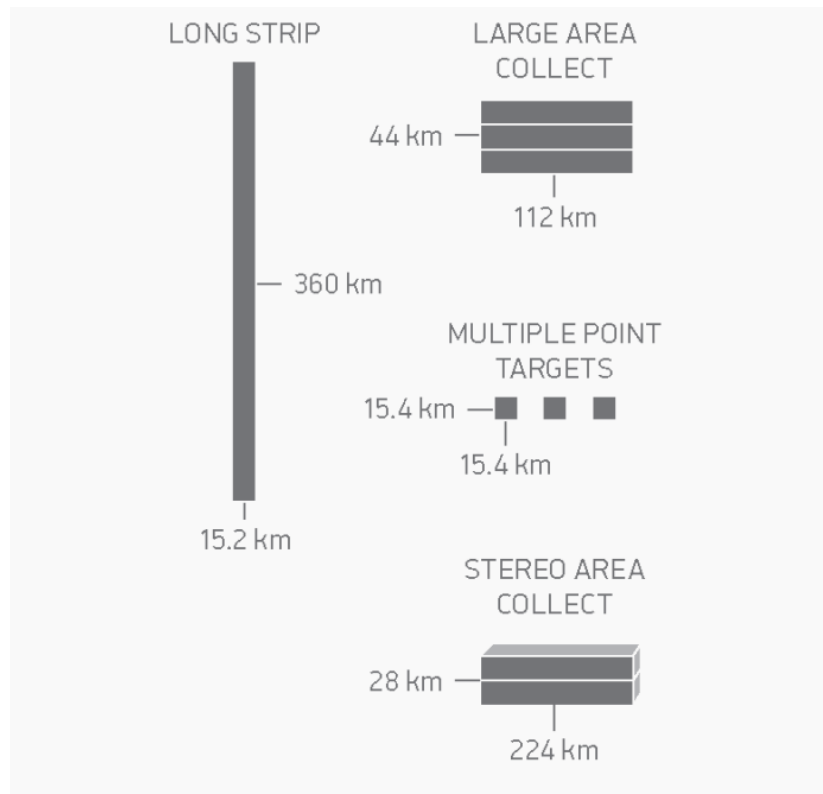


Figura 2.38 - Ilustração dos quatro modos de aquisição do Satélite GeoEye-1: *Long Strip*, *Large Area*, *Multiple Points* e *Stereo*.
 Fonte: http://www.digitalglobe.com/sites/default/files/DG_GeoEye1_Update2014_DS.pdf (Acesso a 23-05-2014).

2.5. Estabilidade de taludes de mineração

Este item visa fornecer um breve panorama sobre a caracterização, modelagem mecânica, análise de estabilidade e monitoramento geotécnico de taludes. Escorregamentos são definidos como movimentos de massas de terreno, geralmente bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora do talude (GUIDICINI e NIEBLE, 1984; FOOKES et al. 2007) (Figura 2.39). Eles podem ser classificados quanto a sua velocidade (Tabela 2.4), área (Tabela 2.5) e profundidade (Tabela 2.6):

Tabela 2.4 - Classes de velocidade de escorregamentos.

CLASSES	VELOCIDADE	LIMITES
7	Extremamente rápido	> 5m/s
6	Muito rápido	3m/min - 5m/s
5	Rápido	1,8m/h - 3m/min
4	Moderado	13m/mês - 1,8m/h
3	Lento	1,6m/ano - 13m/mês
2	Muito lento	16mm/ano - 1,6m/ano
1	Extremamente lento	< 16mm/ano

Fonte: Adaptado de International Union of Geological Sciences Working Group on Landslides (1995).

Tabela 2.5 - Classes de escorregamento segundo sua área em planta.

Classes	Área (m²)
Muito pequeno	<200
Pequeno	200-2.000
Médio	2.000-20.000
Grande	20.000-200.000
Muito grande	200.000-2.000.000
Imenso	>2.000.000

Fonte: Adaptado de Cornforth (2005).

Tabela 2.6 - Classes de escorregamento segundo à profundidade da massa mobilizada.

Nomenclatura	Profundidade (m)
Superficial	<1,5
Raso	1,5-5
Profundo	5-20
Muito profundo	>20

Fonte: Gerscovich (2012).

No caso de minas a céu aberto, os escorregamentos envolvem taludes de cava (corte ou escavação) e de pilhas de estéril e de minério, conforme será visto a seguir, sua compreensão é de suma importância, já que podem levar a perdas de vidas humanas e bens materiais, bem como à interrupção da lavra. A descrição que segue é baseada principalmente em Hoek e Bray (1981), Guidicini e Nieble (1984), Vallejo et al. (2004), Wyllie e Mah (2004), Read e Stacey (2009).



Figura 2.39 - Exemplo de ruptura global em talude de mineração (h = 350 m).
 Fonte: Hoek et al. (2000).

2.5.1. Condicionantes geológico-geotécnicos

São vários os condicionantes que determinam a estabilidade de taludes de escavação de minas a céu aberto (HOEK, 1976), sendo os principais deles descritos a seguir, e sintetizados na Figura 2.40.

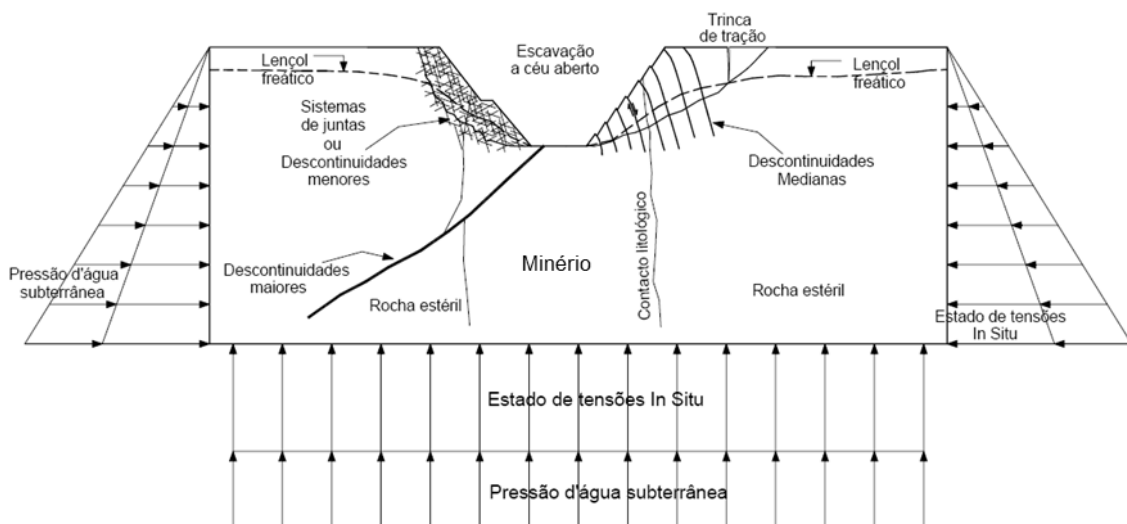


Figura 2.40 - Fatores que condicionam a estabilidade de taludes de minas a céu aberto.
 Fonte: Zea Huallanca (2004).

2.5.1.1. Geometria de corte

A geometria de uma mina a céu aberto é definida com base em uma série de fatores. Em função da geometria, posição do corpo de minério e relação com as rochas encaixantes (estéril), as minas podem alcançar grandes dimensões (Figura 2.41), a partir da qual, dependendo de fatores econômicos, se inicia a operação da lavra subterrânea.

A geometria de corte de taludes de mineração é descrita por três componentes principais (Figura 2.42): (a) o ângulo global do talude, da crista ao pé da mina. Este ângulo pode variar, sendo normalmente mais abatido para os materiais superficiais e mais inclinado para os materiais mais competentes, estando relacionado aos parâmetros de resistência global do maciço; (b) o ângulo inter-rampas, que depende do número de rampas e suas larguras; e (c) o ângulo de cada bancada, que depende de seu espaçamento vertical e largura (WYLLIE e MAH, 2004). Deve-se destacar que a modificação da geometria dos taludes, sobrecargas, retaludamentos e remoção do pé podem resultar no aparecimento de processos disruptivos (GUIDICINI e NIEBLE, 1984).

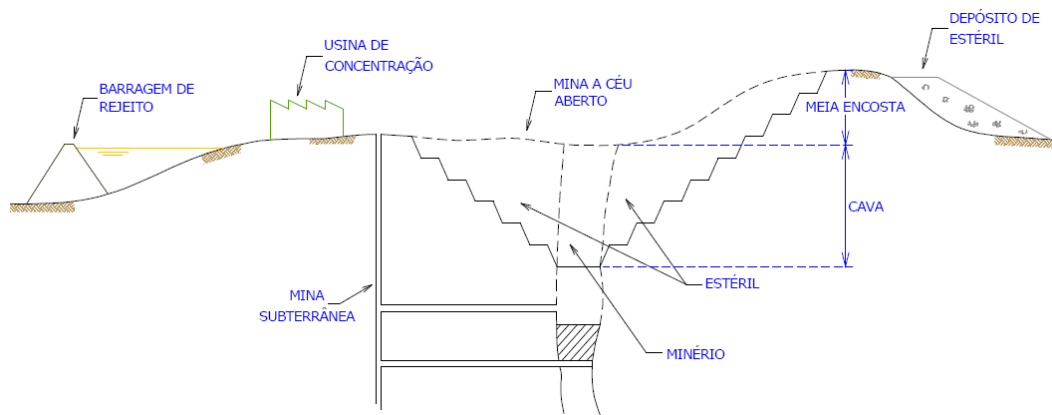


Figura 2.41 - Esquema de um empreendimento de mineração.
Fonte: Adaptado de Abrão e Oliveira (1998).

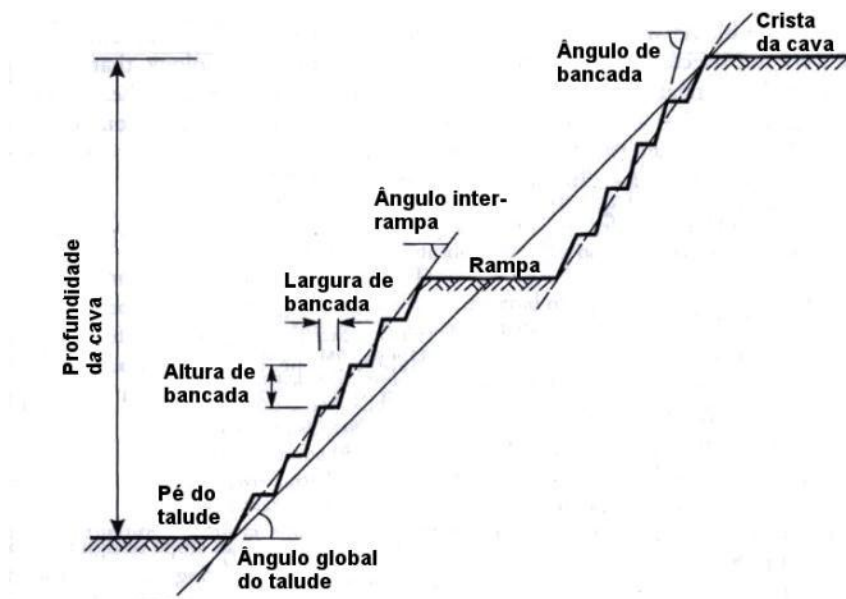


Figura 2.42 - Geometria típica de uma mina a céu aberto.
Adaptado de Wyllie e Mah (2004).

2.5.1.2. Geologia

A geologia desempenha o papel mais importante na estabilidade de taludes de escavação. Sua caracterização permite estimar as propriedades de resistência e deformabilidade do maciço rochoso. Esta caracterização baseia-se na análise de aspectos inerentes à matriz rochosa, como sua classificação, grau de alteração e resistência, e aspectos relativos às descontinuidades¹⁵, como orientação, espaçamento, persistência, rugosidade e resistência das paredes, abertura, preenchimento e infiltrações (ISRM, 1978; SERRA JÚNIOR e OJIMA, 1998). A Figura 2.43 exemplifica alguns destes aspectos, bem como a relação de escala entre estruturas geológicas e taludes de mineração, sendo possível identificar três modos de ruptura básicos: (I) ruptura local, controlada por estruturas em nível de bancada; (II) ruptura global, controlado por estruturas geológicas persistentes (e.g. falhas geológicas); e (III) ruptura global, relacionada a um meio altamente perturbado. Sjöberg (1999b) relata que em taludes altos (300-500m), rupturas circulares, típicas de maciços terrosos, e tombamentos flexurais (Figura 2.44) são os casos mais frequentemente observados. No caso dos tombamentos, segundo o autor, ocorreriam, entre

¹⁵ Uma descrição ampla e aprofundada sobre a origem e significado tectônico de estruturas geológicas encontra-se em Ramsay e Huber (1987).

outras coisas, em massas rochosas com descontinuidades persistentes de alto mergulho ou altamente foliadas, relacionadas ao contínuo aprofundamento da mina. Os modos de ruptura II e III podem mobilizar um enorme volume de material, provocando acidentes e interrompendo a lavra.

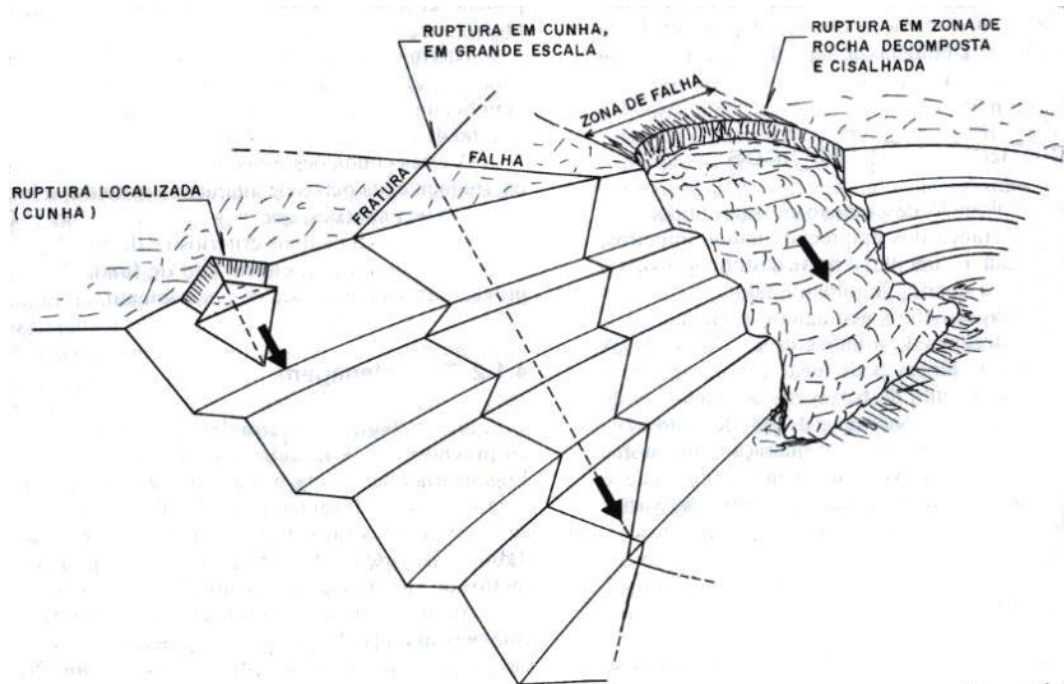


Figura 2.43 - Tipos de ruptura de taludes de mineração a céu aberto.
Fonte: Abrão e Oliveira (1998).

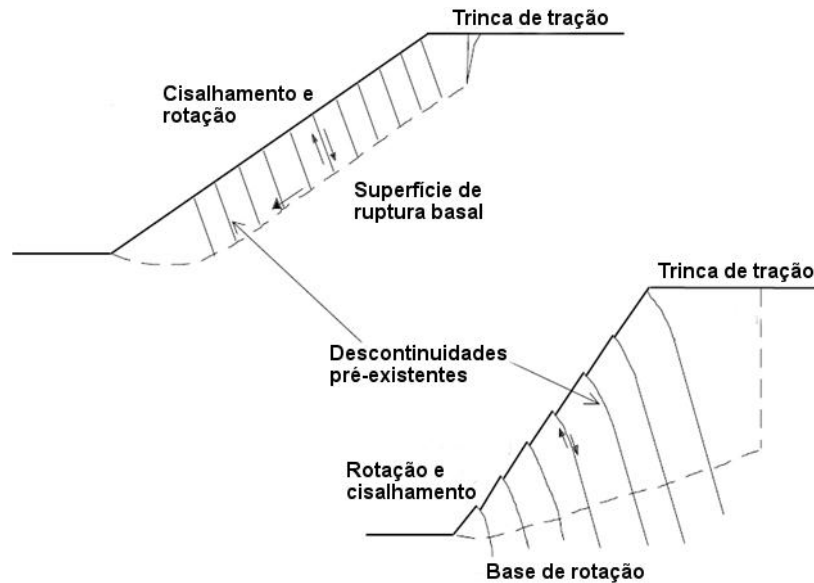


Figura 2.44 - Ruptura por tombamento flexural em taludes altos. Notar o desenvolvimento de uma superfície de ruptura plana, basal (banda de deformação/plastificação do material), e de trincas de tração na crista do talude (linha tracejada).
 Fonte: Adaptado de Sjöberg (1996).

2.5.1.3. Água subterrânea

Outro fator não menos importante, que exerce influência na estabilidade de taludes de escavação, especialmente em regiões tropicais úmidas, é a água subterrânea (AZEVEDO e FILHO, 1998). A água das chuvas, ao se acumular no maciço rochoso leva a uma diminuição da coesão e pode gerar pressões neutras¹⁶, que favorecem a ruptura (Figura 2.45). Em se tratando de descontinuidades, sua resistência ao cisalhamento está diretamente relacionada à tensão normal. Como a pressão da água é igual em todas as direções, irá se opor a tensão normal e, conseqüentemente, reduzirá sua resistência ao cisalhamento. Uma forma de minimizar o efeito da água subterrânea é por meio da instalação de dispositivos de drenagem, como canaletas superficiais, drenos horizontais, poços de bombeamento, galerias de drenagem, etc. (ATKINSON, 2000). Um efeito secundário da água subterrânea é que alguns minerais reagem desfavoravelmente em água, reduzindo a resistência ao cisalhamento das descontinuidades.

¹⁶ As pressões provocadas pelo acúmulo de água em maciços podem ser avaliadas por meio de piezômetros. Uma descrição ampla e aprofundada encontra-se em Sharp et al. (1977).

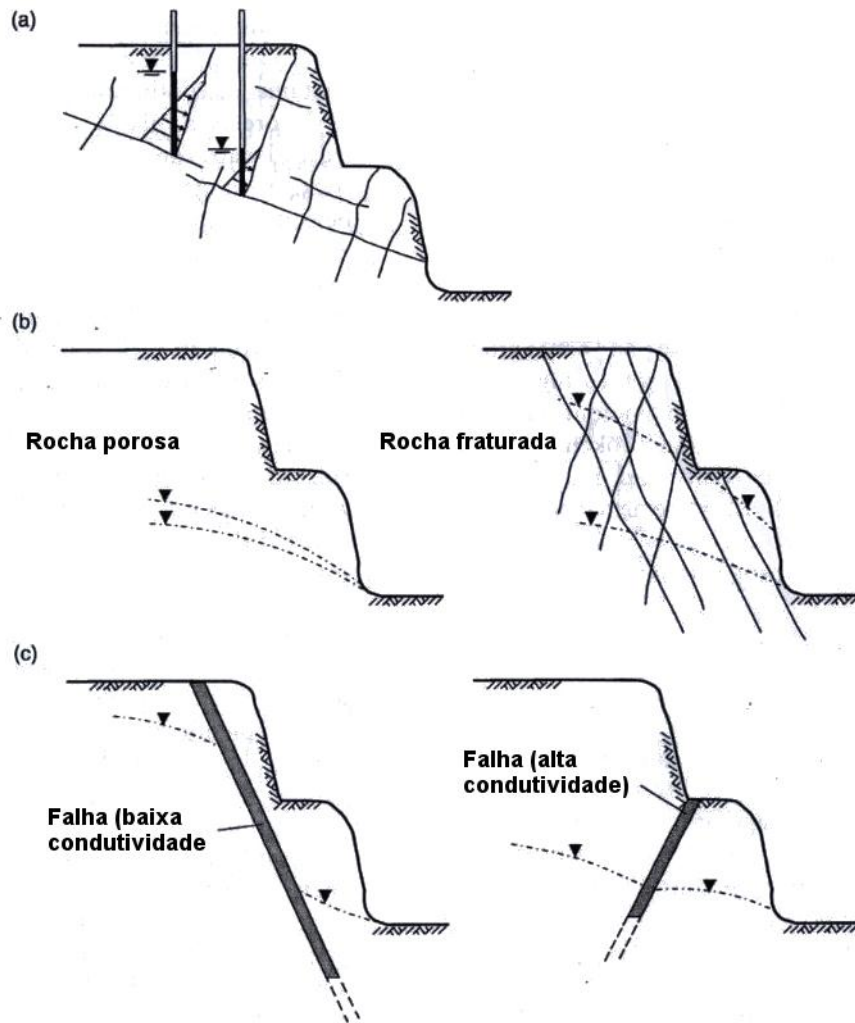


Figura 2.45 - Relação entre geologia e água subterrânea em taludes de escavação: (a) relação entre a pressão d'água e juntas persistentes; (b) comparação entre o nível d'água para taludes escavados em meio poroso e fraturado; e (c) falhas geológicas com baixa ("barreira") e alta ("dreno") condutividade hidráulica.

Fonte: Adaptado de Wyllie e Mah (2004).

2.5.1.4. Estado de tensões

O estado de tensões de maciços rochosos pode estar relacionado a diversos fatores, como tectônicos, gravitacionais, térmicos, residuais, induzidos (sobrecargas, escavações, etc.) e erosivos (MIOTO e COELHO, 1998; HERGET, 1988). O principal deles são as tensões provocadas por esforços tectônicos, sobretudo em regiões de margem ativa (ASSUNÇÃO, 1998; LOPES e NUNES, 2011). No caso da mineração a céu aberto, com o avanço da lavra, ocorre o desconfinamento gradativo do maciço (Figura 2.46), provocando a

abertura de fendas de tração na crista do talude, enquanto, na região do pé, ocorre a concentração de tensões, que aumenta com a altura do talude (SJÖBERG, 1999b).

Também deve ser mencionado que a geometria da cava influencia o estado de tensões do maciço rochoso. Assim, em geral, para cavas elípticas ou alongadas, nas porções côncavas, devido ao maior confinamento, há um menor alívio de tensões nas faces dos taludes. Por outro lado, nas regiões convexas, o estado de tensões é mais desfavorável, sendo a tensão horizontal mínima distensiva e orientada tangencialmente à face do talude, e a magnitude da tensão intermediária podendo ser muito pequena ou até mesmo distensiva (HOEK e BRAY, 1981; SJÖBERG, 1996).

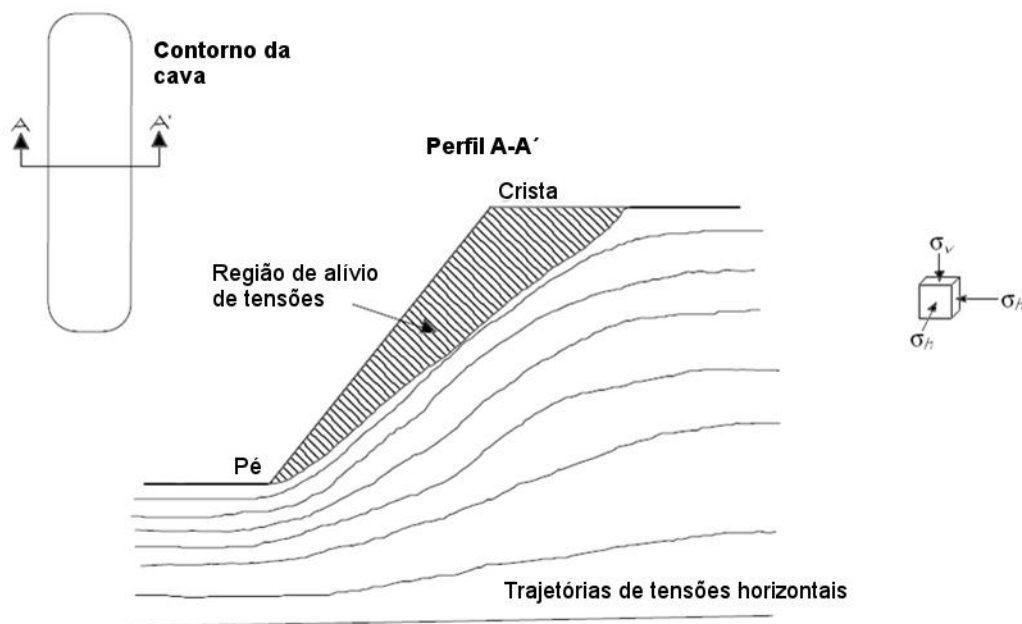


Figura 2.46 - Representação 2D da distribuição da tensão horizontal (σ_h) e vertical (σ_v) por efeito da escavação. Segundo Sjöberg (1996), o campo de tensões em taludes também varia em função da geometria de corte e de sua relação com os eixos de tensão principais.
Fonte: Adaptado de Sjöberg (1996).

2.5.1.5. Danos provocados por explosivos

O uso de explosivos como método de lavra sempre ocasiona algum dano ao maciço, resultando na perda de resistência, podendo alcançar grandes distâncias da face do talude, o que nem sempre pode ser verificado nos

mapeamentos geomecânicos (HOEK et al. 2000). Métodos de escavação com o controle da quantidade de explosivos por espera, o pré-fissuramento e a detonação amortecida minimizam substancialmente estes danos¹⁷ (Figura 2.47). No entanto, nenhum modelo para determinação dos parâmetros de resistência de maciços rochosos incorpora as correções devidas aos danos provocados por explosivos.

Zea Huallanca (2004) descreve que o uso continuado de explosivos para o desmonte do minério provoca danos progressivos no maciço, modificando seus parâmetros de resistência, podendo culminar em rupturas.

Hoek (1976) relata que o uso de explosivos pode provocar acelerações horizontais para fora da face do talude, reduzindo seu coeficiente de segurança estático (CS_E) conforme a expressão:

$$CS_D = CS_E - 2,3a \quad (2.50)$$

sendo CS_D o coeficiente de segurança dinâmico e “a” a aceleração horizontal em termos da aceleração gravitacional (g). Para o caso de terremotos, “a” varia tipicamente entre 0,15 a 0,25g (FRANKLIN e DUSSEAULT, 1991).



Figura 2.47 - Efeito do uso não controlado de explosivos (à esquerda) e da incorporação do pré-fissuramento como rotina de lavra para a mesma mina.

Fonte: Hoek et al. (2000).

¹⁷ Uma descrição detalhada sobre métodos de escavação em rocha encontra-se em Ricardo e Catalani (1990) e Geraldi (2011).

2.5.2. Parâmetros de resistência

Os parâmetros de resistência dos materiais geológicos são definidos conforme o critério de ruptura, sendo usados no intuito de projetar taludes e obras subterrâneas civis ou mineiras. O mais simples e mais conhecido deles é o critério Mohr-Coulomb. Segundo este critério, a resistência da matriz rochosa pode ser descrita por apenas dois parâmetros: a coesão (c) e o ângulo de atrito interno (ϕ), relacionados, na maioria dos casos, por uma função linear:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \quad (2.51)$$

onde τ e σ_n são as tensões cisalhantes e normal sobre o plano de ruptura (Figura 2.48). Esta função define a envoltória de uma série de círculos, que representam combinações críticas de tensões principais obtidas empiricamente por meio de ensaios triaxiais. A ruptura do material se dá, quando o círculo toca a envoltória. Conforme esta figura, fica claro que quanto maior os valores de c e ϕ , e maior a rugosidade da superfície de cisalhamento, maior a resistência à ruptura (BARTON e CHOUBEY, 1977). Entretanto, na prática, o comportamento mecânico real dos materiais geológicos não é propriamente linear, sobretudo, para estados de tensões baixos, o que levou, entre outras coisas, ao desenvolvimento de outros modelos (HOEK e BROWN, 1980; BARTON & BANDIS, 1990). Dentre eles, o mais conhecido e usado com sucesso num grande número de projetos em todo o mundo é o critério de Hoek-Brown (HOEK e BROWN, 1997; HOEK e KARZULOVIC, 2000). A Tabela 2.7 sintetiza alguns valores típicos de c e ϕ para solos e rochas.

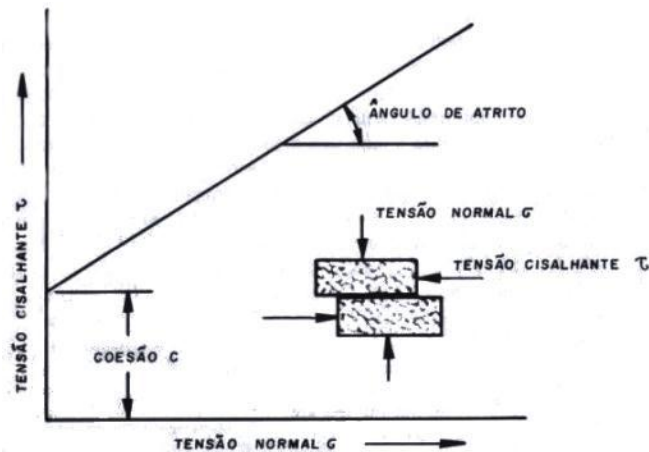


Figura 2.48 - Critério de ruptura Mohr-Coulomb.
Fonte: Guidicini e Nieble (1984).

Tabela 2.7 - Valores típicos de coesão e ângulo de atrito para solos e rochas.

Material	γ (g/cm ³)	ϕ (°)	c (kg/cm ²)
Granito	2,61	30-50	1
Gnaíse	2,7-3,0	30-40	1,5-4
Calcário	3,17	30-50	1,5
Basalto	2,7-2,9	48-55	2-6
Xisto	2,5-2,8	25-30*	2,5
Solo superficial	1,36	30-35	0,05

*valores relativos às superfícies de xistosidade.

γ - peso específico

Fonte: Adaptado de Guidicini e Nieble (1984); Vallejo et al. (2004).

2.5.3. Sistemas de classificação de maciços rochosos

Para fins de projeto, definição de sistemas de suporte de taludes ou de escavações subterrâneas e avaliação de riscos geológicos, o que se necessita aferir é o comportamento mecânico do maciço rochoso como um todo, e não apenas as propriedades de litotipos ou estruturas geológicas isoladas (YUDBHIR e LUANGPITAKCHUMPOL, 1986; HAINES e TERBRUGGE, 1991; AYDAN et al. 1992; DURAND e ASSIS, 1997). Na maioria das vezes, isso não é viável, dada sua escala, heterogeneidade e variabilidade espacial. Diante disso, foram propostos diversos sistemas de classificação geomecânica de maciços rochosos desde o final do século XIX (SINGH e GOEL, 1999; MARINOS e HOEK, 2000; PANTELIDIS, 2009;), sendo atualmente os principais deles o RMR – *Rock Mass Rating* (BIENIAWSKI, 1973), o Sistema-Q – *Rock Tunneling Quality Index* (BARTON et al. 1974), o SMR – *Slope Mass*

Rating (ROMANA, 1985) e o GSI – *Geological Strength Index* (HOEK et al. 1995). Estes sistemas são correlacionáveis entre si, e definem classes de qualidade de maciço, podendo ser associadas a parâmetros de resistência mecânica ou de deformabilidade (e.g. módulo de elasticidade). A Tabela 2.8 exemplifica esta relação para o sistema RMR.

Tabela 2.8 - Classes de maciço RMR e sua relação com parâmetros mecânicos.

Classe	I	II	III	IV	V
Qualidade	muito boa	boa	média	ruim	muito ruim
Coesão (kg/cm ²)	>4	3-4	2-3	1-2	<1
Ângulo de atrito (°)	>45	35-45	25-35	15-25	<15
Módulo de deformação (GPa)*	100-62	60-22	20-6	5,6-1,9	<1,8

Fonte: Adaptado de Bieniawski (1979).

*Valores calculados a partir de equações de correlação empíricas.

Uma outra maneira de se estimar os parâmetros de resistência do maciço para fins de análise de estabilidade de taludes é analisar casos de escorregamentos que já tenham ocorridos (retroanálise). Para tanto, deve-se considerar as condições geométricas, geológicas e hidrogeológicas durante o processo de ruptura (HOEK e BRAY, 1981).

2.5.4. Métodos de análise de estabilidade de taludes

Basicamente, existem duas abordagens para a análise de estabilidade de taludes bidimensionais: o método clássico do equilíbrio limite e o método tensão-deformação (PENTZ, 1971; DUNCAN, 1996). Em ambos os métodos, os principais objetivos são a definição da potencial superfície de ruptura e do valor do coeficiente de segurança (CS).

No método do equilíbrio limite, mais comumente utilizado em projetos, o valor de CS é definido como a razão entre as forças estabilizadoras e as forças desestabilizadoras¹⁸, sendo o equilíbrio entre as forças calculado comparando-

¹⁸ Forças estabilizadoras podem ser divididas em dois grupos: as intrínsecas do próprio material geológico (e.g. coesão, ângulo de atrito interno, etc.) e as externas, como as ancoragens (e.g. tirantes, chumbadores e grampos). As forças desestabilizadoras são a

se o somatório dos momentos estabilizantes e instabilizantes em cada fatia acima da superfície de ruptura (Figura 2.49). Segundo a ABNT 11682 (2009), $CS = 1,5$ é considerado como de nível de segurança alto, definido a partir da possibilidade de perdas de vidas humanas, e danos materiais e ambientais. No caso de taludes de mineração, são tolerados valores menos conservadores (FRANKLIN e DUSSEAULT, 1991; WESSELOO e READ, 2009).

Para o caso de taludes controlados por descontinuidades geológicas, a análise deve levar em conta o modo de ruptura - planar, cunha, tombamento, circular ou uma combinação entre eles (HOEK e BRAY, 1981). No método tensão-deformação (elementos finitos), o talude é dividido em uma malha de elementos, cujos nós são conectados de tal forma que deslocamentos similares possam ocorrer em cada elemento (Figura 2.50). O cálculo dos deslocamentos são então computados a partir da comparação entre os esforços externos (e.g. força peso do maciço, pressões hidrostáticas, etc.) e a deformação induzida em cada elemento. Portanto, o método tensão-deformação permite conhecer a magnitude das deformações e os níveis de tensão mobilizados, que podem ser bem mais determinantes que o próprio CS.

pressão d'água subterrânea, acelerações, sobrecargas, mudanças na geometria dos taludes, etc.

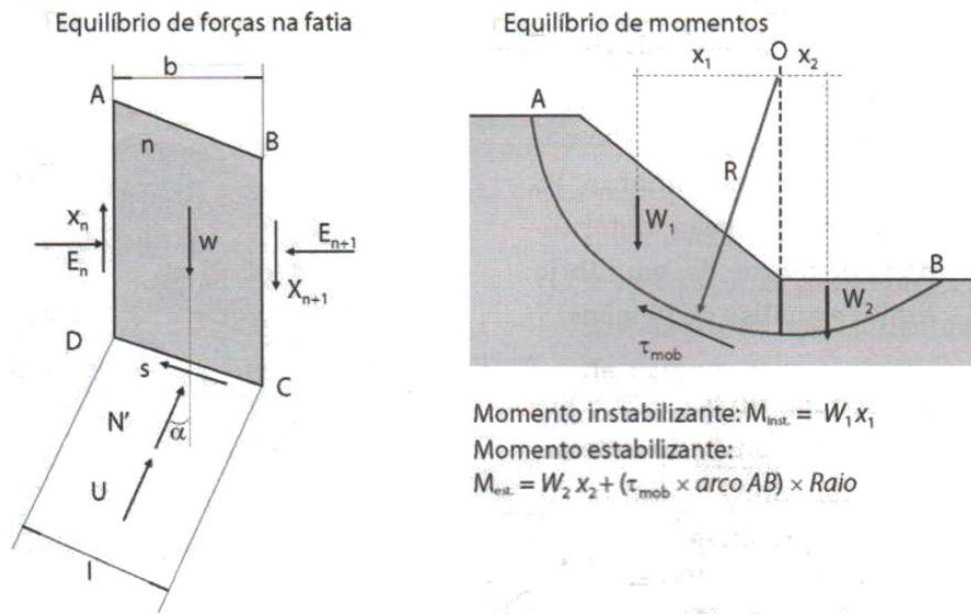


Figura 2.49 - Método de análise de estabilidade de taludes baseado em equilíbrio-limite. O material acima da superfície de ruptura (arco A-B) é dividido em fatias. Símbolos: b – largura da fatia; l – comprimento da base da fatia; W – força peso; E – força normal interfatia; x – força cisalhante vertical; s – força cisalhante na base da fatia; N' – força normal; U – pressão neutra.
Fonte: Gerscovich (2012).

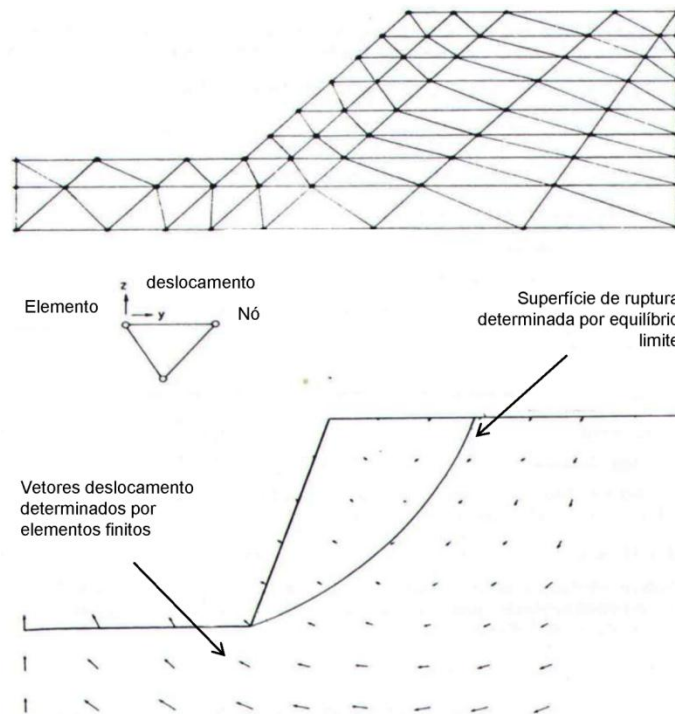


Figura 2.50 - Malha de elementos finitos típico para taludes (acima) e deslocamentos resultantes definidos pelo método de tensão-deformação (abaixo). Adaptado de: Pentz (1971).

2.5.5. Monitoramento geotécnico de taludes

Existem diversos métodos de monitoramento geotécnico de taludes (CLIMCHALP, 2008; HIGHLAND e BOBROWSKY, 2008; WIECZOREK e SNYDER, 2009). No entanto, sua escolha deve ser feita de maneira criteriosa, com base, preferencialmente, no tipo de deslocamento que está ocorrendo. Zavodni (2000) relata que todos os taludes experimentam um período de deformação inicial em função do alívio de tensões e a relaxação do maciço induzido pela escavação. Segundo o autor, as deformações são mais expressivas no início, e tendem a diminuir exponencialmente, estabilizando-se com o tempo. Segundo Broadbent e Zavodni (1982), a maioria das rupturas de grande porte ($> 10^5$ ton.), com controle estrutural em taludes altos, ocorre gradualmente, após o período de acomodação inicial, sendo caracterizadas por duas fases: uma regressiva (“curva A”), relacionada à deformação plástica, e outra progressiva (“curva B”), relacionada à redução da resistência ao cisalhamento do material, que pode culminar em ruptura, caso não seja tomada nenhuma medida estabilizadora (Figura 2.51). A interpretação correta destas curvas permite compreender o mecanismo de ruptura do talude, e prever seu comportamento futuro, mas deve ser utilizada com cautela, já que a magnitude dos deslocamentos pode variar consideravelmente de local a local. Os autores observaram que os deslocamentos ocorrem normalmente em ciclos bem definidos, com durações variáveis. A “curva A” é marcada por curtos ciclos sucessivos de desaceleração de deslocamento, enquanto à “curva B”, por taxas de deslocamentos crescentes (exponencial positiva). As condições geológicas associadas à “curva A” são aquelas nas quais as estruturas mergulham para fora do talude, e seu ângulo é menor que o ângulo de atrito (Tipo I). A velocidade de deslocamento diminui quando as forças desestabilizadoras, sobretudo, o desmonte e a pressão d’água subterrânea são reduzidos. Por outro lado, as condições geológicas associadas à “curva B” são aquelas na qual o ângulo das estruturas é maior que o ângulo de atrito (Tipo II). A duração do estágio progressivo varia de 4 a 45 dias, mas pode ser significativamente menor, caso exista uma superfície de ruptura bem definida. Ryan e Call (1992) descrevem que não há uma separação muito evidente entre

os dois estágios de deslocamento, e que sua definição é essencialmente empírica, variando caso a caso. Ao analisarem mais de uma dezena de rupturas em taludes de mineração, os autores concluíram que a partir do momento em que a velocidade de deformação alcança o valor de 5 cm/dia, a ruptura ocorre em no máximo 48 horas. A “curva C” é um caso de mudança no comportamento do maciço, da fase regressiva para a fase progressiva, causada pelo descalçamento do pé do talude, aumento da pressão d’água, avanço da lavra, etc. Esta mudança pode levar ao aparecimento de trincas de tração (Tipo III) em maciços nos quais as estruturas geológicas não são bem definidas (WYLLIE e MAH, 2004).

Glastonbury e Fell (2010) relatam que, anteriormente à ocorrência de um evento de ruptura, alguns sinais precursoros podem ser observados em campo, a saber: (1) estalidos provenientes do maciço; (2) instabilidades locais; (3) alterações no regime hidrogeológico. Segundo os autores, estes sinais podem aparecer algumas horas ou até mesmo alguns anos antes da ruptura do talude.

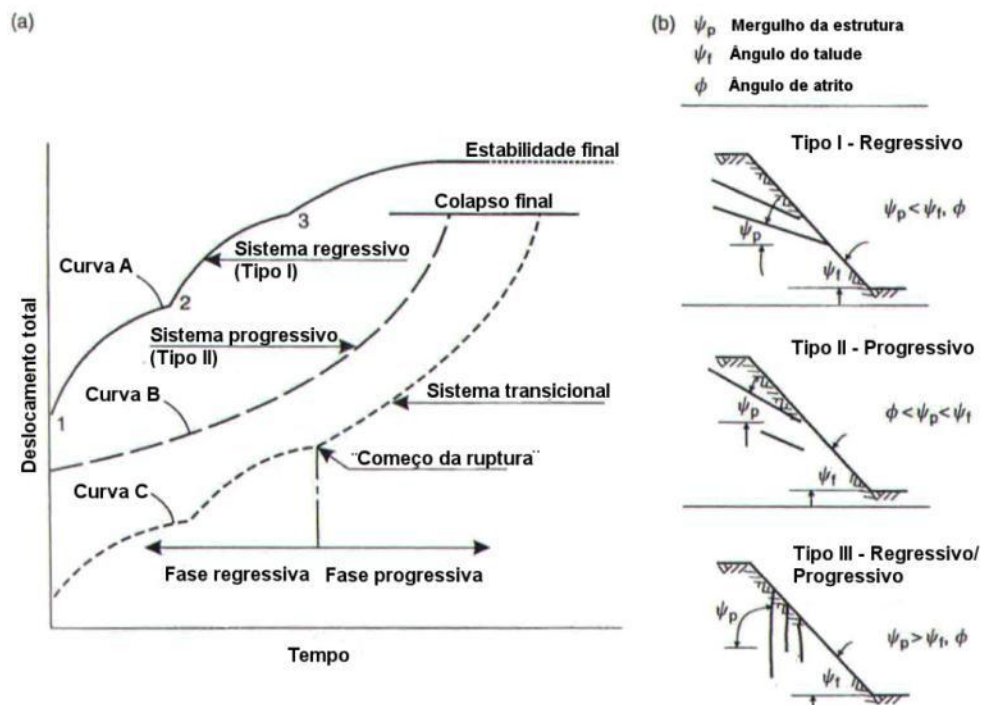


Figura 2.51 - Tipos de deslocamento de taludes: (a) curvas de comportamento progressivo e regressivo; e (b) relação entre geometria de corte e características de estruturas geológicas.

Fonte: Adaptado de Wyllie e Mah (2004).

2.5.6. Pilhas de Estéril

Pilhas de estéril (*mine waste piles*) se referem a materiais de decapeamento da jazida, que possuem pouco ou nenhum valor econômico no momento em que são descartados. A discussão a seguir está pautada principalmente em Coates e Yu (1977), Hawley (2000), Williams (2000), ABNT 13029 (2006), Orman et al. (2011).

A implantação de uma pilha de estéril depende de aspectos econômicos, ambientais e técnicos. Os aspectos econômicos se referem tipicamente à distância de transporte. Os aspectos ambientais à contaminação do solo, dos cursos d'água, do lençol freático, da fauna e da flora; e os aspectos técnicos, a implantação, planejamento e operação da pilha. Há ainda situações específicas de cunho sociocultural a se ponderar, como sítios arqueológicos e desapropriações. Neste item, serão discutidos de maneira concisa apenas os aspectos técnicos, de especial interesse a esta pesquisa.

2.5.6.1. Características das pilhas de estéril

A estabilidade de pilhas de estéril depende de vários fatores, sendo os principais: o local de disposição do estéril, as propriedades geotécnicas da fundação, os aspectos hidrológicos e hidrogeológicos, as propriedades geotécnicas da pilha, o método de disposição, e, finalmente, as acelerações, especialmente, em regiões sísmicas. Uma forma de se avaliar os riscos associados à estabilidade de pilhas de estéril é através de classificações, sendo a principal delas a *Dump Stability Rating* (DSR).

O local de disposição de estéril é definido principalmente a partir da distância versus o custo de transporte. Durante esta etapa, são também consideradas as áreas a jusante que poderiam ser afetadas caso houvesse uma ruptura, o grau de confinamento da pilha (Figura 2.52), o desnível topográfico com relação à frente de lavra, bem como a declividade do terreno.



Figura 2.52 – Configurações básicas de pilhas de estéril com base na topografia local. Adaptado de Orman et al. (2011).

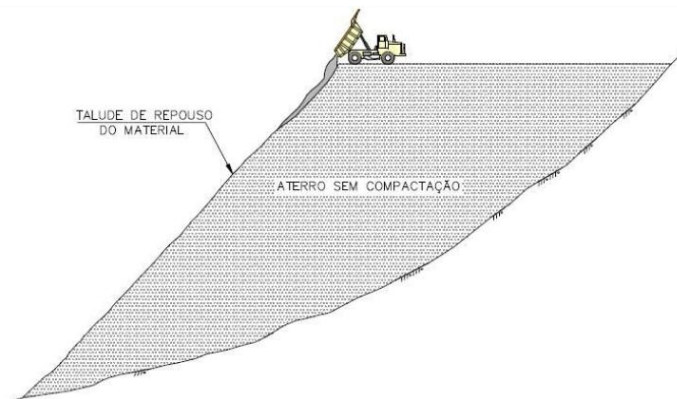
A fundação é um fator que controla a estabilidade global das pilhas. A investigação prévia do subsolo do local de implantação por meio de sondagens e ensaios de laboratório deve considerar a profundidade do topo rochoso, a presença de solos orgânicos, sinais de escorregamentos, profundidade do nível d'água, atitude das estruturas geológicas, propriedades geotécnicas do(s) estrato(s), presença de depósitos de tálus, etc.

Outro fator importante é o efeito da água superficial e subterrânea. A água superficial, se não controlada, provoca a erosão das pilhas e o assoreamento dos cursos d'água a jusante. Neste sentido, devem ser efetuados estudos hidrológicos que visam determinar as vazões afluentes e efluentes, permitindo dimensionar os dispositivos de drenagem internos e superficiais da pilha (e.g. abatimento dos taludes, proteção vegetal, canaletas de drenagem, geotêxteis, etc.). O nível d'água subterrânea é outro fator não menos importante, podendo em algumas regiões sofrer grande oscilação entre as estações seca e chuvosa. Sua elevação reduz as propriedades de resistência mecânica da base da pilha podendo levar a rupturas. Uma forma de minimizar seu efeito é por meio da instalação de drenos de fundo de enrocamento (Figura 2.53).

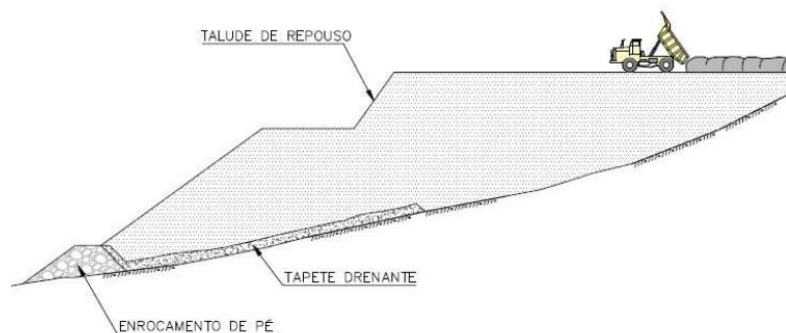
As propriedades geotécnicas das pilhas de estéril (e.g. ângulo de atrito, coesão, peso específico, deformabilidade, condutividade hidráulica, etc.) variam significativamente em função da geologia do depósito e das fases de operação da mina, sendo, portanto, bastante heterogêneas. Sua caracterização para fins de projeto consiste em coletar um número suficiente de amostras do estéril antes de removê-lo. No entanto, o processo de desmonte e mistura do estéril na pilha pode alterar suas características originais. Nestas situações,

caso se deseje reavaliar a estabilidade de pilhas existentes, devem ser realizados ensaios *in situ* e de laboratório.

Como último condicionante, deve-se mencionar o método construtivo. Há basicamente dois métodos de disposição de estéril: o descendente e o ascendente (Figura 2.53). No primeiro caso, as pilhas são construídas sem controle geotécnico, pelo lançamento direto do estéril a partir da cota mais elevada da pilha, sendo apenas indicada para enrocamentos ou áreas confinadas. No segundo caso, o estéril é acomodado em camadas sucessivas (10-15m) a partir do pé, de maneira controlada, o que aumenta sua estabilidade.



(a)



(b)

Figura 2.53 – Métodos construtivos de pilhas de estéril descendente (a) e ascendente (b).

Adaptado de Petronilho (2010).

O efeito destes fatores isoladamente ou em associação pode provocar rupturas. Os principais modos de ruptura descritos na literatura para pilhas de estéril estão sintetizados na Figura 2.54.

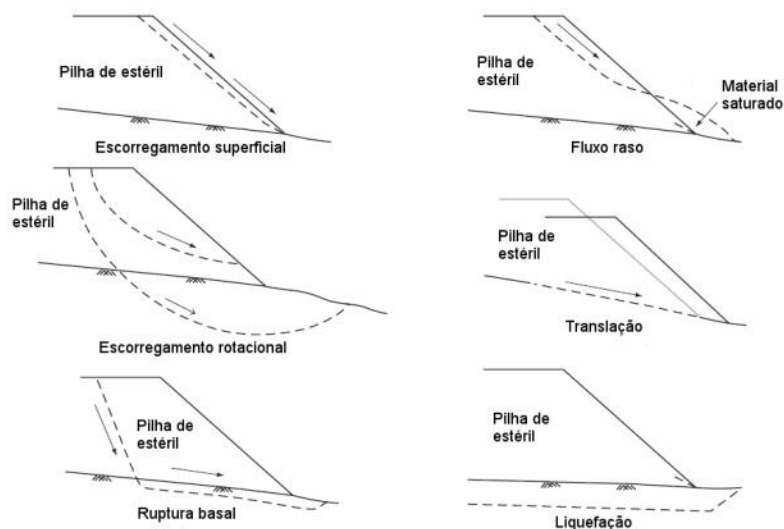


Figura 2.54 – Modos de ruptura de pilhas de estéril. Adaptado de Orman et al. (2011).

2.5.6.1.1. Recalques

A principal característica das pilhas de estéril são os recalques (assentamentos) sofridos durante e após a operação (Figura 2.55). Eles ocorrem devido à reorientação das partículas, alteração por intemperismo, enfraquecimento dos contatos entre partículas, e carreamento de material. A taxa de recalque depende da altura da pilha, dos carregamentos, da localização na pilha, do tipo de material e da presença de água. A maior parte dos recalques se dá durante a construção. Sob condições secas, recalques de 0,3 a 7% da altura da pilha são típicos (ORMAN et al. 2011), com recalques adicionais de 1 a 4% devido ao efeito da elevação da água subterrânea. Porém, recalques totais de mais de 20% já foram documentados. Os efeitos de consolidação e compactação das pilhas de estéril podem ainda perdurar por até 10 anos após sua desativação.

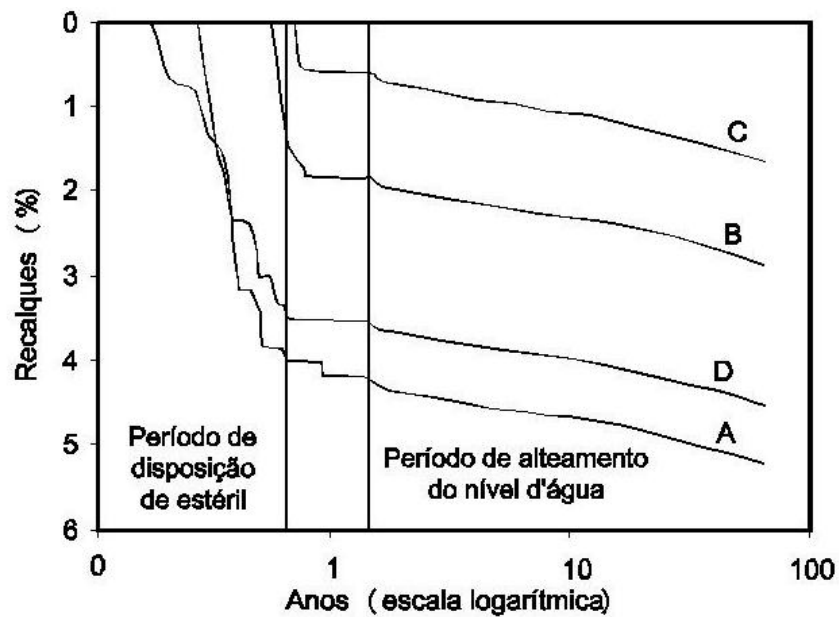


Figura 2.55 – Resultado do modelo numérico mostrando os recalques sofridos em quatro pontos distintos (A a D) posicionados sobre uma pilha de estéril de 60 m de altura, localizada em Jeebropilly Colliery, Austrália. Notar que a maior parte dos deslocamentos se dá ainda durante a fase de operação da pilha de estéril.

Fonte: Modificado de Naderian e Williams (1996).

3. ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo serão descritos os aspectos relativos à área de estudo, divididos em seis partes: (a) aspectos gerais, que incluem temas como localização, denominação/subdivisão e produção da Mina de N4W; (b) aspectos climáticos e pluviométricos; (c) aspectos fisiográficos; (d) aspectos geológicos e tectônicos regionais; (e) aspectos referentes ao relevo local versus a geometria de aquisição das imagens SAR; e (f) aspectos litoestruturais e geomecânicos da Mina de N4W.

3.1. Aspectos gerais

A descoberta da ocorrência de minério de ferro em Carajás deu-se em 1967, e sua exploração iniciou-se em 1985 pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), estatal federal privatizada em 1997. O depósito de N4 compreende dois corpos de minério principais, N4E e N4W, separados segundo Beisiegel (1982) e Lobato et al. (2005) por uma falha de direção N-S. A Mina de N4W compreende, a norte, as cavas 1, 2 e Central, agrupadas coletivamente como Mina de N4WN, atualmente em exploração, e, a sul, a cava N4WS, que se encontra em processo de licenciamento ambiental junto aos órgãos públicos. A Mina de N4W está inserida na Floresta Nacional de Carajás (Flona Carajás), no município de Parauapebas, sudeste do Estado do Pará, região norte do Brasil (Figura 3.1). A Flona Carajás foi criada em 2 de fevereiro de 1998, como consequência da pressão populacional causada pelo garimpo e pelo extrativismo (IBAMA, 2004). A Mina de N4W situa-se aproximadamente no perímetro delimitado pelos paralelos 6°02'S e 6°07'S, e meridianos 50°12'W e 50°10'W. Dista, em linha reta, cerca de 550 km a sul-sudoeste da capital do Estado, Belém, e 1.100 km a norte-noroeste da capital federal, Brasília.

A Mina de N4W ocupa um platô da Serra de Carajás nivelado em torno de 500 a 900 m.s.n.m.. Atualmente, possui área de lavra da ordem de 4 km² e profundidade de 300 m, sendo dividida de norte para sul, nas cavas 1, 2 e Central, que, no futuro, constituirão uma única cava. Possui taludes de corte de inclinação variável, com altura de bancada de 15 m e bermas entre 6 e 15 m.

A Mina de N4W começou a operar em 1996, sob responsabilidade da companhia Vale S.A. Representa uma das mais importantes minas de ferro do Complexo Minerador de Carajás, que, juntamente com as minas de N4E e N5, são responsáveis por cerca de 30% da produção nacional¹⁹, destinada, sobretudo a países como China e Japão. No ano de 2010, a produção da Mina de N4W juntamente com as minas de N4E e N5 representou o equivalente a US\$ 8,7 bilhões (IBRAM, 2011).

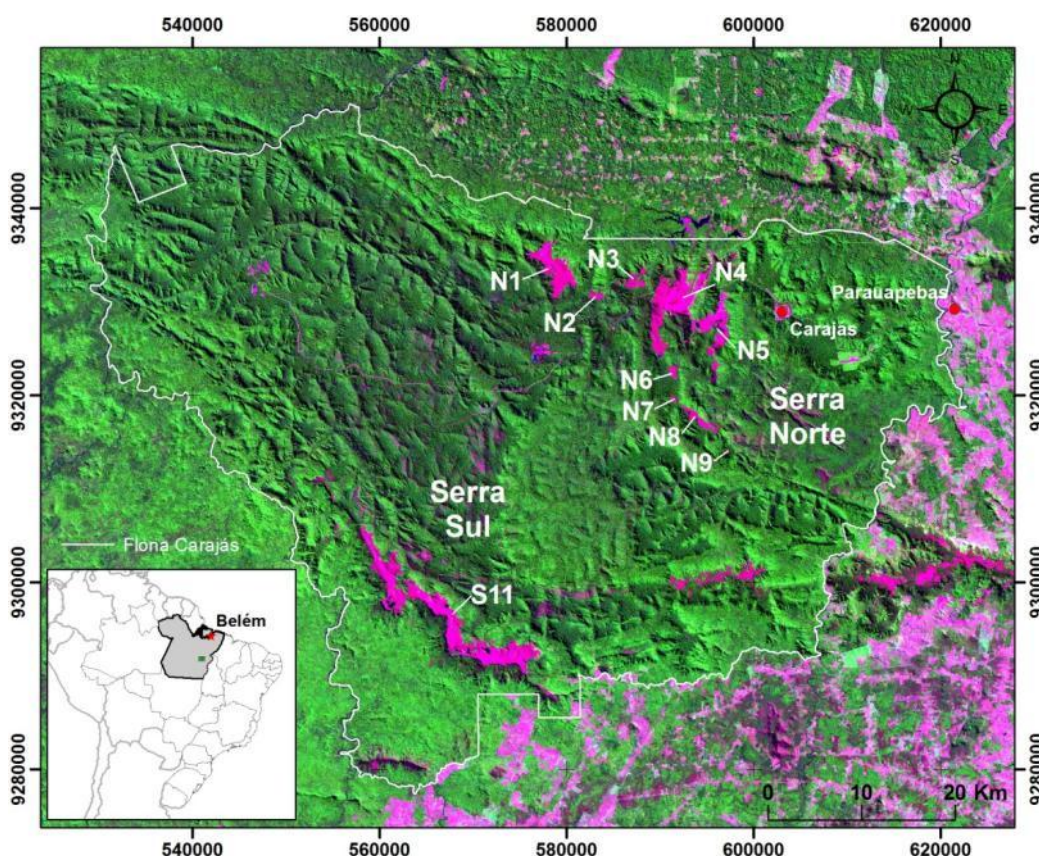


Figura 3.1 - Localização da Mina de N4, com indicação dos principais depósitos de ferro da Província Mineral de Carajás. Atualmente, apenas os depósitos de N4 e N5 vêm sendo lavrados. Composição colorida TM R7G4B3 (Imagens de 05 de agosto de 1999).

¹⁹ O Brasil é o segundo maior produtor mundial de minério de ferro, sendo que sua produção em 2010 alcançou 372 milhões de toneladas, o que equivale a US\$ 28 bilhões. As reservas de ferro nacionais são avaliadas em 29 bilhões de toneladas (IBRAM, 2011; DNPM, 2011).

3.2. Aspectos climáticos e pluviométricos

A região da Serra de Carajás é caracterizada por apresentar um clima equatorial mesotérmico de altitude. Devido às grandes oscilações do relevo são identificados dois sub-tipos climáticos: (a) o sub-tipo climático das Encostas, caracterizado por temperaturas médias de 25 a 26 °C, baixa insolação (5 a 6 horas), ventos fracos e má ventilação. As precipitações anuais estão entre 1.900 e 2.000 mm; e (b) o sub-tipo climático dos topos, caracterizado por temperaturas médias entre 23 e 25 °C, baixa insolação (4,5 a 5 horas), ventos moderados e boa ventilação. As precipitações anuais são elevadíssimas, entre 2.000 e 2.400 mm (IBAMA, 2004).

O clima da região da Floresta Nacional de Carajás, segundo a classificação de Köopen, pode ser definido no tipo "AWi" - tropical chuvoso com seca de inverno. A região apresenta o período de estiagem com cinco meses consecutivos, de junho a outubro, o período chuvoso vai de dezembro a abril e dois períodos de transição: seco-chuvoso em novembro e chuvoso-seco em maio (IBAMA, 2004).

Os dados pluviométricos da Estação Meteorológica da Mina de Ferro de N4E mostram que no período de 2000 e 2013, os anos mais chuvosos corresponderam aos de 2009 (3.156 mm) e de 2012 (2.564 mm). Na Figura 3.2, que retrata a variação pluviométrica mensal (em mm) da Mina de N4W relativa ao período de aquisição das 33 imagens SAR usadas neste trabalho (março de 2012 a abril de 2013), observa-se que o período chuvoso concentra-se nos meses de janeiro, fevereiro, março e abril. O período seco está compreendido entre o final do mês de março e o final do mês de setembro de 2012. O período chuvoso está compreendido entre o final do mês de setembro de 2012 e o mês de abril de 2013.

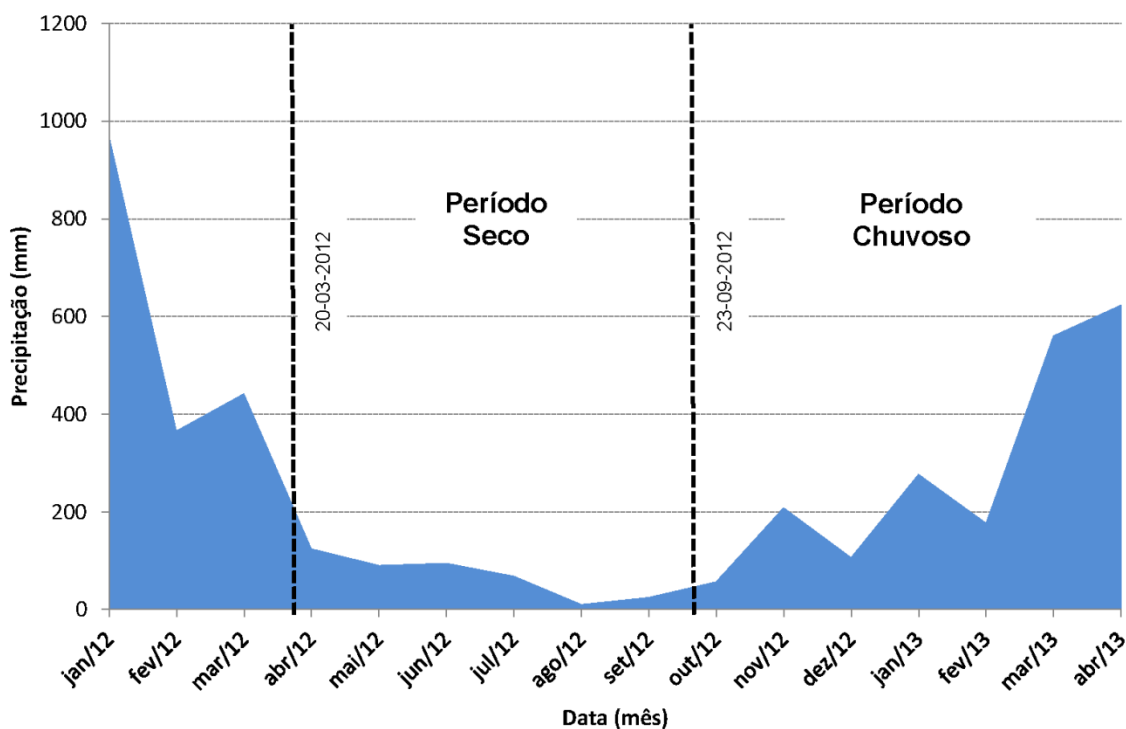


Figura 3.2 – Pluviometria mensal da Mina de N4W para o período de aquisição das imagens usadas neste trabalho. As linhas tracejadas indicam as datas de aquisição das imagens de radar dos períodos seco e chuvoso.
Fonte: Vale S.A.

3.3. Aspectos fisiográficos

A Serra dos Carajás compreende um conjunto de cristas contíguas em formato sigmoidal, que se estende por cerca de 355 km na direção E-W, com topos aplainados (platôs) nivelados em torno de 500 a 900 m.s.n.m., associados a coberturas lateríticas encouraçadas (cangas), que teriam sido formadas no Terciário inferior e no Quaternário (Pleistoceno) como resultado da atuação das superfícies de aplainamento Sul-Americana e Paraguaçu/Manzarini (COSTA, 1991). As vertentes são recobertas por floresta tropical fechada e os platôs por clareiras de vegetação baixa, designadas como “campus rupestres”, onde predominam espécies das famílias das leguminosas e das gramíneas (SILVA, 1991), que serviram como guia no programa inicial de prospecção em Carajás em meados dos anos 60. Nas áreas planas, são ainda observadas muitas depressões fechadas, ocupadas por lagoas e brejos temporários e perenes (BEISIEGEL et al. 1973). A estrutura geral da Serra dos Carajás corresponde a um sinclinal falhado, com eixo de mergulho para WNW, e flancos constituídos

pelas rochas do Grupo Grão-Pará. Esta feição é dividida em três segmentos principais: Serra Norte, Serra Leste e Serra Sul. Na porção central do segmento Serra Norte, encontra-se uma das maiores minas de ferro do mundo, a de N4 (DARDENNE e SHOBBENHAUS, 2003; TEIXEIRA e LINDENMAYER, 2006).

3.4. A Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás (PMC) é uma das mais importantes reservas minerais do Brasil, contendo os maiores depósitos de Fe de alto teor do mundo (18 bilhões de ton e teor médio de 66% Fe), além de Cu, Au, Mn, Ni, Zn e Pt (BEISIEGEL, 1982; SANTOS, 2002). A PMC está incluída na Província Amazônia Central, considerada como o segmento mais antigo (>2,5 Ga) do Cráton Amazônico, situado em sua borda sul-oriental (TASSINARI e MACAMBIRA, 1999). Nos modelos recentes de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, o núcleo arqueano da Província Amazônia Central foi denominado de Província Carajás (SANTOS et al. 2003) e, mais recentemente, de Bloco Carajás (TASSINARI e MACAMBIRA, 2004). O Bloco Carajás é limitado a leste pelo Cinturão Neoproterozóico Araguaia, a norte pela província paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas, e a sul e oeste, pelo domínio Santana do Araguaia (VASQUES e ROSA-COSTA, 2008) e rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Supergrupo Uatumã.

A PMC compreende dois domínios tectônicos arqueanos: a sul, um terreno mais antigo (mesoarqueano) denominado de granito-*greenstone* Rio Maria (HUHN et al. 1988) e, a norte, a Faixa de Cisalhamento Neoarqueana Itacaiúnas - FCI (ARAÚJO et al. 1988), correspondente ao Domínio Carajás de Santos (2003).

O terreno granito-*greenstone* Rio Maria é constituído por sequências de *greenstone belts* do Supergrupo²⁰ Andorinhas (DOCEGEO, 1988), com idades entre 3,2 a 2,9 Ga (LOBATO et al. 2005). Está representado

²⁰ Refere-se a conceitos litoestratigráficos, como grupo, supergrupo e complexo (MURPHY e SALVADOR, 1999).

predominantemente por rochas metaultramáficas (komatiítos) e metamáficas (basaltos e gabros) e, subordinadamente, por rochas intermediárias a félsicas, intercaladas com rochas sedimentares (grupos Babaçú e Lagoa Seca), intrudido por uma grande variedade de granitóides arqueanos (ALTHOFF et al. 2000, DALL'AGNOL e OLIVEIRA, 2007), e recoberto por sedimentos clásticos da Formação Rio Fresco.

A FCI é composta de um embasamento mesoarqueano constituído de gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e ortogranulitos do Complexo Pium, sobre o qual se instalou a Bacia de Carajás, preenchida por uma sequência neoarqueana vulcanossedimentar, incluída no Supergrupo Itacaiúnas, além de complexos máfico-ultramáficos acamadados (Figura 3.3; COSTA et al. 1995).

A colagem destes domínios é interpretada como o resultado da justaposição de ambientes de arco vulcano-plutônico, cuja subducção se processou em ângulo oblíquo em relação à margem continental ativa (Complexo Xingu), o que provocou a instalação do sistema de cisalhamento sinistral Itacaiúnas (TEIXEIRA e EGGLER, 1994; TEIXEIRA e LINDENMAYER, 2006; TEIXEIRA et al. 2010).

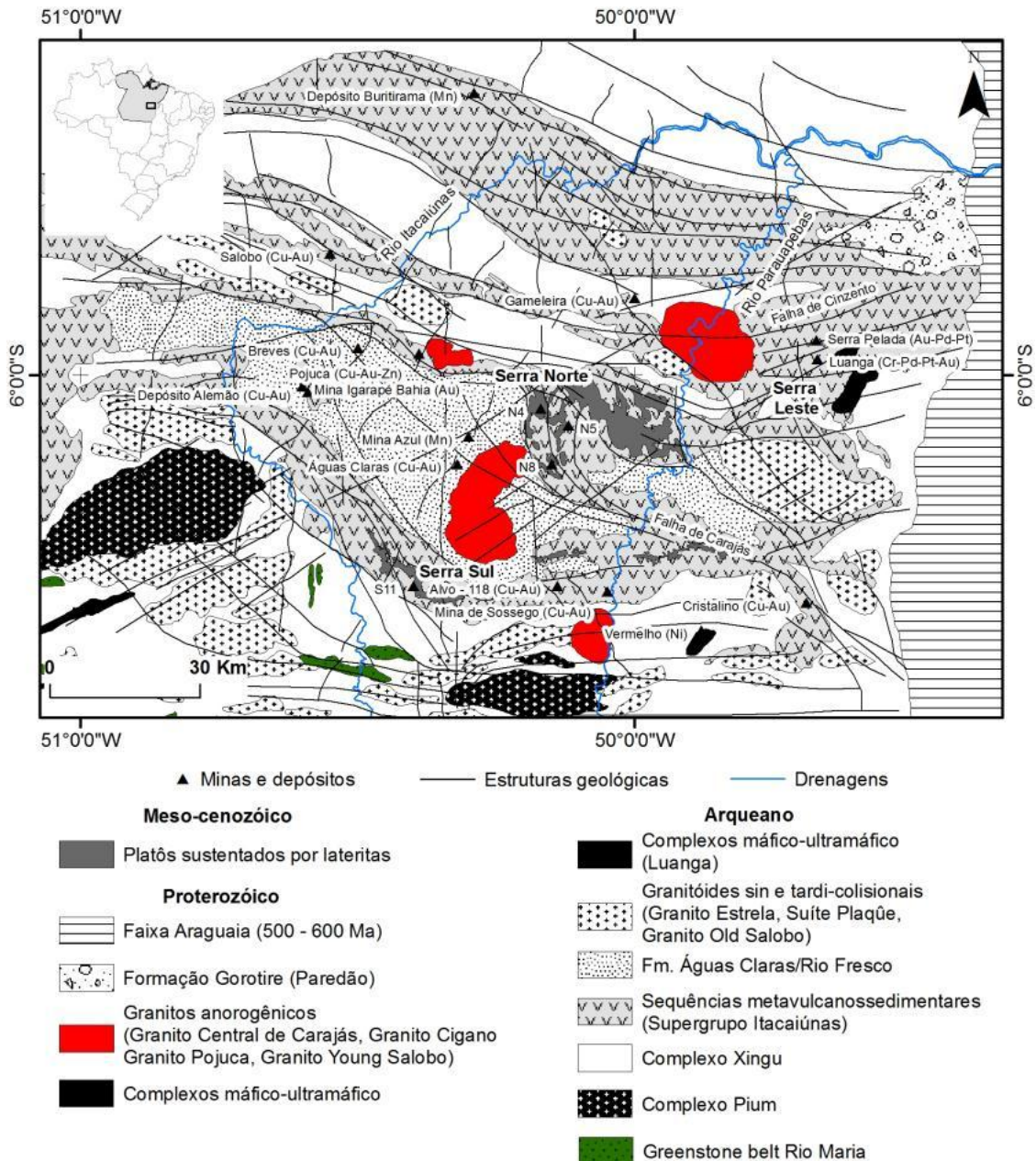


Figura 3.3 - Mapa geológico do Cinturão de Cizalhamento Itacaiúnas, com indicação dos principais depósitos minerais. Coordenadas geográficas, Datum WGS-84. Adaptado de DOCEGEO (1988), Faraco et al. (2004), Veneziani et al. (2004).

As sequências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas estão divididas nos grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama (DOCEGEO, 1988). O Grupo Grão-Pará datado em 2,76 Ga (MACHADO et al. 1991), é composto por grande volume de rochas vulcânicas (basaltos, andesitos e riolitos) e formações ferríferas bandadas,

metamorfoseadas em fácies xisto verde, agrupadas nas formações Parauapebas e Carajás. Os imensos depósitos de Fe da região de Carajás estão contidos nos jaspilitos e minério de ferro (hematita) da Formação Carajás, que alcançam 400 m de espessura (BEISIEGEL et al. 1973, MEIRELES et al. 1984, OLSZEWSKI et al. 1989; ROSIÈRE e CHEMALE JR., 2000; LINDENMAYER et al. 2001). As sequências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas estão discordantemente recobertas por uma espessa sequência de sedimentos clásticos (e.g. arenitos, calcarenitos, siltitos e conglomerados), marinho raso a fluvial, das formações Rio Fresco/Águas Claras e Gorotire (Paredão) (HIRATA et al. 1982, DOCEGEO, 1988; NOGUEIRA et al. 1995; PINHEIRO e HOLDSWORTH, 1997; LIMA e PINHEIRO, 1999).

Foram propostos diversos modelos tectônicos para a Bacia de Carajás baseados, sobretudo, na interpretação das características geoquímicas das rochas vulcânicas dos grupos Grão-Pará e Salobo. Meireles (1986), Teixeira e Egger (1994) e Rosière et al. (2006) consideram que a origem da Bacia de Carajás estaria associada a um ambiente de arco vulcânico relacionado a mecanismos de colisão, enquanto Olszewski et al. (1989) e Lindenmayer et al. (1995) sugerem que a Bacia de Carajás constitui um rifte continental.

A FCI é marcada por estruturas entrelaçadas e anastomosadas, orientadas segundo a direção geral E-W, formando um leque imbricado de cavalgamentos oblíquos dúcteis, a sul, e os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, a norte, mostrando clara rotação sinistral para todo o conjunto (ARAÚJO e MAIA, 1991). A FCI teve gênese em um evento transpressivo sinistral dúctil datado de 2,8 G.a, que afetou inicialmente as rochas do embasamento, com diversas reativações no Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico (PINHEIRO e HOLDSWORTH, 2000, VENEZIANI et al. 2004). Dentre as estruturas presentes na FCI, as mais proeminentes são as falhas regionais de Carajás e de Cinzento. A Falha de Carajás apresenta 130 km de extensão, sendo constituída por lineamentos curvilíneos a retos, entrelaçados, de direção geral WNW-ESE, que em alguns locais alcançam até 4 km de largura. Sua

terminação setentrional é marcada por uma série de ramificações em forma de *splays* projetados para norte-noroeste, que controlam a distribuição dos depósitos de Fe de Carajás (PINHEIRO et al. 2001). A Falha de Cinzento é interpretada como uma faixa transcorrente sinistral, de direção geral WNW-ESE, formada por dois duplexes (Salobo e Cururu) e o rabo de cavalo Serra Pelada, separados por segmentos retos (SENA COSTA e SIQUEIRA, 1990). Na maioria dos mapas geológicos da região de Carajás, ambas as estruturas são interrompidas pelos granitos anorogênicos paleoproterozóicos Central de Carajás e Cigano. No entanto, Araújo e Maia (1991), Paradella et al. (1997) e Veneziani et al. (2004) afirmam que eventos posteriores de deformação reativaram antigos lineamentos de direção aproximadamente E-W, que afetaram o granito Cigano.

A PMC foi palco de intensa granitogêse, responsável por muitas concentrações minerais, como os óxidos de ferro-cobre-ouro de Salobo, Sossego, Cristalino, Igarapé Bahia-Alemão, entre outros (LINDENMAYER et al. 1995, BIONDI, 2003, GRAINGER et al. 2008, TEIXEIRA et al. 2010). Dall'Agnol et al. (1997), Dall'Agnol et al. (1999) e Dall'Agnol et al. (2010), sintetizaram oito grupos de granitóides, sete deles arqueanos (3,0 a 2,57 Ga) e um paleoproterozóico (1,88 a 1,86 Ga): 1) Séries TTG mais antigas (tonalitos Arco Verde e Caracol e Trondhemito Mogno); 2) Suíte sanukitóide Rio Maria; 3) Série TTG mais jovem (Trondhemito Água Fria); 4) Leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcalina (granitos Xinguara e Mata Surrão); 5) Leucogranitos com alto Ba e Sr (Suíte Guarantã); 6 e 7) granitos que ocorrem exclusivamente na Bacia Carajás e na zona de transição entre a Bacia de Carajás e o terreno granito-*greenstone* Rio Maria, representados pela suíte Plaquê e por granitos subalcalinos foliados (granitos Estrela, Serra do Rabo e Planalto); e 8) suítes de granitos tipo-A, anorogênicos, que ocorrem indistintamente em ambos os domínios da PMC. No Domínio Carajás, corresponderiam aos granitos Central de Carajás, Cigano, Pojuca e *Young* Salobo, e, no domínio Rio Maria, ao Granito Jamon.

Corpos básicos (basaltos e gabros) sob a forma de *sills* e diques são numerosos e apresentam volumes variados. Zircões obtidos em *sills* de

metagabros que truncam os sedimentos da Formação Águas Claras revelaram idade de 2,64 Ga (DIAS et al. 1996), e estariam associados a um vulcanismo sindeposicional da Bacia “Grão Pará” (TRENDALL et al. 1998). Costa et al. (1991) descrevem um evento distensivo regional que teria afetado toda a PMC durante o proterozóico médio, sendo responsável pela geração de feixes de falhas orientadas segundo as direções NW-SE e NE-SW, e a colocação de corpos intrusivos.

Estudos também indicam que a PMC foi submetida a dois eventos neotectônicos durante o mioceno e o pleistoceno/recente (COSTA et al. 1996), aos quais associam-se feixes de falhas de dezenas a centenas de quilômetros de extensão, de orientação EW e NS, conectados por lineamentos de orientação NE, responsáveis pela esculturação regional da paisagem, eventos de sismicidade, além de fontes termais, indicando que estas estruturas permanecem ativas.

3.4.1. Origem das formações ferríferas bandadas (BIF)

Formações ferríferas bandadas (BIF - *banded iron ore formations*, incluindo as variedades jaspilito e itabirito) são precipitados químicos predominantemente de idade Pré-Cambriana (3,8 a 2,5 Ga.), constituídos de níveis de óxidos, carbonatos ou sulfetos de ferro, contendo teor de Fe > 15%, alternados a níveis de sílica (quartzo, cherte ou jaspe), aos quais também podem estar associados minerais de ferro (TUCKER, 2003; KLEIN, 2005; POHL, 2011). Segundo Mel'nik (1982), as formações ferríferas bandadas pré-cambrianas são rochas metamórficas de baixo grau, que teriam sido formadas a partir da oxidação de Fe²⁺ e sílica advindos de vulcões submarinos (fumarolas), dissolvidos em bacias marinhas rasas ricas em colônias de cianobactérias (algas verdes e azuis), cuja atividade fotossintética teria desencadeado a oxidação da atmosfera terrestre constituída de amônia e metano. Klein (2005) relata que não há evidência disponível que permita afirmar que a precipitação das BIF seja o resultado direto da interação microbiológica. Segundo o autor, as BIF apresentam carência de constituintes como carbono orgânico e microfósseis, e o estudo de isótopos de Fe são inconclusivos quanto a possibilidade de

processos biológicos terem sido responsáveis por sua precipitação. No entanto, o autor não esclarece a provável fonte do oxigênio necessária para a oxidação e subsequente precipitação do ferro nos oceanos, afirmando apenas que estariam correlacionadas a uma possível curva de evolução do conteúdo de O₂ na atmosfera Pré-Cambriana.

O bandamento rítmico encontrado nas BIF pode ser classificado quanto a sua espessura como micro (0,3 a 0,7 mm), meso (\leq 2,54 cm) e macrobandamento (alternâncias grosseiras de tipos de rocha distintos), segundo Klein (2005). Para Mel'nik (1982), sua formação poderia estar associada a vários processos, tais como: (1) ciclicidade na atividade vulcânica; (2) diferenças nas taxas de deposição da sílica e do ferro; (3) variações no pH do meio; ou (4) a deposição constante da sílica e periódica do ferro.

Mel'nik (1982), Biondi (2003) e Pohl (2011) descrevem que, com base em associações litológicas, as BIF Pré-Cambrianas podem ser classificadas em dois tipos: Algoma (vulcanogênico) e Lago Superior (plataforma marinha associada a vulcanismo), cujas diferenças poderiam ser explicadas, sobretudo, devido à distância entre os centros vulcânicos e a bacia de deposição.

No caso dos depósitos de ferro de Carajás, segundo Meirelles (1986), sua origem estaria relacionada à precipitação química, a partir de fluidos hidrotermais oriundos da lixiviação de rochas vulcânicas, sendo que o processo de enriquecimento supergênico (lixiviação da sílica) teria levado à alta concentração da hematita. Para Lindenmayer et al. (2001), no entanto, o alto teor de Fe das formações ferríferas de Carajás estaria associado a diversas fumarolas ativas, que funcionaram como fonte de fluidos hidrotermais, sendo que sua deposição teria ocorrido em plataformas marginais rasas e estáveis. Lobato et al. (2005) afirmam que a mineralização de ferro de Carajás resultou não apenas da lixiviação de SiO₂, mas, sobretudo, do enriquecimento hidrotermal em ferro de fonte externa, provavelmente de origem magmática alcalina distal e de idade paleoproterozóica.

3.5. O Depósito de Ferro de N4W

3.5.1. Relevo local versus geometria de aquisição das imagens SAR

Em se tratando da técnica InSAR, a primeira questão a se ponderar é a visibilidade da área de estudo pelo sensor. Devido à visada lateral oblíqua dos sistemas radares imageadores e ao ângulo de incidência local (topografia), as imagens SAR estão sujeitas a distorções geométricas que limitam a aplicação da técnica. Parte destas distorções pode ser reduzida utilizando-se um DEM de alta resolução. A Figura 3.4a corresponde a uma composição colorida do satélite GeoEye-1, com indicação das cavas e pilhas de estéril associadas à Mina de N4W. A Figura 3.4b representa a topografia atual da Mina de N4W e seu entorno, gerada a partir de um par-estéreo do satélite GeoEye-1. As Figuras 3.4c e 3.4d retratam, respectivamente, a declividade (graus) e a orientação das vertentes/aspecto (em azimute) da área de estudo. No mapa de declividades, estão representadas duas classes em função do ângulo de incidência (41°) do sensor. Conforme esta figura, apenas algumas áreas não são efetivamente vistas pela antena (taludes com inclinação $> 41^\circ$). No flanco oeste das cavas e pilhas de estéril (rampa reversa), as áreas assinaladas em vermelho correspondem a regiões de sombra, enquanto no flanco leste (rampa frontal) a regiões de encurtamento de rampa. A Figura 3.4c também revela a existência de áreas com taludes de escavação bem inclinados (verticais). O mapa da Figura 3.4d indica uma ampla variabilidade de orientação de encostas para a área de estudo, em virtude da geometria complexa da escavação. Cabe destacar que encostas orientadas paralelamente ao feixe de iluminação (ENE) apresentam baixo ou nenhum sinal de retorno, assim como áreas planas e lisas. Estas regiões corresponderiam aproximadamente às encostas voltadas para sul e para norte.

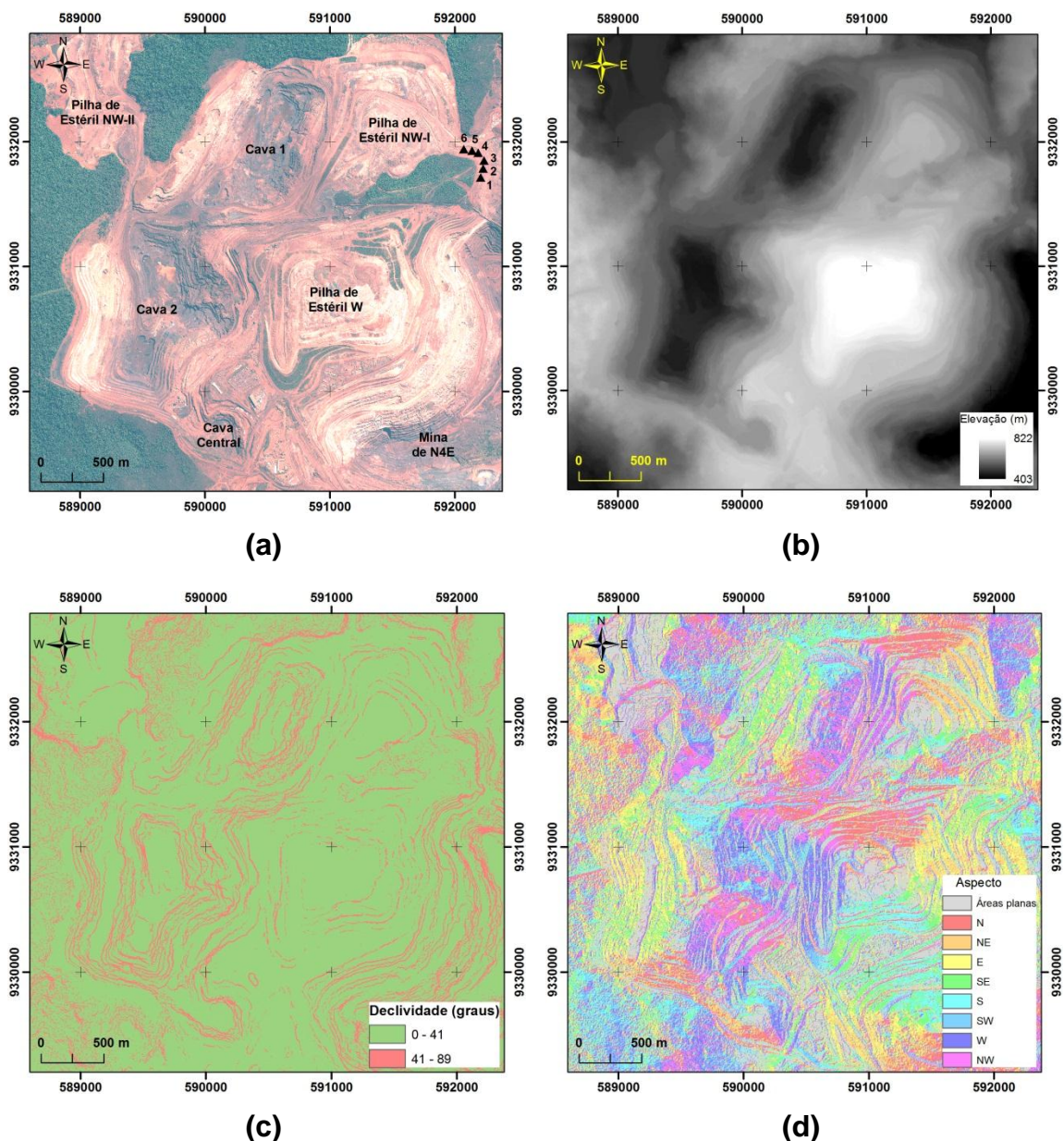


Figura 3.4 - (a) Composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada, com indicação das cavas e pilhas de estéril associadas à Mina de N4W; (b) Mapa hipsométrico (m.s.n.m); (c) Mapa de declividade (graus); e (d) Mapa de orientação de vertentes/aspecto (azimute). ▲ - prismas de monitoramento geotécnico usados para a validação dos resultados.

3.5.2. Aspectos litoestruturais e geomecânicos

Conforme mencionado, o depósito de N4W é constituído de jaspilitos e minérios de ferro de alto teor (Formação Carajás), encaixados em rochas vulcânicas básicas (Formação Parauapebas) de baixo grau metamórfico, incorporadas no Grupo Grão Pará de idade neoarqueana (GIBBS et al. 1986;

DOCEGEO, 1988). O trabalho mais atual e detalhado sobre a geologia do depósito de N4W é o relatório interno da BVP (2011a). Cabe mencionar também os trabalhos de Pinheiro e Holdsworth (1997) e Pinheiro et al. (2001), que enfocam aspectos estruturais de cunho tectônico, e reconhecem padrões de dobras em diferentes escalas e estilos, com eixos mergulhando para NW, WNW e WSW. A caracterização geomecânica dos litotipos aflorantes na área de lavra, para fins de desenvolvimento da mina, encontra-se descrita em Sá (2010) e BVP (2011a).

A Figura 3.5 reproduz o mapa litoestrutural atual da Mina de N4W, onde são reconhecidas oito unidades de mapeamento, sintetizadas na Tabela 3.1. Segundo a Figura 3.5, afloram em seu núcleo formações ferríferas bandadas e jaspilitos, ladeados por rochas máficas básicas (andesitos, basaltos e riolitos). Predominam litotipos intemperizados, com variados graus de alteração. Este conjunto apresenta mergulho para W (Figura 3.6), e é intrudido por numerosos diques e sills de natureza básica. Cangas e solos lateríticos espessos (> 20 m) recobrem o depósito. Segundo BVP (2011a), que realizou o mapeamento litoestrutural da Mina de N4W a partir de um conjunto de 3.042 estações de observação, sendo levantadas mais de 4.000 medidas estruturais, são reconhecidas quatro feições estruturais principais (notação *dip direction/dip*): (a) juntas, com atitude variável, afetando todas as unidades mapeadas; (b) bandamento/foliação, com orientação preferencial 274/41; (c) planos de cisalhamento (dúcteis), com *trends* em 275/43 e 104/41; e (d) falhas geológicas, orientadas preferencialmente segundo a direção 015/60.

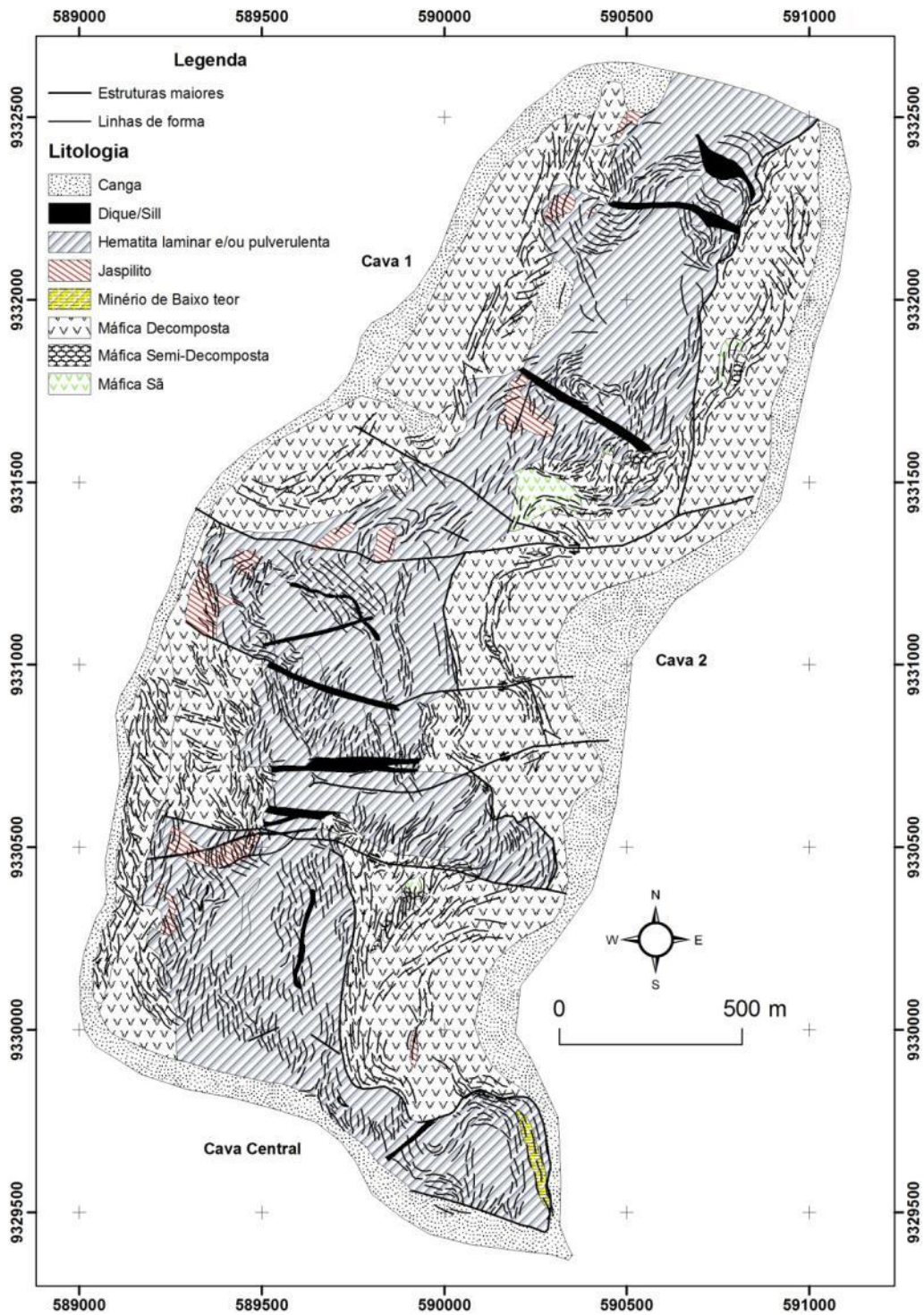
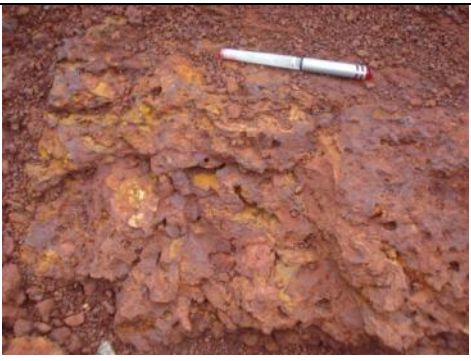







Figura 3.5 – Mapa litoestrutural (atual) da Mina de N4W.
 Fonte: BVP (2011a).

Tabela 3.1 - Classificação dos litotipos na área das minas de ferro da Província mineral de Carajás.

Sigla	Denominação	Características	Foto
CQ	Canga química ou hidratada	Material superficial intemperizado, predominantemente limonítico, que recobre rocha máfica.	
CM	Canga de minério	Material que recobre o minério de Fe, formado por blocos de hematita cimentados por óxidos de Fe. Possui espessura da ordem de 15 a 20 m. Dados de análises químicas: 64,1% Fe; 0,22% P; 0,6% SiO ₂ ; 1,7% Al ₂ O ₃ ; 0,11% de Mn e 1% FeO.	
Jp	Jaspilito	Material definido pela alternância entre mesobandas de jaspe/cherte e opacos (2 a 40 mm), com teor de Fe entre 20 a 40% e sílica de 38 a 60%.	



(continua)

Tabela 3.1 – Continuação.

Sigla	Denominação	Características	Foto
HM	Hematita mole/friável	<p>Minério hematítico friável, cinzento escuro, pulverulento, laminado, perturbado, com teor médio de Fe de 66%.</p> <p>Pode conter contaminantes de Si em profundidade, Mn na região de contato com a rocha máfica inferior, Al e P no contato com a rocha máfica superior, e Mn e P em zonas de cisalhamento, recebendo designações como HM-silicosa, HM-manganesífera, etc.</p>	
HD	Hematita dura	<p>Minério compacto, laminado, constituído por hematita especular, com teor de Fe de 65 a 69%.</p>	
MD	Máfica decomposta	<p>Rocha máfica intemperizada.</p>	

(continua)

Tabela 3.1 - Conclusão.

MSD	Máfica semi-decomposta	Rocha máfica semi-intemperizada.	-
MS	Máfica sã	Rocha máfica sã (andesitos-basaltos), esverdeada (cloritizada), com estruturas vulcânicas típicas. Corresponde, juntamente com a MD e MSD, as encaixantes das formações ferríferas e jaspilitos (Figura 3.6).	
MBT	Minério de baixo teor	Minério de Fe com teor de 50 a 60%, contaminado com teores de Si<1%, P<0,07%, Al<1,2% e Mn<1%.	-
Sills e diques máficos		Corpos de rochas metabásicas comumente alterados, com espessuras da ordem de metros.	

Fonte: Adaptado de Lobato et al. (2005) e Teixeira e Lindenmayer (2012).

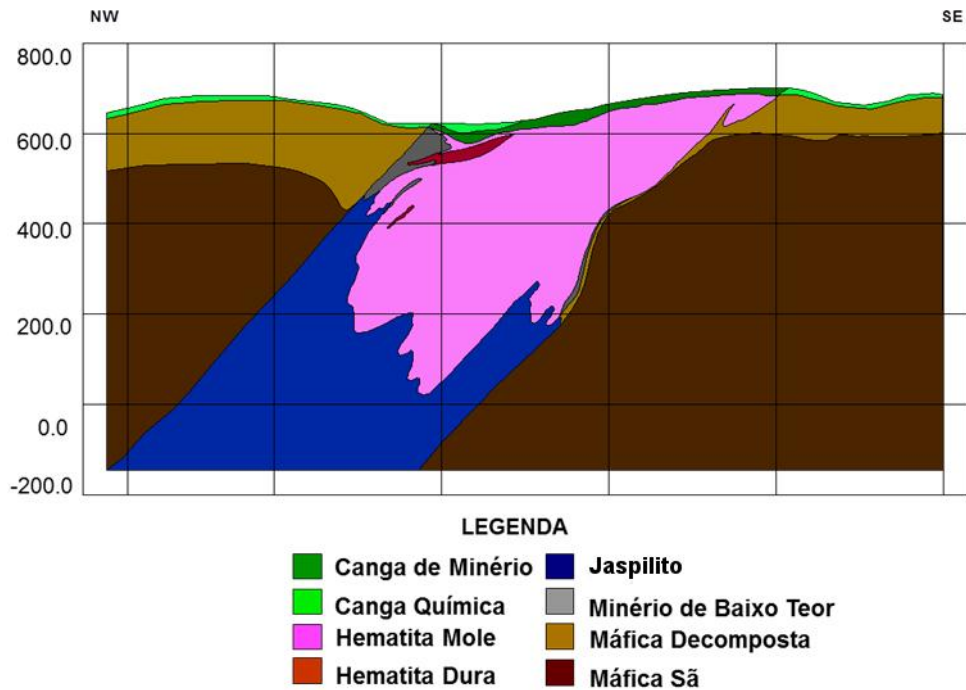


Figura 3.6 – Perfil geológico esquemático da Cava 1, Mina N4W.
 Fonte: Vale S.A.

A Mina de N4W é constituída por maciços heterogêneos e anisotrópicos, com resistências extremamente variáveis. Embora Sá (2010) tenha apresentado resultados de ensaios de resistência mecânica para as rochas da Mina de N4E (Tabela 3.2) adotados em estudos de retroanálise, além de dados compilados a partir de outras campanhas, este estudo também fornece informações importantes quanto aos parâmetros de resistência mecânica dos litotipos aflorantes na Mina de N4W. Conforme os dados desta tabela, verifica-se que os mesmos são classificados em sua maioria como materiais brandos (<250 kPa) segundo a ISRM (1981), e devem constituir taludes bem abatidos.

Tabela 3.2 - Síntese dos parâmetros geomecânicos do depósito de N4.

Autores	Litologia	Parâmetros de resistência		
		c (kPa)	ϕ (°)	γ_{sat} (kN/m ³)
Sá (2010)	MD	94	26	20
	HM	123	38	38
	ZC-MD	9	18	20
Outras campanhas	MS	3.200	50	29
	HD	250	45	37
	Jp	3.750	43	37
	Canga	65	38	30

γ_{sat} - peso específico saturado.

ZC-MD - Zonas de cisalhamento na máfica decomposta.

Fonte: Sá (2010).

A Figura 3.7 sintetiza a distribuição das classes geomecânicas RMR (BIENIAWSKI, 1989) para a Mina de N4W, conforme BVP (2011a). Segundo esta figura, predominam maciços de baixa qualidade geomecânica, classes V e IV. Maciços de média a boa qualidade (classes III a I) ocorrem localizadamente, como corpos isolados.

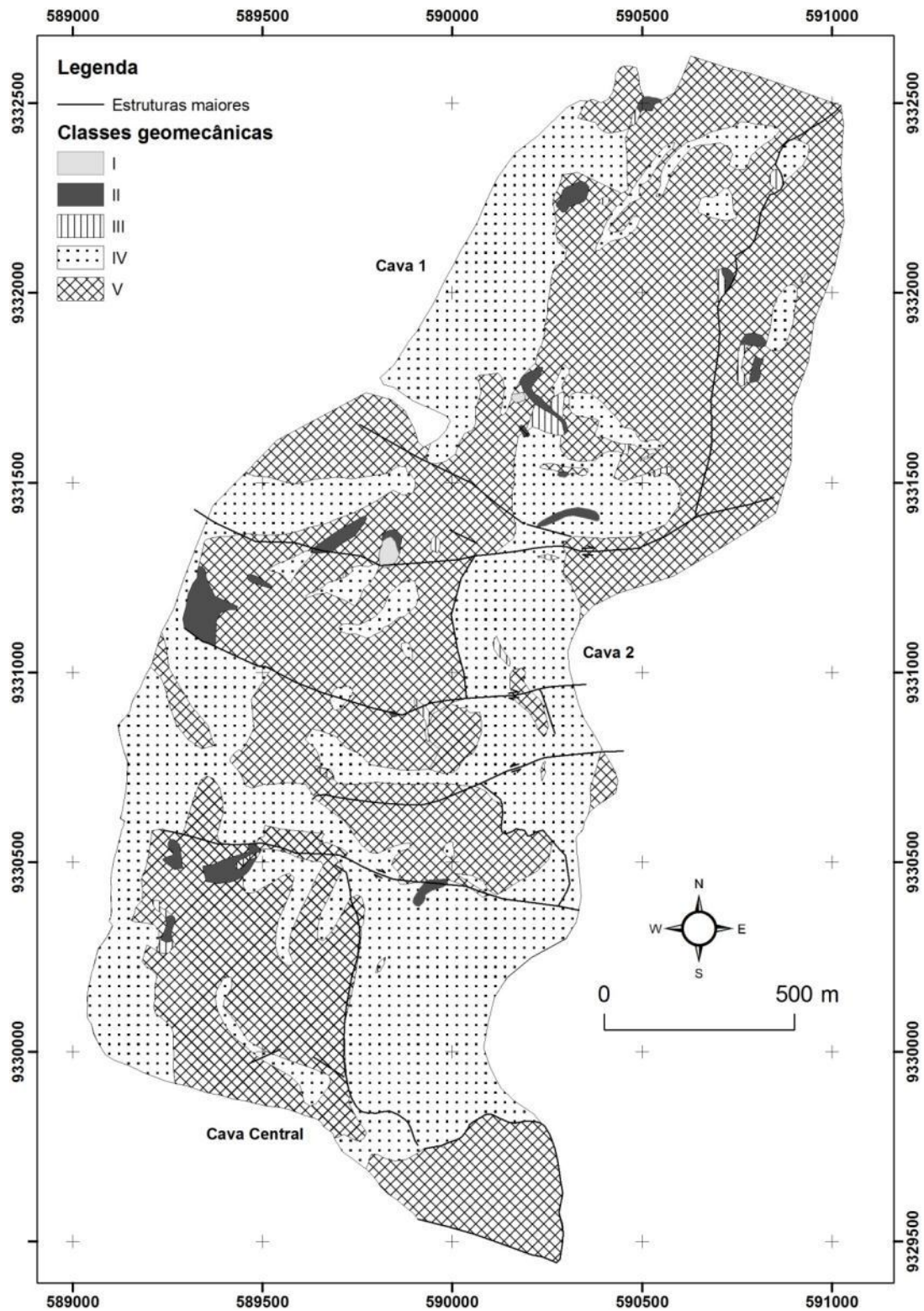


Figura 3.7 - Classes geomecânicas RMR da Mina de N4W, com indicação das estruturas principais. Notar a predominância de maciços de baixa qualidade geomecânica.
 Fonte: BVP (2011a).

3.5.3. Histórico de eventos de instabilidade

Segundo Sá et al. (2008), foram registradas quatro grandes ocorrências de rupturas (plano-circulares) nas cavas 1, 2 e central da Mina de N4W, entre os anos de 2003 e 2008, envolvendo várias bancadas (Figura 3.8). Segundo os autores, as rupturas se devem ao efeito combinado de feições geológicas “escondidas” (o contato entre a formação ferrífera e *sills*/diques máficos, que mergulham para o interior da mina) e do avanço da escavação, que leva ao descalçamento do talude. Não há menção quanto à ocorrência de chuvas precedendo os eventos de ruptura.



Figura 3.8 - Plano de ruptura envolvendo ao menos quatro (4) taludes da aba leste, Cava 1, Mina N4W. Notar o desmantelamento dos taludes por efeito erosivo, o que indica que se trata de materiais de baixa coesão. Foto tomada a 15 de março de 2012.

3.5.4. Plano de lavra

O plano de lavra anual da Mina de N4W elaborado pela empresa Vale S.A. é de especial interesse a esta pesquisa, uma vez que indica as áreas da mina que serão exploradas, e, portanto, não poderão ser monitoradas pela técnica de interferometria SAR (Figura 3.9). Conforme esta figura, está planejada a lavra parcial de todas as cavas para os anos de 2012 e 2013. No entanto, os flancos leste das cavas 1 e 2 permanecerão praticamente intactos no ano de 2012, assim como as porções superiores do flanco leste da Cava 1, do flanco

oeste da Cava 2 e de parte da Cava Central no ano de 2013. Deve-se mencionar que a última aquisição do TSX-1 ocorreu em abril de 2013. Portanto, o plano de lavra de 2013 não se aplica integralmente como fator limitador ao uso da tecnologia InSAR.

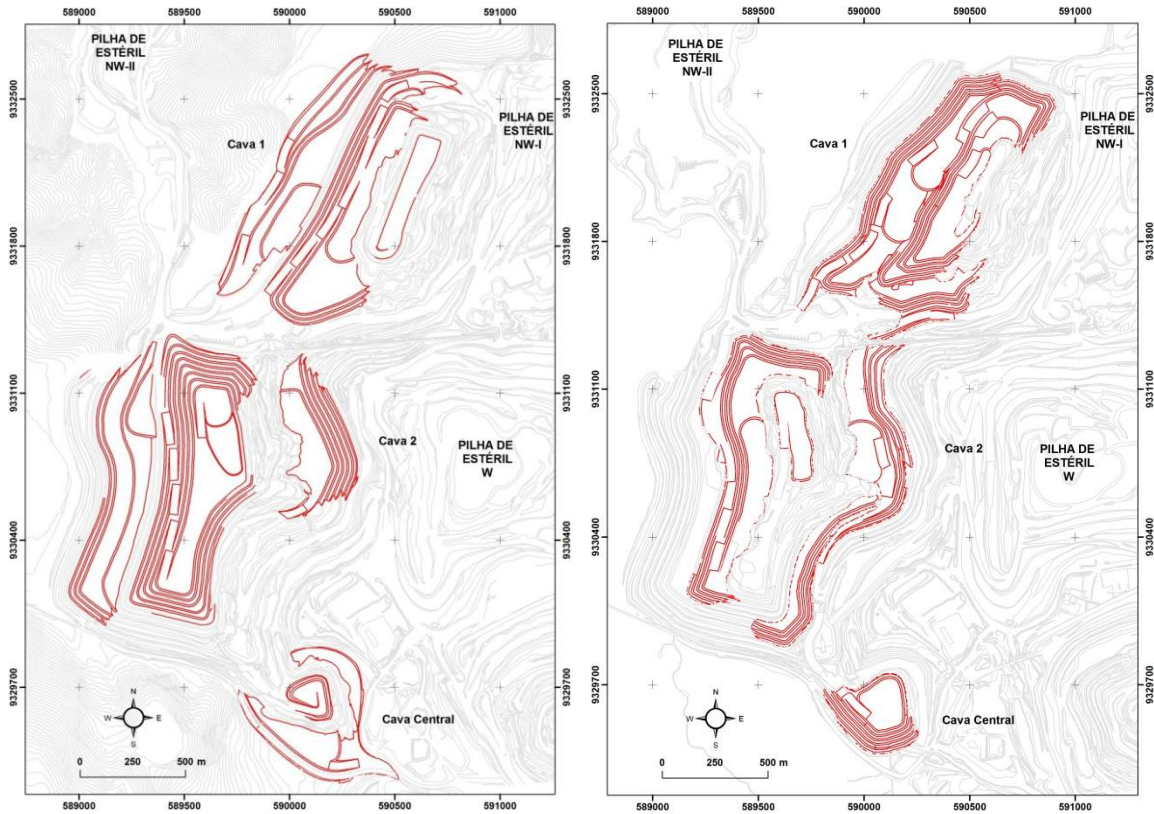


Figura 3.9 - Plano de Lavra 2012 (à esquerda) e 2013 (à direita) para a Mina de N4W. Em vermelho, áreas que serão lavradas. Fonte: Vale S.A.

4. MATERIAIS E MÉTODO

4.1. Materiais

Os seguintes materiais foram usados na presente pesquisa:

- 33 imagens complexas (SSC - *single look slant range complex*) em órbita ascendente (visada para N78°) do satélite alemão TSX-1 (órbita 42), adquiridas à noite (21h39 horário local) no período de 20 de março de 2012 a 20 de abril de 2013²¹, polarização HH (a escolha da polarização HH deve-se a geometria das bancadas), modo *StripMap*, resolução espacial em azimute de 3,3 m e em range de 1,7 a 3,49 m, espaçamento de píxel em azimute de 1,9 m e em range 1,3 m, faixa de imageamento de 30 km, coordenadas no centro da cena lat. -6.01 / lon. - 50.22 e ângulo de incidência no centro da cena de 41°. A área de estudo ocupa aproximadamente a porção central da imagem *StripMap* do satélite TSX-1 (Figura 4.1);
- As imagens TSX-1 foram processadas no software GAMMA – Remote Sensing (WERNER et al. 2000), módulos IPTA, ISP, DIFF/GEO e DISP, e os seus resultados foram editados no software ArcGiS 10 (ESRI);
- Quatro bandas multiespectrais e uma banda pancromática do satélite GeoEye-1, tomadas em modo estéreo a 01-07-2012, e entregues com espaçamento de píxel de 0,5 metros. A primeira aquisição estereoscópica possui ângulos de azimute e de elevação solar de 29,4 e 82,4 graus e a segunda aquisição ângulos de 39,6 e 51,7 graus, respectivamente. As imagens foram ortorretificadas no aplicativo OrthoEngine do software PCI Geomatics (versões 2012 e 2013) e apresentam acurácia planimétrica de cerca de 1 m. Para detalhes quanto ao procedimento de ortorretificação das imagens, consultar Paradella e Cheng (2013);

²¹ As imagens relativas aos dias 31-12-2012, 13-02-2013, 24-02-2013 e 07-03-2013 não foram adquiridas por motivo não informado, tendo sido substituídas pelas imagens adquiridas em 18-03-2013, 29-03-2013, 09-04-2013 e 20-04-2013.

- DEM gerado no aplicativo OrthoEngine do software PCI Geomatics (versões 2012 e 2013) a partir de um par-estéreo de imagens pancromáticas do satélite GeoEye-1, com erro altimétrico de 1,5 m e espaçamento de pixel de 2 metros. Para detalhes quanto ao procedimento de geração do DEM, consultar Paradella e Cheng (2013);

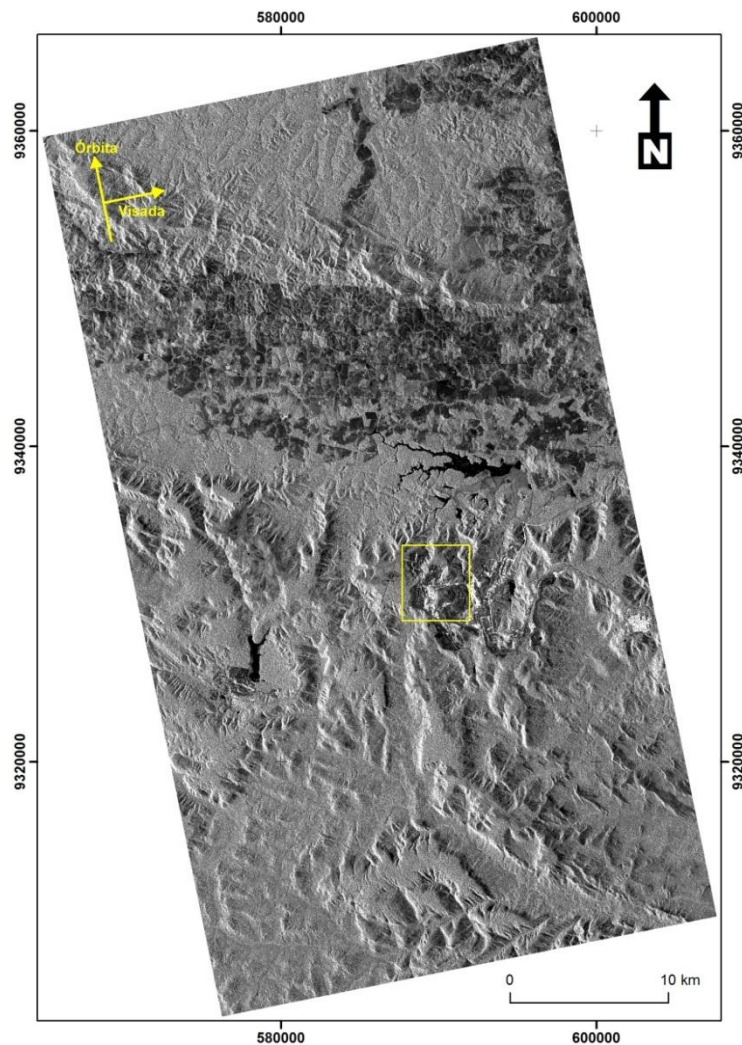


Figura 4.1 - Imagem *StripMap* do satélite TSX-1, com indicação da área de estudo.

- Dados de precipitação da Estação Meteorológica da Mina de N4E para o período de aquisição das imagens, fornecidos pela empresa Vale S.A., cujo intuito foi o de verificar a influência da precipitação anual durante a aquisição das imagens;

- Dados litoestruturais e geomecânicos de detalhe e atualizados, fornecidos pela empresa Vale S.A.;
- Plano de lavra de curto e médio prazo (2012 e 2013), cujo intuito é o de auxiliar na interpretação dos interferogramas;
- Dados geotécnicos de campo fornecidos pela empresa Vale S.A., compreendendo prismas refletivos utilizados para a validação dos resultados e dados provenientes de levantamentos topográficos sistemáticos adquiridos sobre a pilha de estéril NW-I;
- Programa computacional PHASE2 versão 8.0 (ROCKSCIENCE, 2011) utilizado para a simulação numérica, pelo método dos elementos finitos (FEM), dos deslocamentos teóricos totais esperados sobre as pilhas de disposição de estéril.
- Um par-estéreo de imagens amplitude do satélite canadense RADARSAT-2, em modo Ultra-Fine, órbita descendente (visada para N282), polarização HH, faixa de imageamento de 20 km, ângulo de interseção estereoscópica de 12°, espaçamento de pixel de 5 m, data de aquisição 09 e 23 de junho de 2009. O par-estéreo foi construído e interpretado no aplicativo OrthoEngine do software PCI Geomatics (versão 10.3.2);
- Todo o processamento computacional foi executado em um computador DELL Workstation, modelo Optiplex 990, com processador Intel I7-2600, CPU @ 3,40 GHz e 8 Gb de memória RAM;
- O sistema de referência cartográfica utilizado neste trabalho foi o UTM (*Universal Transverse Mercator*), Zona 22S, e o Datum WGS84 (exceto onde indicado).

4.2. Método

A abordagem metodológica envolveu várias etapas, conforme indicado no fluxograma geral da Figura 4.2. Cada cor nesta figura indica diferentes

características nas etapas. Nos próximos itens, será apresentada uma descrição pormenorizada de cada uma das etapas.

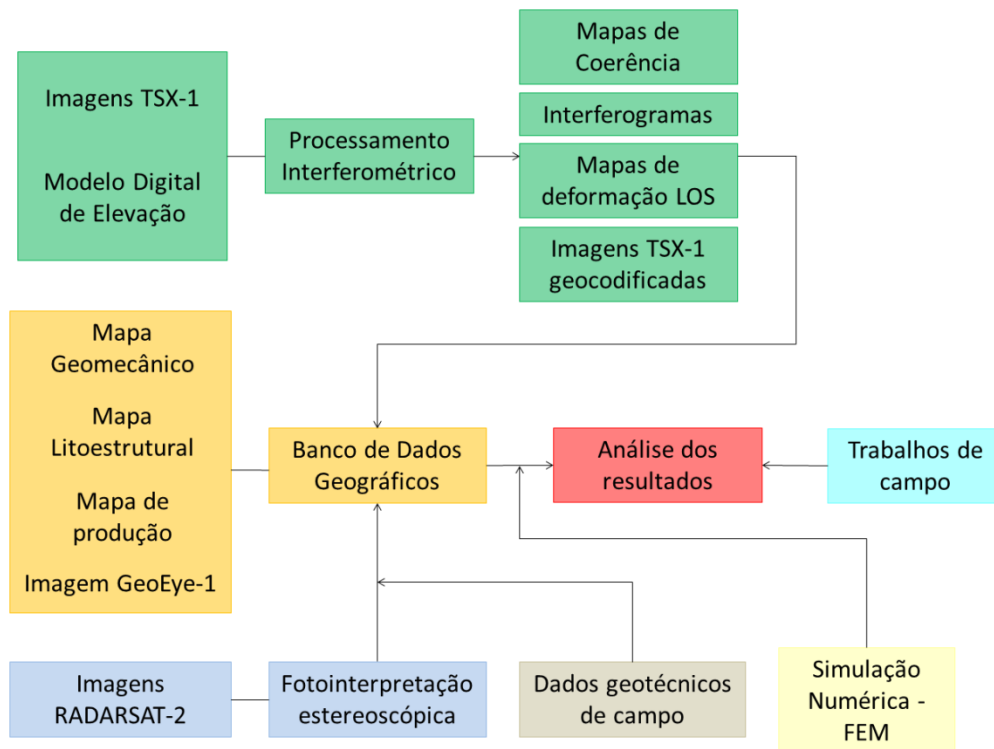


Figura 4.2 – Fluxograma geral das etapas da metodologia.

4.2.1. Processamento Interferométrico

Foram usadas duas abordagens interferométricas neste trabalho: a técnica clássica de interferometria diferencial (DInSAR), implementada no módulo DIFF/GEO do software GAMMA, e a abordagem PSI, implementada no módulo IPTA - *Interferometric Point Target Analysis* do software GAMMA (WERNER et al. 2003). Apesar de apresentar algumas limitações, a abordagem DInSAR se justifica, uma vez que possibilita obter informações nas áreas onde não há resposta com a técnica PSI, segundo Raucoules et al. (2009). Adicionalmente, a abordagem DInSAR apresenta a vantagem de não se basear em um grande número de imagens, o que possibilita gerar resultados de uma maneira mais rápida. As cenas SAR foram processadas com 1-look em ambas as abordagens. No intuito de se avaliar os efeitos da sazonalidade climática no comportamento dos taludes, fato amplamente difundido na literatura, dividiu-se

as imagens em dois conjuntos, um referente à época seca (março a setembro de 2012) e outro referente à época chuvosa (setembro de 2012 a abril de 2013), com base no gráfico da Figura 3.2. Para tanto, procurou-se, sempre que possível, manter os mesmos parâmetros de processamento para ambos os conjuntos de imagens.

Na abordagem DInSAR, foi utilizado o método de duas passagens (*2-pass interferometry*) conforme descrito no Item 2.2.9, o que minimiza o efeito da descorrelação temporal das imagens. Adicionalmente, a fase simulada a partir de um DEM externo não é influenciada pela atmosfera, nem por efeitos de descorrelação, como ocorrem nos métodos de três e de quatro passagens. O processamento interferométrico DInSAR consistiu das seguintes etapas (Figura 4.3): (1) correção precisa ($< 0,1$ pixels) das cenas. A imagem mestre selecionada na formação dos pares interferométricos corresponde à imagem mais antiga. Os pares foram selecionados sequencialmente, no intuito de se minimizar os efeitos da descorrelação temporal, o que permitiu a geração de 32 pares interferométricos; (2) geração da imagem de coerência interferométrica (janela de 5×5 pixels); (3) geração do interferograma complexo; (4) filtragem adaptativa espacial de Goldstein e Werner (1998) para redução do ruído speckle (janela de 64×64 pixels), e desdobramento de fase do interferograma complexo. Utilizou-se o algoritmo de fluxo de custo mínimo – MCF (COSTANTINI, 1998); (5) simulação da fase desdobrada, devido à Terra Plana e à topografia derivada do DEM na geometria de aquisição da imagem mestre (interferograma sintético); (6) subtração do interferograma sintético do interferograma complexo desdobrado para geração do interferograma diferencial. A rigor, devido a imprecisões na determinação da linha-base perpendicular, que provoca erros de fase orbitais, seu refinamento se faz necessário. No presente trabalho, no entanto, dado à elevada precisão do vetor de estado do satélite TSX-1, conforme será visto adiante, esta etapa foi suprimida do processamento; (7) conversão da fase desdobrada em deslocamento (mapa de deformação LOS); e (8) geocodificação do mapa de deformação LOS a partir das efemérides do TSX-1 e do DEM. A acurácia planimétrica da geocodificação SAR é de 1,9 m, e foi avaliada a partir de 17

pontos de controle de campo (GCP – *Ground Control Points*) adquiridos no ano de 2002 (OLIVEIRA, 2011).

Devido ao fato dos interferogramas diferenciais registrarem apenas mudanças relativas de fase, aplicou-se também a técnica de empilhamento de interferogramas, conforme Strozzi et al. (2000), o que possibilita determinar a velocidade ou taxa de deformação linear. Assumindo-se que existam n interferogramas independentes, com diferentes intervalos de aquisição (t_i) e diferentes valores de fase absoluta (ϕ_i), a velocidade de deformação LOS pode ser computada como:

$$v_{disp} = \frac{\lambda \phi_{cum}}{4\pi t_{cum}} \quad (4.1)$$

onde λ é o comprimento de onda, ϕ_{cum} é o somatório acumulado de todos os valores de fase desdobrados e t_{cum} é o somatório de todos os intervalos de aquisição, sendo seu erro estimado como:

$$\Delta v_{disp} = \frac{\lambda \sqrt{n} E}{4\pi t_{cum}} \quad (4.2)$$

onde E é o erro de fase assumido em cada interferograma individual (e.g. $\pi/2$). Portanto, conforme o número de cenas aumenta, o erro associado à velocidade de deformação diminui. Para o cálculo da velocidade da deformação a partir do empilhamento dos interferogramas desdobrados, se faz necessária a seleção de uma referência nos domínios do espaço e do tempo (Figura 4.4). Os critérios de seleção são descritos mais adiante, ainda neste capítulo. Cabe destacar que o processo de empilhamento de interferogramas diferenciais corresponde a uma média das taxas de deformações e, portanto, alguns eventos locais e temporais podem ser diluídos ou não serem revelados.

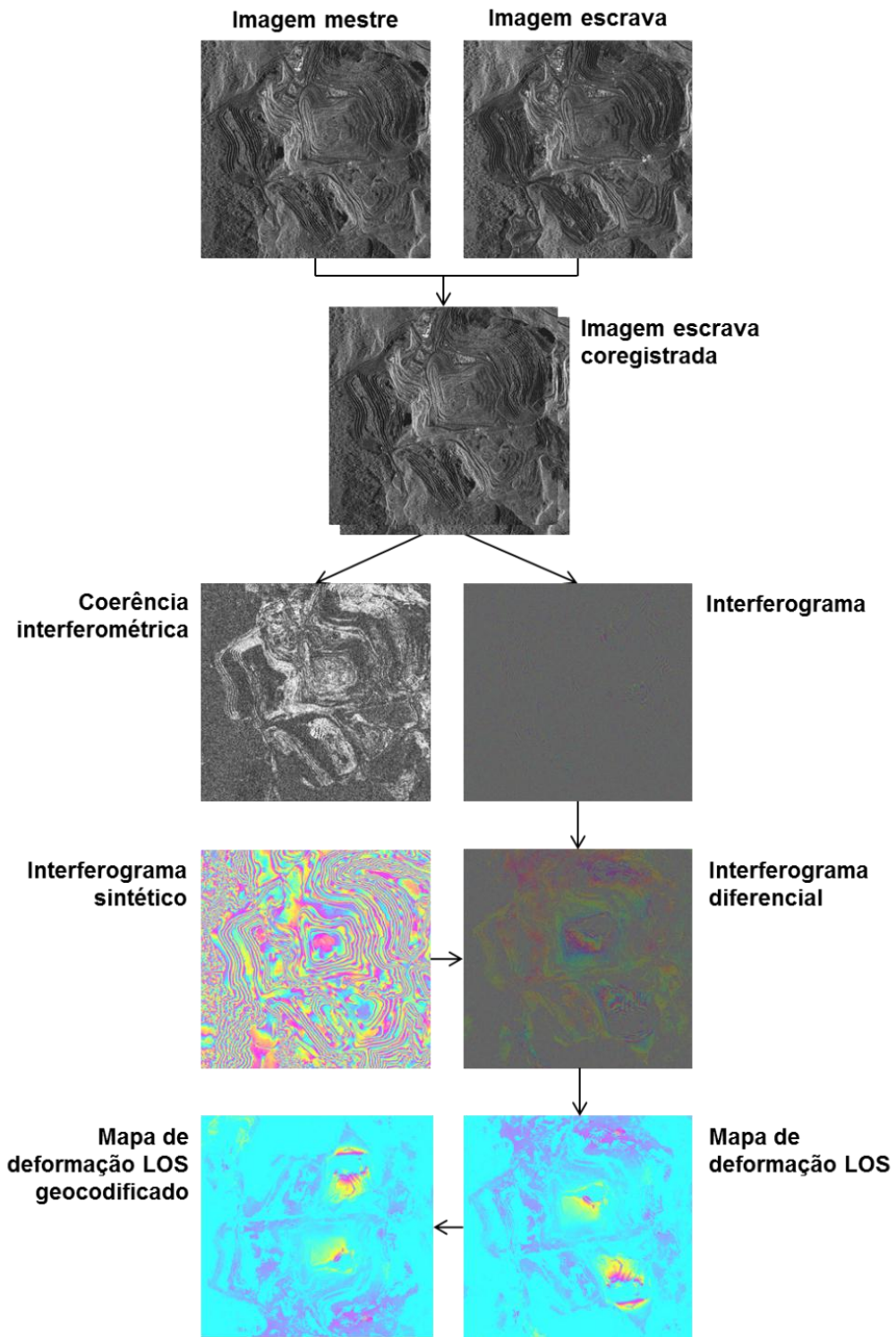


Figura 4.3– Fluxograma do processamento DInSAR de duas passagens.

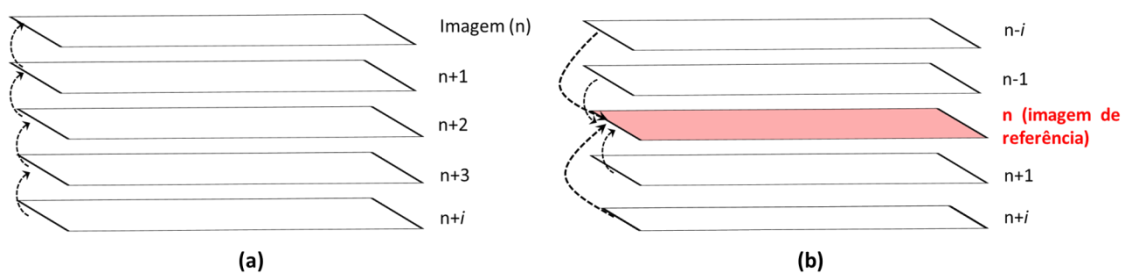


Figura 4.4 – Arranjos para o corregristo das imagens escravas à geometria da imagem de referência: técnica de duas-passagens (a) e técnica de empilhamento de interferogramas (b).

O processamento interferométrico IPTA consiste de uma coleção de funções executáveis, que dependem da seleção adequada de parâmetros específicos. Esta seleção é função das características intrínsecas da área de estudo, bem como das imagens utilizadas.

Na abordagem IPTA, a fase interferométrica é expressa como a soma de diferentes termos:

$$\phi = \phi_{def} + \phi_{topo} + \phi_{res} \quad (4.3)$$

onde ϕ_{def} representa a componente de fase devido à deformação linear, ϕ_{topo} representa a componente topográfica residual após a remoção do DEM e ϕ_{res} representa contribuições devidas à atmosfera (ϕ_{atm}), à deformação não-linear ($\phi_{def_n\tilde{a}o-linear}$) e aos ruídos de fase ($\phi_{ru\tilde{i}dos}$). Portanto, seu objetivo é isolar cada uma destas componentes. Para tanto, o processamento interferométrico está constituído de algumas etapas sucessivas, conforme a Figura 4.5 (WEGMÜLLER et al. 2004; TEATINI et al. 2007; WEGMÜLLER et al. 2010). Para uma melhor compreensão de cada uma delas, recomenda-se a leitura prévia do Item 2.2:

- I. **Dados de entrada:** correspondem ao conjunto de imagens complexas SSC, vetores de estado da plataforma e de um DEM. Esta etapa inclui o corregristo preciso das imagens em relação à imagem de referência (mestre), conforme a Figura 4.4. O processo de corregristo das imagens escravas consiste em estimar, por mínimos quadrados, funções de

reamostragem polinomiais, a partir dos coeficientes de correlação cruzada das imagens complexas SSC. A precisão no corregristo deve ser elevada, com desvios em range e em azimute inferiores a 0,1-0,2 pixels. São quatro os critérios de seleção da imagem de referência, segundo o manual do *software* Gamma, listados abaixo em ordem decrescente de importância: (a) Doppler centróide próximo ao Doppler centróide médio do conjunto de imagens analisadas; (b) órbita próxima ao centro geométrico das órbitas das imagens (referência que produz a menor dispersão de linhas-base em todos os interferogramas); (c) imagem que possui menor distorção atmosférica; e (d) referência próxima ao centro (temporal) do conjunto de imagens.

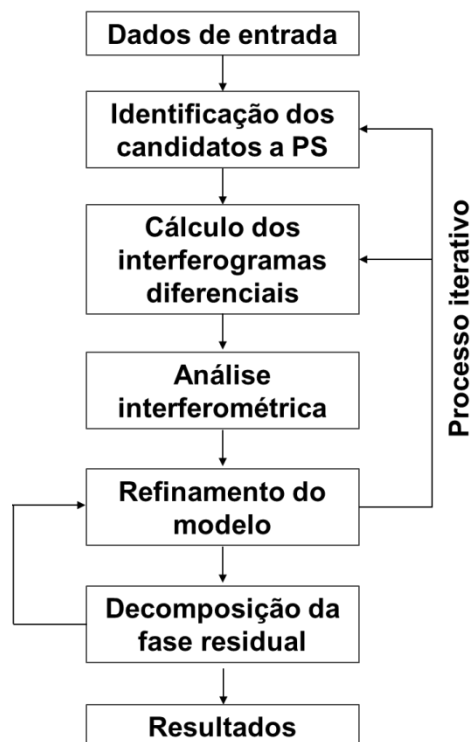


Figura 4.5 - Fluxograma de processamento interferométrico IPTA. Adaptado de Wegmüller et al. (2004).

- II. **Identificação dos candidatos a espalhadores persistentes (PS):** o módulo IPTA trabalha com dois critérios para identificação de candidatos a espalhadores persistentes, cujos resultados podem ser combinados numa única lista (Figura 4.6) e, posteriormente, analisados quanto a sua qualidade, a saber: (a) variabilidade temporal e (b) diversidade espectral.

O primeiro é recíproco ao índice de dispersão da fase (D_A) (FERRETTI et al. 2000) descrito no Item 2.2.10. O segundo, se baseia no fato de que a refletividade de um PS deve permanecer aproximadamente estável quando observado sob diferentes perspectivas durante a aquisição da imagem SAR, independentemente do número de *looks* usado no processamento da imagem (resolução). A razão entre a média e o desvio padrão entre *looks* (MSR) é usada como a medida da variabilidade espectral. Uma baixa variabilidade espectral implica em um alto valor de MSR.

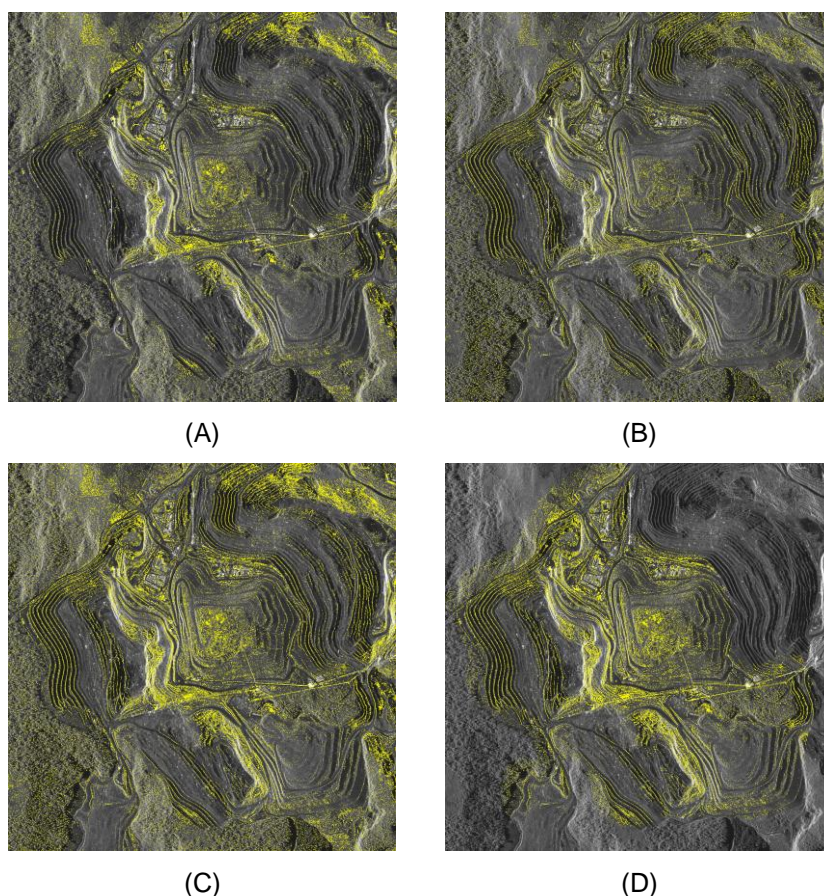


Figura 4.6 – Exemplo da identificação de candidatos a PS para a Mina de N4W, com base na variabilidade temporal e na diversidade espectral: (A) variabilidade temporal (64.301 candidatos); (B) diversidade espectral (66.938 candidatos); (C) lista completa de candidatos a partir de ambos os critérios (131.239 candidatos); e (D) aplicação de uma máscara a partir da lista completa de candidatos (66.521

candidatos). Ao fundo, imagem multi-refletividade²² em *slant range*.

- III. **Cálculo dos interferogramas diferenciais:** após a identificação dos candidatos a PS seus valores de fase são extraídos das imagens SSC para a formação dos interferogramas complexos (Figura 4.7). Para o cálculo dos interferogramas, é possível usar uma única imagem SSC como referência (*master*) quando o número de cenas é > 10 ou todas as combinações interferométricas possíveis (*multi*) quando o número de cenas é inferior a este valor. Para cada par interferométrico, simula-se a fase interferométrica absoluta (inicial), com base na estimativa das linhas-base (vetores de estado) e da fase derivada a partir do DEM, e subtrai-se do interferograma complexo (fase dobrada), o que resulta nos interferogramas diferenciais.

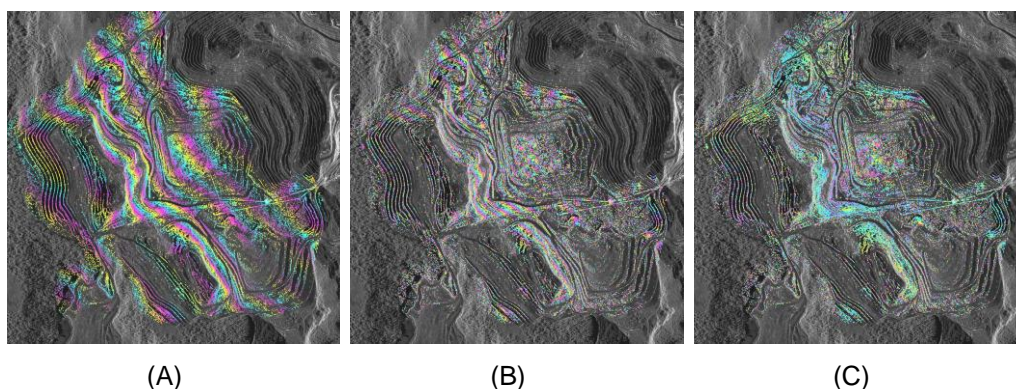


Figura 4.7 – Exemplo do cálculo dos interferogramas diferenciais para a Mina de N4W: (A) fase simulada a partir do DEM e de dados orbitais, na geometria de visada da imagem de referência; (B) interferograma complexo; (C) interferograma diferencial. Ao fundo, imagem multi-refletividade em *slant range*.

- IV. **Análise interferométrica:** a análise interferométrica visa melhorar as estimativas das diferentes fontes de contribuição da fase interferométrica até que suas componentes sejam efetivamente isoladas. No módulo IPTA isso é feito por meio de regressões bidimensionais com relação à linha-base perpendicular (B_{perp}) e ao tempo (pares interferométricos). Cada ponto do gráfico de regressão corresponde ao valor de fase

²² A imagem multi-refletividade é obtida a partir do cálculo da média dos valores de amplitude do conjunto de cenas processadas.

redobrado do interferograma diferencial de um PS com relação a um ponto de referência estável selecionado pelo analista. A referência espacial deve ser selecionada com base em sua refletividade temporal, posicionamento espacial na área de estudo, bem como no comportamento da fase dos pontos vizinhos. A diferença de fase entre um PS qualquer e o ponto de referência adotado é modelada como uma função linear em relação à linha-base espacial e ao tempo (Figura 4.8). A inclinação da reta de regressão se traduz em correções de elevação, por efeito de imprecisões no DEM, bem como em correções nas taxas de deformação entre os pontos (Figura 4.9). A solidez da modelagem dependerá da distância espacial entre o PS e o ponto de referência. Com o aumento da distância os desvios em relação à reta de regressão aumentam, sendo causados por distorções atmosféricas, imprecisões na estimativa das linhas-base e/ou a elevadas taxas de deformação. Uma das etapas mais críticas do processamento é o desdobramento de fase no domínio do tempo (Figura 4.10). O módulo IPTA soluciona o problema do desdobramento de fase em duas etapas: na primeira, divide a área de estudo em janelas (“*patches*”) de tamanho pré-definido, nas quais o programa procura por espalhadores persistentes que possuam menor desvio padrão de fase, no intuito de torná-los referências locais²³. Uma vez que estas referências são identificadas dentro de cada janela, o desdobramento de fase é resolvido por meio de regressões para todos os PS contidos naquela janela. Na segunda etapa, a fase desdobrada é integrada com relação ao ponto de referência global definido pelo analista.

²³ A identificação de referências locais aumenta a confiabilidade e solidez da regressão no desdobramento de fase, pois, ao manter pequenas distâncias entre a referência local e os demais PS dentro da janela adotada, minimiza-se o efeito atmosférico.

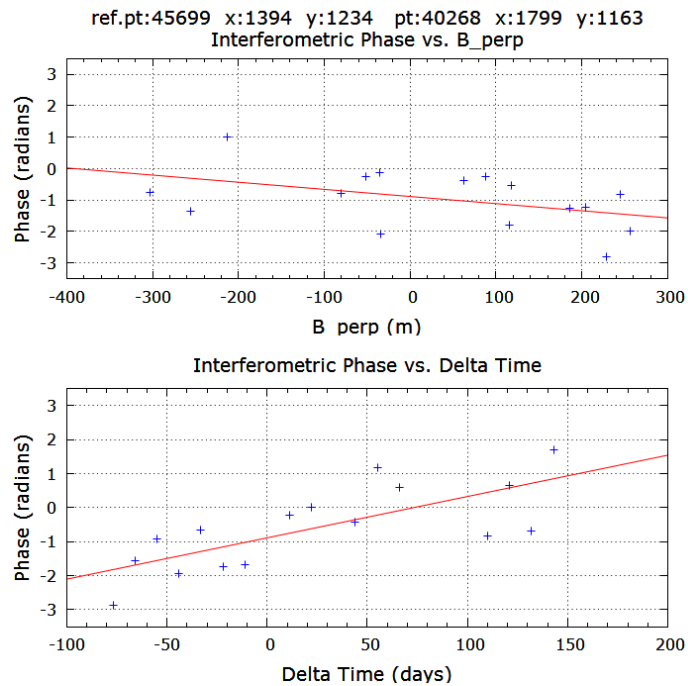


Figura 4.8 – Regressão bidimensional da diferença de fase interferométrica diferencial entre um PS e uma referência, para um conjunto de 17 interferogramas (pontos no gráfico) gerados para a Mina de N4W. O desvio padrão da fase inclui os termos relacionados ao ruído, atmosfera, deformação não-linear e erros de linha-base, e dá a medida da qualidade do modelo. A inclinação da curva no gráfico superior indica uma correção topográfica de 2,45m. O gráfico inferior mostra um padrão linear de fase equivalente a uma correção na taxa de deformação (soerguimento) de $1,01 \times 10^{-2}$ m/ano.

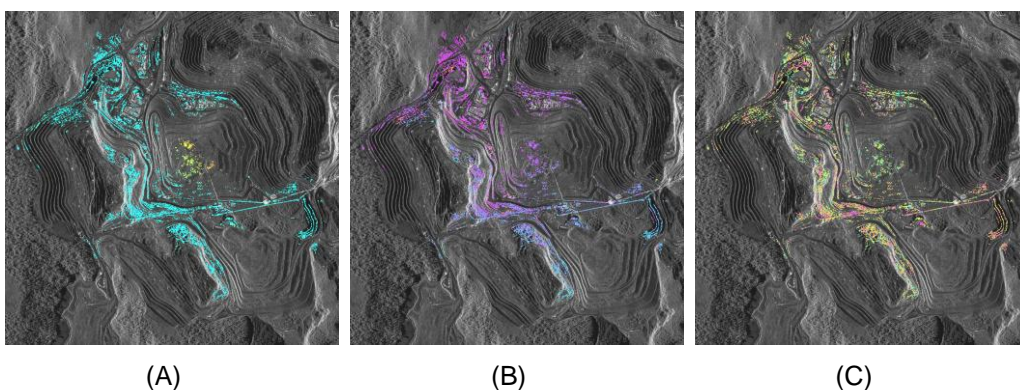


Figura 4.9 – Exemplo das estimativas iniciais relativas à taxa de deformação e aos erros do DEM para a Mina de N4W: (A) taxa de deformação LOS (ciclo de cor = 0,5 m/ano); (B) correções do DEM (ciclo de cor = 40 m); e (C) desvio padrão da fase a partir da reta de regressão (ciclo de cor = 1 rad). Imagens em *slant range*.

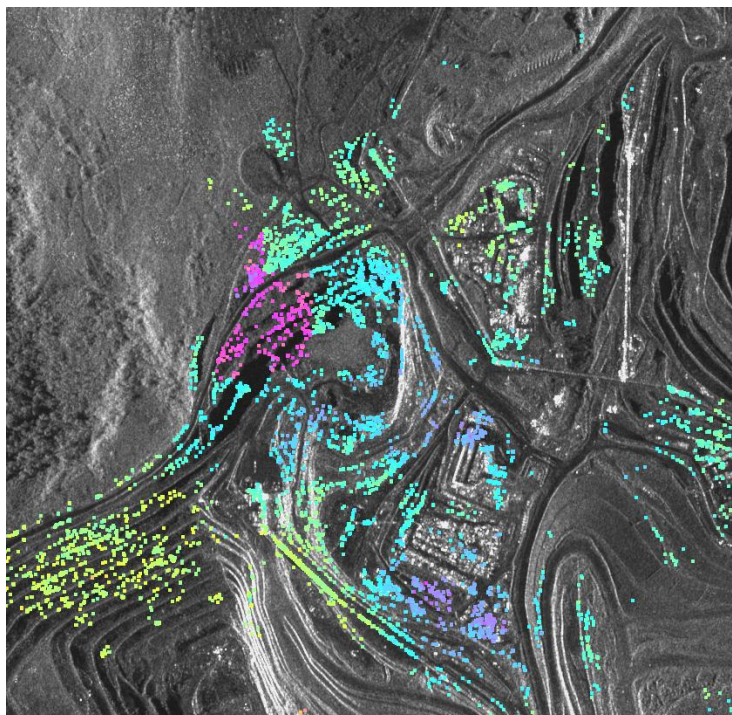


Figura 4.10 – Exemplo de problema de desdobramento de fase (“*patch error*”). Imagem em *slant range*.

- V. **Refinamento do modelo:** de acordo com o fluxograma da Figura 4.5, ao processamento IPTA é um processo iterativo, que visa aumentar a acurácia dos parâmetros estimados e expandir a lista de PS. Conforme descrito na etapa anterior, a inclinação da reta de regressão dá a medida das correções de elevação e da taxa de deformação entre um PS e o ponto de referência (global). Assim, para um par de pontos relativamente próximos (< 1 km), quando a reta de regressão possuir inclinação próxima à zero, a modelagem pode ser considerada como concluída. O refinamento das linhas-base constitui uma etapa importante do refinamento do modelo, sobretudo para imagens obtidas por sensores cujas efemérides (posição e vetores velocidade da plataforma) são de baixa qualidade. O refinamento das linhas-base consiste em aperfeiçoar suas estimativas por meio do cálculo dos desvios entre a fase (desdobrada) modelada e calculada. O resultado deste processo é usado para resimular a contribuição de fase devido aos erros do DEM.

- VI. **Decomposição da fase residual:** a dispersão dos valores de fase (desdobrados) em relação à reta de regressão (cuja derivada agora é igual ou bem próxima ao valor zero) corresponde aos resíduos de fase (ϕ_{res}). Dentre os constituintes do resíduo de fase, a componente relativa à deformação não-linear é a única de interesse ao mapeamento da deformação. A decomposição dos resíduos é feita por meio de filtragens, considerando a dependência de seus constituintes nos domínios do tempo e do espaço. Assim, a decomposição dos resíduos compreende quatro etapas: (1) filtragem espacial do resíduo de fase para redução de ruído; (2) filtragem temporal a partir do resíduo de fase espacialmente filtrado para identificar os valores de fase relativos à deformação não-linear (contribuições de fase correlacionadas no tempo); (3) subtração destes valores da fase residual espacialmente filtrada na etapa 1; e (4) filtragem espacial do resultado para reduzir o ruído de fase e isolar a componente atmosférica. É importante mencionar que, neste processo, o auto-interferograma deve ser incluído. O auto-interferograma é o par que contém uma única imagem como referência (*master*) e como escrava (*slave*) e, portanto, apresenta linha-base temporal e espacial igual à zero. Devido ao fato da reta de regressão não passar pelo valor de zero radiano quando a linha-base temporal e espacial assume valor igual à zero (Figura 4.8), é possível ter uma estimativa da fase atmosférica por meio do auto-interferograma. Portanto, a contribuição de fase atmosférica do auto-interferograma deve ser subtraída de todos os outros pares interferométricos. Finalmente, a componente atmosférica é subtraída dos interferogramas diferenciais e a fase interferométrica é remodelada, o que resulta ainda em pequenas correções nas estimativas de elevação e de deformação (linear), bem como na redução do desvio padrão da fase.
- VII. **Resultados:** o principal resultado do processamento IPTA é uma lista de pontos em formato texto (ASCII) que contém os valores de deformação (linear e não-linear) e erros associados, podendo ser facilmente integrada a um banco de dados geográfico. A qualidade e confiabilidade

do resultado depende não apenas de aspectos relativos ao processamento, como a referência utilizada, o esquema de iteração e os parâmetros adotados na cadeia de processamento, mas também a aspectos como a resolução espacial das imagens, o tempo de revisita da plataforma e o comprimento de onda (Sabater et al. 2011). Em se tratando da acurácia das medidas de deformação alcançada a partir do módulo IPTA, Teatini et al. (2005) obtiveram, para um conjunto de 59 imagens do satélite ERS na região de Veneza, Itália, adquiridas em um período de 8 anos, valores da ordem de 1 a 2 mm/ano, compatíveis com os resultados obtidos com métodos de monitoramento geotécnicos tradicionais (e.g. nivelamento e GPS).

4.2.2. Banco de dados geográficos

Para integração das informações, foi elaborado um banco de dados geográficos no software ArcGiS 10 (ESRI), projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), DATUM WGS84, Zona 22 Sul (Meridiano Central: -51°). Como mapa-base foi utilizada uma composição colorida 3R2G1B ortorretificada do satélite GeoEye-1. A este banco de dados foram integrados todos os outros dados (em formatos vetorial e raster) utilizados nesta pesquisa. Os mapas litoestrutural, geomecânico e produtivos, tiveram que ser georreferenciados e convertidos de coordenada local (VALE S.A.) para coordenada UTM/WGS84-22S.

4.2.3. Fotointerpretação geológica a partir da estereoscopia SAR

No intuito de complementar os mapas litoestrutural e geomecânico, e devido a disponibilidade de um par-estéreo de imagens SAR do satélite RADARSAT-2 (Figura 4.11), procedeu-se com a interpretação estereoscópica (visão tridimensional), com base em Santos et al. (1999). O termo lineamento utilizado neste trabalho é o mesmo daquele definido em O'Leary et al. (1976). A identificação e descrição das feições geológicas foi baseada em Veneziani e Anjos (1982). As características do par-estéreo utilizado encontram-se descritas no Subitem 4.1.

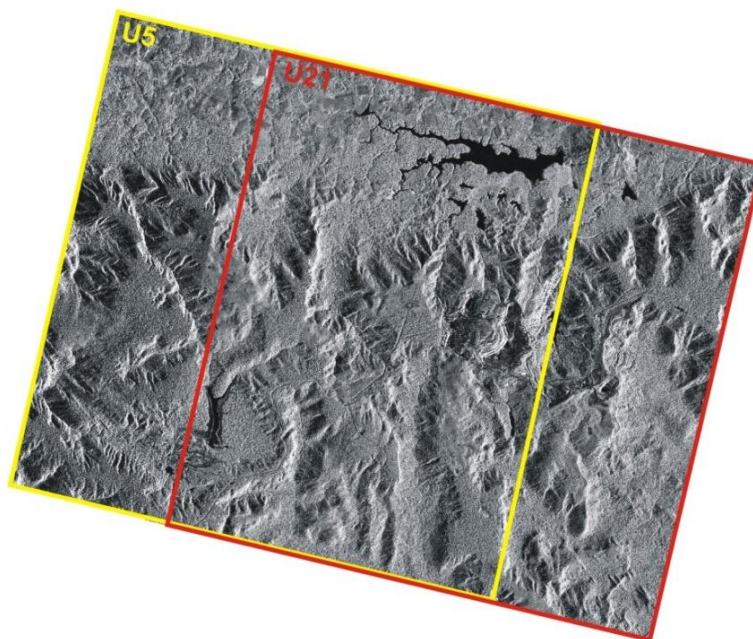
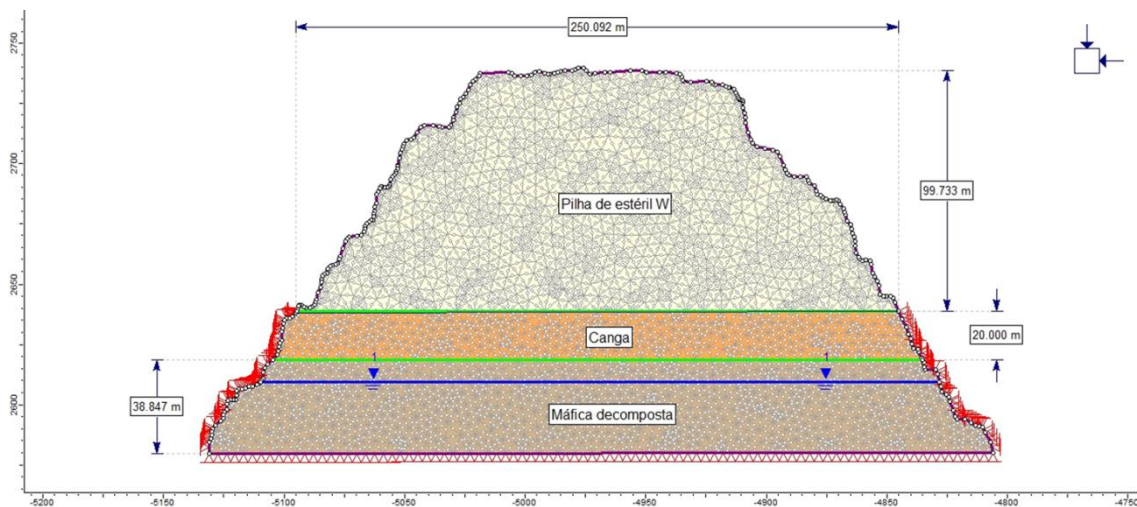


Figura 4.11 - Par-estéreo do satélite RADARSAT-2 em modo Ultra-Fine, órbita de aquisição descendente (Azimute de visada N282°), polarização HH e ângulo de interseção de 12°.

4.2.4. Simulação numérica por elementos finitos das deformações superficiais das pilhas de disposição estéril

Devido à excelente cobertura espacial dos deslocamentos derivados por interferometria sobre a pilha de estéril W, procurou-se simular, pelo método de elementos finitos (FEM), no programa PHASE2 (ROCKSCIENCE, 2011), os deslocamentos totais (horizontal + vertical) teóricos esperados. Para tanto, a geometria da superfície foi baseada no modelo digital de elevação utilizado no processamento interferométrico, e as espessuras dos materiais e a profundidade do nível piezométrico, nas informações fornecidas pela equipe geotécnica residente da Vale S.A.. Carregamentos adicionais, devido à disposição de estéril, não foram considerados na simulação, uma vez que a coerência interferométrica sobre a Pilha de Estéril W permaneceu relativamente alta no período de aquisição das imagens. Devido à carência de parâmetros de resistência mecânica e deformabilidade dos materiais envolvidos na simulação numérica, os mesmos foram adaptados a partir da literatura, e representam parâmetros médios. Estes parâmetros foram ajustados com base nos deslocamentos derivados a partir da interferometria.

Para tanto, os deslocamentos em LOS foram convertidos para o eixo vertical. Também considerou-se, por motivos de simplificação, que os materiais envolvidos na simulação podem ser considerados como meios contínuos e homogêneos. Assim, os parâmetros de resistência e deformabilidade da pilha de estéril correspondem ao de um solo silto-argiloso rijo (índice de resistência à penetração = 11 a 19 golpes). Os parâmetros de resistência das unidades “canga” e rocha “máfica decomposta” correspondem as de um maciço rochoso classe RMR-IV. Para detalhes quanto à geometria, malha de elementos finitos, e parâmetros de resistência e deformabilidade dos materiais, consultar a Figura 4.12. Em razão da elevada espessura da pilha de estéril W, considerou-se na simulação que os parâmetros coesão e módulo de Young, sofrem incrementos positivos e constantes com a profundidade, a uma taxa de 0,01 MPa/metro. Deve-se destacar que, para valores de coesão inferiores a 0,4 MPa, que caracterizam os solos silto-argilosos rijos, a pilha de estéril apresentou fator de segurança inferior a unidade.



Material	Carregamento inicial	Peso específico (MN/m ³)	Módulo de Young (MPa)	Coefficiente de Poisson	Crítério de ruptura	Tipo de material	Coesão (MPa)	Ângulo de atrito (°)	Propriedades variam no eixo vertical	Linha piezométrica
Pilha de estéril W	Gravidade	0,019	100	0,4	Mohr-Coulomb	Plástico	0,4	0	Sim (coesão e módulo de Young)	Não
Canga	Constante	-	5000	0,25	Mohr-Coulomb	Elástico	0,1	-	Não	Não
Máfica decomposta	Constante	-	5000	0,25	Mohr-Coulomb	Elástico	0,1	-	Não	1

Figura 4.12 – Geometria, malha de elementos finitos e parâmetros de resistência e deformabilidade utilizados na simulação da Pilha de Estéril W.

4.2.5. Dados geotécnicos de campo

Os dados geotécnicos de campo utilizados neste trabalho se dividem em dois conjuntos: a) informações topográficas oriundas de levantamentos sistemáticos de campo sobre a Pilha de Estéril NW-I; e b) informações de deslocamentos superficiais obtidos a partir de prismas refletivos. Ambos foram disponibilizados pela empresa Vale S.A.. O primeiro conjunto dos dados se constitui de uma rede de pontos cotados (altura elipsoidal), utilizados no intuito de se avaliar as mudanças topográficas da Pilha de Estéril NW-I ao longo do tempo, devido aos efeitos de disposição de estéril no período de aquisição das imagens TSX-1.

Os prismas refletivos são uma das técnicas de monitoramento geotécnico de taludes mais usuais e confiáveis em engenharia civil e mineração. Essa técnica possibilita monitorar deslocamentos superficiais horizontais e verticais, com a precisão de alguns milímetros. Segundo a empresa Vale S.A., a precisão das medidas dos primas usados neste trabalho é de ± 2 milímetros (1σ).

Na presente pesquisa, foram comparados os dados de monitoramento in situ de seis prismas refletivos, com os resultados obtidos a partir da abordagem IPTA para os períodos seco e chuvoso. Para tanto, os dados foram inicialmente convertidos para o sistema de projeção UTM/WGS84-22S. Em seguida, a componente de deslocamento vertical (h) dos prismas foi convertida para a linha-de-visada do satélite TSX-1 (Δh_{LOS}) (COLESANTI et al. 2001). Este procedimento consistiu da multiplicação dos valores de h pelo cosseno do ângulo de incidência ($\theta \approx 41^\circ$), o que resultou em uma acurácia de 1,5 mm, determinada pela técnica de propagação de erros conforme a equação abaixo, baseada em Galo e Camargo (2013):

$$\sigma_{\Delta h_{LOS}} = \sqrt{\cos^2\theta\sigma_{\Delta h}^2 + (-\Delta h\text{sen}\theta)^2\sigma_{\theta}^2} \quad (4.4)$$

onde $\sigma_{\Delta h_{LOS}}$ corresponde ao desvio padrão esperado na estimativa de Δh_{LOS} . Cabe destacar que não há dados de prismas no período anterior a 22 de junho de 2012 e posterior a 09 de janeiro de 2013. Adicionalmente, a amostragem

temporal das abordagens é distinta, ou seja, há um maior número de medidas de prismas do que de interferometria. Portanto, utilizou-se apenas os dados cujo intervalo de tempo é comum a ambas as abordagens. Os prismas utilizados foram instalados em um talude de acesso à pilha de estéril NW- /cava N4E-N, onde afloram rochas metavulcânicas alteradas/muito alteradas (Figura 4.13). Com intuito de garantir que os fenômenos de deformação afetam igualmente ambos os instrumentos, selecionou-se os pares de medidas cujas distâncias eram as menores.



Figura 4.13 – Talude constituído por rocha máfica alterada/muito alterada, onde foram instalados seis prismas refletivos para validação de campo. Consultar a Figura 3.4 para localização em planta dos mesmos.

No intuito de se comparar estatisticamente os resultados obtidos pelas abordagens interferométrica e de campo, procedeu-se o teste estatístico não-paramétrico de Mann-Whitney para amostras grandes ($n_2 > 20$) (SIEGEL, 1977). A seleção deste teste deve-se ao seu poder (similarmente ao do teste de Kolmogorov-Smirnov), ao fato das amostras serem independentes (as medidas dos prismas não influenciam as medidas IPTA), de não ser necessário assumir nenhuma premissa quanto à distribuição estatística dos dados e devido ao tamanho das amostras serem diferentes. Assim, foram testadas duas hipóteses adotando-se 5% de significância: a hipótese nula (H_0) – não há diferença nos valores de deslocamento determinados por ambas as

abordagens e a hipótese alternativa (H_1) – há diferença nos valores de deslocamentos determinados por ambas as abordagens (teste bilateral).

Além do procedimento acima descrito, em função dos valores obtidos pelos instrumentos não serem pareados no tempo e os testes estatísticos de Mann-Whitney terem fornecido resultados inconclusivos, as medidas dos prismas refletivos foram interpoladas para as datas de aquisição das imagens do TSX-1. Para tanto, utilizou-se o modelo linear a partir dos valores mais próximos das datas que se desejava obter o valor interpolado. A interpolação das medidas foi realizada no software Excel (2010). Após a interpolação das medidas, aplicou-se o teste estatístico de Wilcoxon, que representa uma alternativa ao teste de Mann-Whitney para dados pareados. Devido ao fato de não haver medidas dos prismas entre as datas de 28-09-12 a 31-10-12, os pares de medidas referentes as datas de 04, 15 e 26-10-12 foram suprimidos do teste de Wilcoxon.

4.2.6. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo consistiram em avaliar in loco as áreas alarmadas nos mapas de deformação LOS produzidos por interferometria, bem como verificar os lineamentos fotogeológicos interpretados a partir da estereoscopia de radar. Para tanto, foram avaliados, por meio da inspeção tátil-visual, os aspectos litoestruturais, hidrogeológicos e os relacionados a atividades de mineração (e.g. explosivos, geometria dos cortes, etc.). Adicionalmente, tentou-se reconhecer possíveis sinais indicativos de áreas instáveis, como trincas/rachaduras em taludes e edificações, estampidos, estufamentos de pé, etc.

5. RESULTADOS

5.1. Extração de lineamentos a partir da estereoscopia SAR

A análise das feições estruturais mapeadas a partir da estereoscopia SAR na região da mina de N4W, permite fazer as seguintes considerações (Figura 5.1):

- a) a foliação/bandamento das unidades aflorantes na região do flanco oeste da porção sul da Cava 1 mostra mergulho para oeste, em concordância com as observações de campo apresentadas pela BVP (2011a). A relação geométrica entre o bandamento/foliação e a orientação preferencial dos taludes nesta região é mais favorável à estabilidade;
- b) alguns dos lineamentos mapeados na área de abrangência da Mina de N4W encontram-se atualmente recobertos por pilhas de estéril;
- c) na área interna da Mina de N4W (cavas), é difícil o reconhecimento de estruturas geológicas, devido à presença de feições artificiais como taludes, acessos, correias transportadores, etc., bem como aos efeitos de distorção das imagens SAR;
- d) os lineamentos mapeados apresentam orientação preferencial segundo aproximadamente NW, NE e NS e mergulho vertical/subvertical. As estruturas de direção NW estão aproximadamente subparalelas a direção de iluminação do RADARSAT-2 (N082°). Os grandes traços de orientação aproximadamente NS parecem estar relacionados aos *splays* da Falha de Carajás, que transpassam os depósitos de ferro da Serra Norte (ARAÚJO e MAIA, 1991 e PINHEIRO e HOLDSWORTH, 1997);
- e) as estruturas mapeadas em campo (BVP, 2011a) possuem geometria sinuosa e apresentam padrão que não se ajusta claramente ao das estruturas interpretadas a partir do par-estéreo, o que sugere não tratarem-se das mesmas estruturas;

f) a porção oriental da mina de N4E não possui cobertura estereoscópica, não permitindo a extrapolação de feições geológicas.

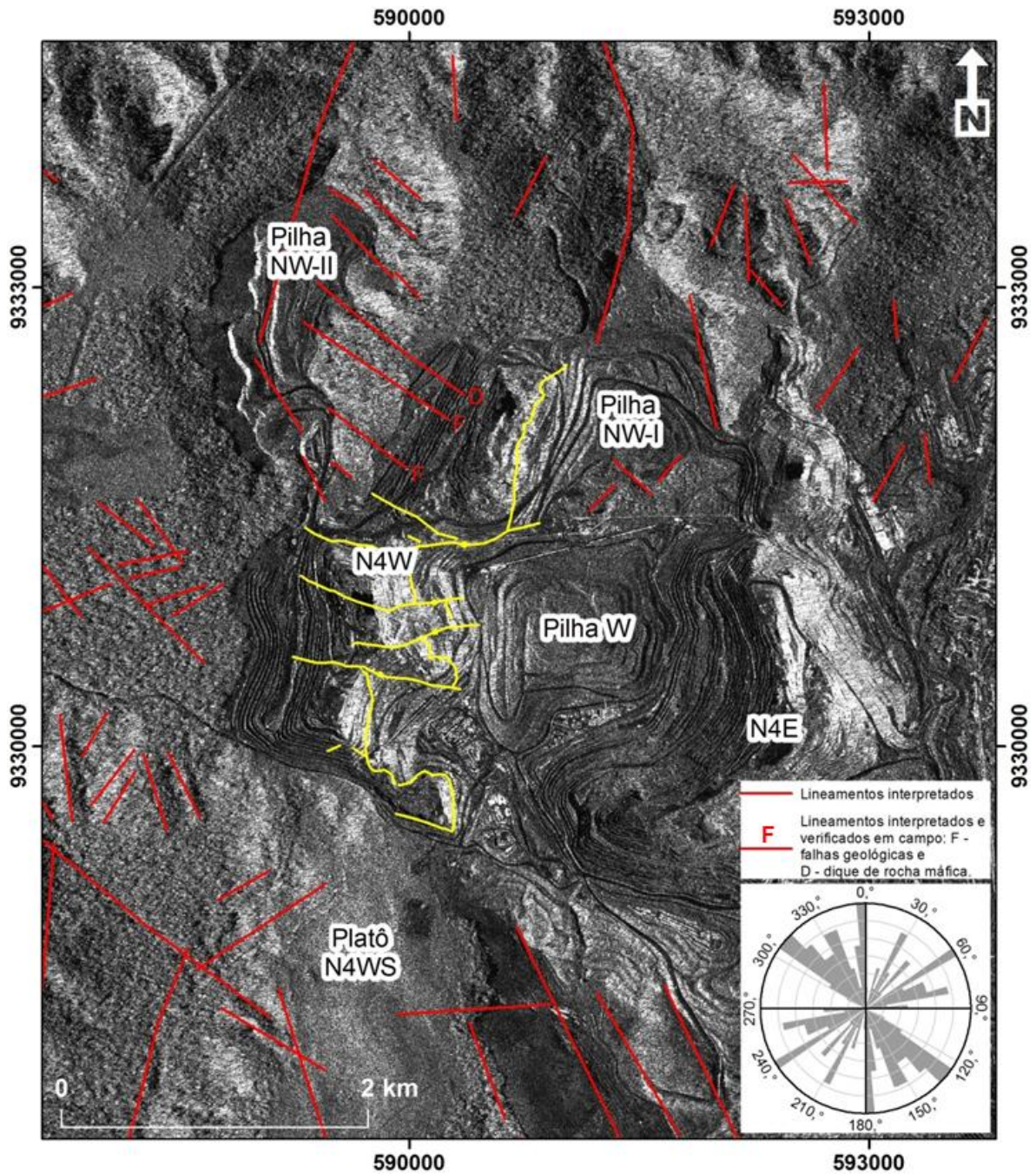


Figura 5.1 – Lineamentos interpretados a partir do par-estéreo de imagens RADARSAT-2 para as minas de N4, sobrepostos à imagem TSX-1 (adquirida a 27-06-2012) geocodificada, com indicação do diagrama de frequências (canto inferior direito). Os traços em amarelo correspondem as estruturas (contatos e falhas geológicas) apresentadas no mapa litoestrutural (BVP, 2011a).

5.2. Análise interferométrica

5.2.1. Características dos pares interferométricos do processamento DInSAR

A área processada a partir da abordagem DInSAR corresponde a um polígono de 6.000 colunas x 5.400 linhas. Na Tabela 5.1, estão listados os valores de doppler centróide das 33 imagens complexas do TSX-1. Conforme se observa, há uma pequena dispersão nos valores ($\bar{x} = -31,65$ e $\sigma = 43,66$), o que indica que os dados são adequados ao processamento interferométrico, uma vez que um aumento na diferença das frequências doppler centróide implica em perda de coerência interferométrica entre as imagens. Segundo Chatterjee et al. (2013), para imagens ENVISAT (banda C) e ALOS-PALSAR (banda L), considera-se como crítico diferenças de doppler centróide superiores a 1.652 e 2.150 Hz, respectivamente.

Tabela 5.1 – Características das imagens SSC do TSX-1.

Data de aquisição (ano/mês/dia)	Frequência Doppler (Hz)	Data de aquisição (ano/mês/dia)	Frequência Doppler (Hz)
20120320	61,33	20120923	-15,72
20120331	-72,05	20121004	-28,45
20120411	-76,31	20121015	3,88
20120422	-19,41	20121026	-9,95
20120503	-35,57	20121106	-40,32
20120514	-55,83	20121117	-15,63
20120525	9,57	20121128	-71,9
20120605	-59,8	20121209	-2,75
20120616	-134,29	20121220	-1,31
20120627	-41,6	20130111	-64,17
20120708	-17,62	20130122	-40,19
20120719	-95,15	20130202	-85,66
20120730	-24,86	20130318	-0,95
20120810	-11,43	20130329	4,08
20120821	31,05	20130409	35,98
20120901	-112,24	20130420	11,18
20120912	-68,53	-	-

A partir das 33 imagens SSC do TSX-1, foram gerados 32 pares interferométricos, cujos parâmetros estão resumidos na Tabela 5.2. A quarta, quinta e sexta colunas correspondem à linha-base perpendicular, à linha-base temporal e à altitude de ambiguidade, respectivamente. A altitude de

ambiguidade foi calculada segundo a Equação 2.36. Os valores de linha-base perpendicular mostraram-se bem inferiores ao valor crítico ($B_{\text{crítico}} \approx 4.000 \text{ m}$). No tocante à altitude de ambiguidade, nota-se que dentre os pares interferométricos, o de menor sensibilidade à topografia é o de número 29 ($h_a = 6.363,49 \text{ m}$). Coincidentemente, este par também apresenta a maior linha-base temporal. Por outro lado, o par interferométrico de número 9 apresentou a menor altitude de ambiguidade ($h_a = 9,54 \text{ m}$), e, portanto, corresponderia ao melhor par interferométrico para a geração de um DEM.

Tabela 5.2 – Parâmetros dos pares interferométricos usados na análise DInSAR.

Par	Imagem mestre (ano/mês/dia)	Imagem escrava (ano/mês/dia)	B_{perp} (m)	B_t (dias)	h_a (m)
1	20120320	20120331	-156,85	11	43,0
2	20120331	20120411	-57,2	11	117,8
3	20120411	20120422	545,16	11	12,37
4	20120422	20120503	-523,75	11	12,87
5	20120503	20120514	215,6	11	31,28
6	20120514	20120525	284,11	11	23,74
7	20120525	20120605	-389,53	11	17,31
8	20120605	20120616	-218,92	11	30,81
9	20120616	20120627	706,52	11	9,54
10	20120627	20120708	480,6	11	14,03
11	20120708	20120719	-161,25	11	41,84
12	20120719	20120730	437,09	11	15,43
13	20120730	20120810	113,96	11	59,19
14	20120810	20120821	-509,32	11	13,24
15	20120821	20120901	41,7	11	161,75
16	20120901	20120912	-74,59	11	90,42
17	20120912	20120923	458,95	11	14,7
18	20120923	20121004	-141,48	11	47,68
19	20121004	20121015	193,25	11	34,90
20	20121015	20121026	-10,63	11	634,55
21	20121026	20121106	-547,95	11	12,31
22	20121106	20121117	418,20	11	16,13
23	20121117	20121128	-115,38	11	58,46
24	20121128	20121209	-51,64	11	130,62
25	20121209	20121220	170,0	11	39,67
26	20121220	20130111	-199,32	22	33,84
27	20130111	20130122	-131,81	11	51,17
28	20130122	20130202	177,35	11	38,03
29	20130202	20130318	1,06	44	6.363,49
30	20130318	20130329	220,06	11	30,65
31	20130329	20130409	42,56	11	158,48
32	20130409	20130420	-140,62	11	47,96

B_{perp} – linha-base perpendicular, B_t – linha-base temporal e h_a – altura de ambiguidade.

5.2.2. Resultados obtidos com a abordagem DInSAR

Na Tabela 5.3, encontram-se os parâmetros estatísticos da coerência interferométrica obtidos dos 32 pares interferométricos para a mina de N4W e seu entorno. Os pares interferométricos com maior coerência são os de número 16, 13, 20 e 15, respectivamente, e os com menor coerência interferométrica os de número 26, 19, 29, 30 e 9, respectivamente. Dentre os pares de menor coerência, os de número 26 e 29 apresentam os maiores valores de linha-base temporal, 22 e 44 dias, respectivamente. Adicionalmente, nota-se que dentre os nove pares com maior linha-base perpendicular (em ordem decrescente, 9-21-3-4-14-10-17-12-22), cinco deles integram o conjunto dos pares com menor coerência interferométrica (em ordem crescente, 9-22-4-3-21). Com exceção do par 22, cujas imagens foram adquiridas no período chuvoso, nos demais pares é evidente o efeito da descorrelação geométrica. Apesar da média da coerência interferométrica ser baixa, mesmo considerando os melhores pares interferométricos, existem muitos pixels dispersos na área de estudo que apresentam alta coerência (APÊNDICE A).

Tabela 5.3 – Parâmetros estatísticos da coerência interferométrica dos pares de imagens usados no processamento DInSAR.

Par	Imagem mestre (ano/mês/dia)	Imagem escrava (ano/mês/dia)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
1	20120320	20120331	0	0,987	0,348	0,178
2	20120331	20120411	0	0,995	0,404	0,205
3	20120411	20120422	0	0,978	0,339	0,169
4	20120422	20120503	0	0,963	0,335	0,168
5	20120503	20120514	0	0,985	0,398	0,203
6	20120514	20120525	0	0,989	0,370	0,189
7	20120525	20120605	0	0,966	0,363	0,183
8	20120605	20120616	0	0,988	0,397	0,201
9	20120616	20120627	0	0,957	0,320	0,159
10	20120627	20120708	0	0,976	0,353	0,177
11	20120708	20120719	0	0,986	0,383	0,195
12	20120719	20120730	0	0,970	0,344	0,172
13	20120730	20120810	0	0,993	0,458	0,238
14	20120810	20120821	0	0,979	0,355	0,177
15	20120821	20120901	0	0,991	0,422	0,216
16	20120901	20120912	0	0,997	0,475	0,240
17	20120912	20120923	0	0,983	0,376	0,189
18	20120923	20121004	0	0,979	0,343	0,175

(continua)

Tabela 5.3 – Conclusão.

19	20121004	20121015	0	0,978	0,310	0,158
20	20121015	20121026	0	0,992	0,437	0,221
21	20121026	20121106	0	0,966	0,340	0,169
22	20121106	20121117	0	0,967	0,321	0,161
23	20121117	20121128	0	0,984	0,347	0,177
24	20121128	20121209	0	0,989	0,368	0,193
25	20121209	20121220	0	0,983	0,356	0,181
26	20121220	20130111	0	0,975	0,305	0,155
27	20130111	20130122	0	0,987	0,376	0,196
28	20130122	20130202	0	0,981	0,341	0,176
29	20130202	20130318	0	0,994	0,315	0,164
30	20130318	20130329	0	0,978	0,318	0,162
31	20130329	20130409	0	0,990	0,352	0,184
32	20130409	20130420	0	0,989	0,364	0,187

A interpretação coerente dos possíveis fenômenos de deformação que afetam uma determinada área deve levar em conta a análise do conjunto de interferogramas diferenciais dobrados (Figuras B1 e B2 - APÊNDICE B). Em alguns casos, em áreas de menor coerência interferométrica, podem ocorrer problemas de desdobramento de fase. Conseqüentemente, a identificação de algumas áreas sujeitas à deformação pode ficar comprometida. As Figuras B3 a B6 do APÊNDICE B, destacam o padrão das franjas interferométricas identificadas sobre as pilhas de estéril W e NW-I. A análise destas figuras mostra que apesar dos diferentes valores de altitude de ambigüidade, há um padrão consistente de franjas interferométricas sobre as pilhas de estéril W e NW-I. A pilha de estéril NW-II apresenta um padrão heterogêneo e descontínuo de franjas ao longo do tempo. Analisando mais em detalhe, constata-se que o número de franjas interferométricas sobre as pilhas W e NW-I varia ligeiramente no decorrer do tempo. Adicionalmente, o número de franjas sobre a pilha de estéril NW-I é superior ao observado sobre a pilha de estéril W. Possíveis focos de deformação também são observados no flanco sul da cava 2 e no flanco oeste da cava 1, mas são menos evidentes, dada a sua pequena persistência ao longo do tempo, dimensão e magnitude dos deslocamentos (Figuras B7 e B8 do APÊNDICE B).

A identificação de artefatos (atmosféricos e topográficos) nos interferogramas foi avaliada conforme Massonnet e Feigl (1995). Artefatos atmosféricos de baixa frequência parecem afetar os pares interferométricos 20120901_20120912 e 20121015_20121026, mas não impedem uma análise quantitativa do fenômeno de deformação.

Apesar da alta resolução e precisão do DEM utilizado neste trabalho, devido à topografia altamente complexa da área de estudo (Figura 3.4), artefatos topográficos também podem ser observados nos interferogramas diferenciais. A Figura 5.2 mostra um erro local do DEM, correspondente à área (círculo) indicada no interferograma 20120320_20120331 da Figura B1 do APÊNDICE B. Conforme a Figura 5.2A, observa-se claramente uma feição aproximadamente ovalada no DEM, que não corresponde à realidade do terreno. O perfil topográfico A-A' transversal a esta feição (Figura 5.2B) não explicita este artefato. Por outro lado, no perfil longitudinal B-B' (Figura 5.2C), que acompanha aproximadamente a orientação do talude, observa-se flutuações significativas de altitude relativa.

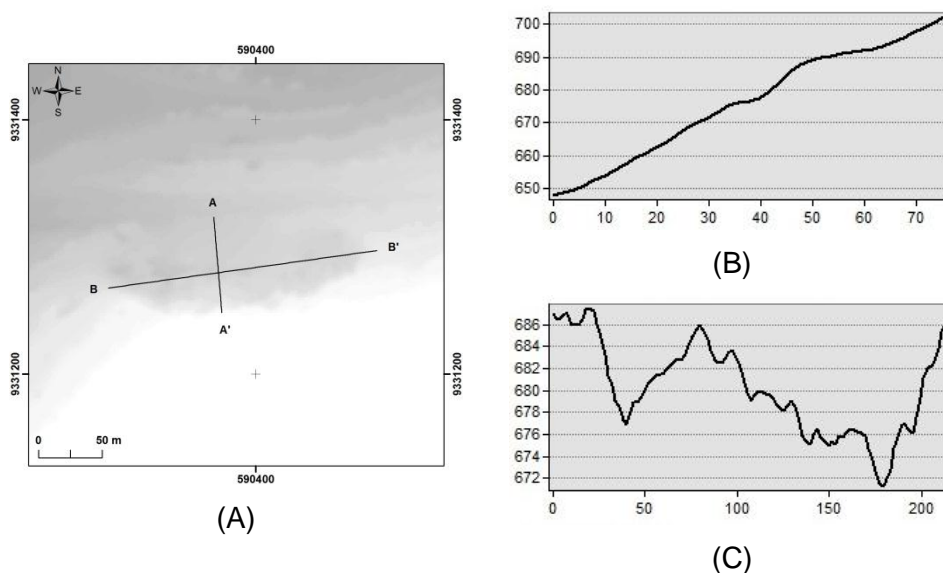


Figura 5.2 – (A) artefato topográfico (mancha ovalada) referente à área indicada no par 20120320_20120331 da Figura B1 do APÊNDICE B; (B) perfil topográfico transversal A-A'; e (C) perfil topográfico longitudinal B-B'.

Também são marcantes nos interferogramas diferenciais das Figuras B1 e B2 do APÊNDICE B a carência ou inexistência de franjas interferométricas nas

porções centrais das cavas 1 e 2, em alguns taludes intermediários do flanco oeste, e sobre a pilha de estéril NW-I.

A Figura 5.3 e Figura 5.4 retratam os mapas de deformação LOS gerados a partir dos interferogramas diferenciais, para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. A maioria dos mapas mostra que a área de estudo encontra-se estável (cores esverdeadas). No entanto, observa-se um padrão consistente e similar de deformação (subsidiência) sobre as pilhas de estéril W e NW-I, onde a máxima subsidiência detectada é de cerca de 9 cm. Há ainda recalques sutis (~ 1,5 cm) em algumas regiões nos taludes do flanco oeste da cava 1 e flanco sul da cava 2. Em comparação ao período seco, os mapas do período chuvoso constituem superfícies mais descontínuas e heterogêneas, devido aos efeitos da descorrelação temporal.

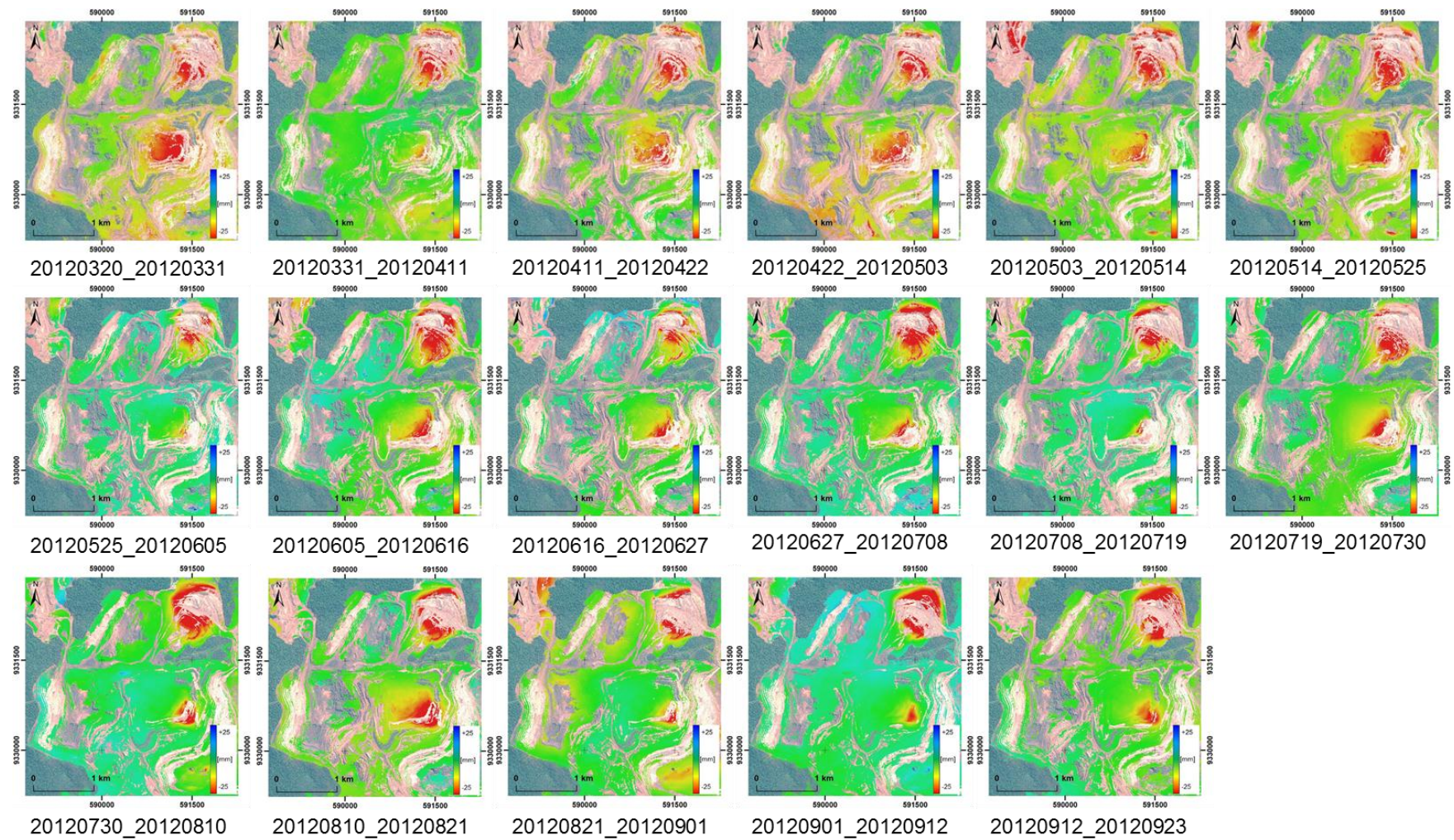


Figura 5.3 - Mapas de deformação LOS para o período seco, sobrepostos à composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia.

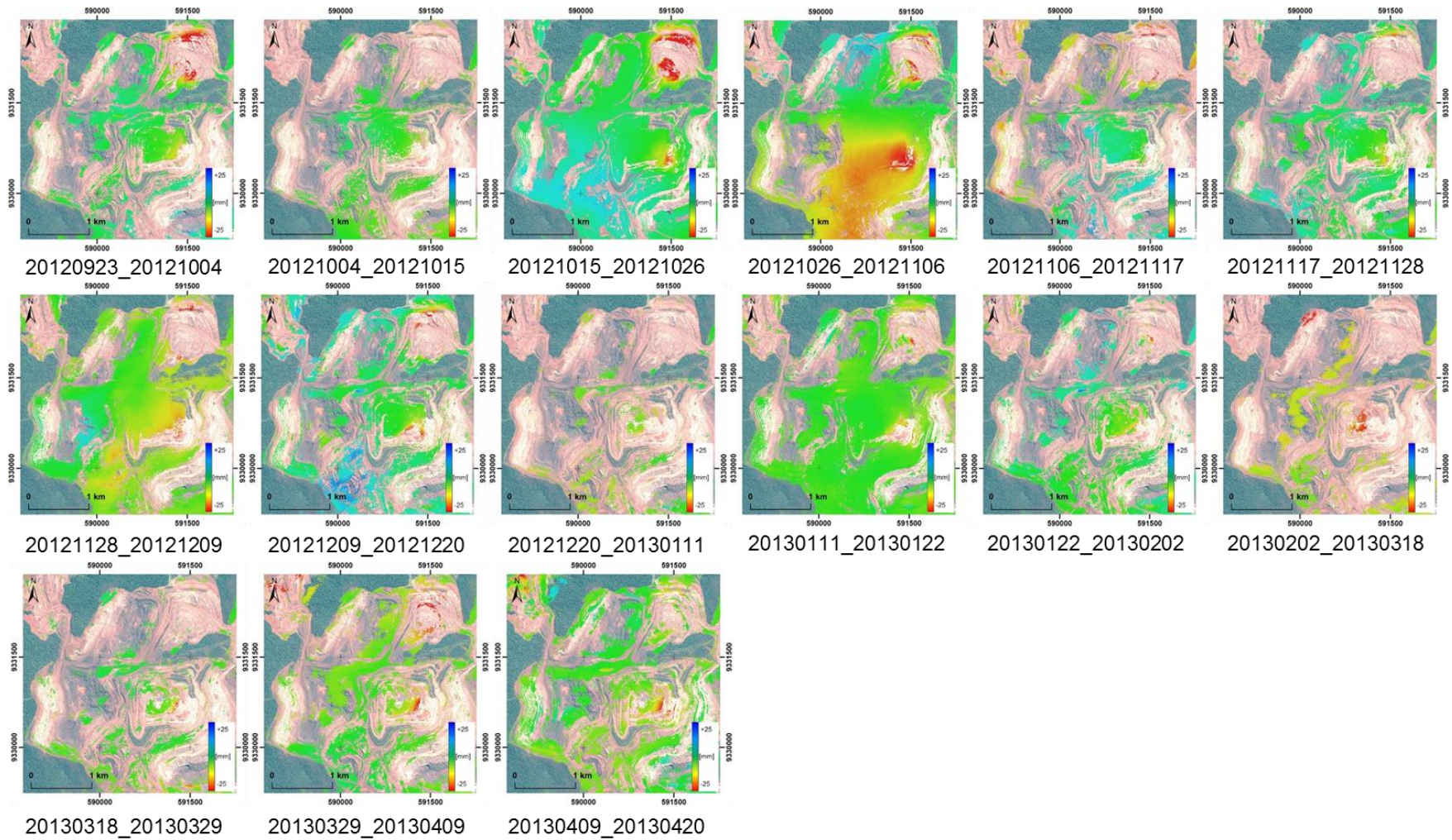


Figura 5.4 - Mapas de deformação LOS para o período chuvoso, sobrepostos à composição colorida R3G2B1 do satélite GeoEye-1 ortorretificada. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia.

No tocante à acurácia das medidas de deformação a partir da abordagem DInSAR, Chatterjee et al. (2013) afirmam que, para imagens ENVISAT e ALOS-PALSAR, seria da ordem de 1 cm. Zebker et al. (1994) e Amelung et al. (1999) afirmam que seria da ordem de alguns milímetros. No entanto, segundo Strozzi et al. (2001), a acurácia das medidas de deformação determinadas com a abordagem DInSAR depende de vários fatores. De acordo com tais autores, quando ruídos e artefatos (atmosféricos e topográficos) estão presentes nos interferogramas, ocorre, na maioria das vezes, o erro das medidas pode variar significativamente.

Devido ao fato dos interferogramas diferenciais registrarem apenas mudanças relativas de fase, aplicou-se também a técnica de empilhamento de interferogramas (STROZZI et al. 2000), o que permite gerar um mapa de velocidade (ou taxa) de deformação. A Figura 5.5 reproduz os mapas de velocidade de deformação LOS obtidos para os períodos seco e chuvoso. Conforme esta figura, a despeito das diferenças no tocante à cobertura espacial dos dados entre os períodos (seco e chuvoso), por efeito da decorrelação temporal, os mapas mostram que boa parte da área de estudo encontra-se estável no período, excetuando-se as pilhas de estéril W e NW-I, onde foram registradas elevadas taxas de subsidência (~ 300 mm/ano). Devido ao fato de não ser possível corrigir os erros devido à topografia e à atmosfera, o desvio padrão da velocidade de deformação gerada a partir do empilhamento dos interferogramas diferenciais mostra-se bastante acentuado em algumas regiões (Figura 5.6). As áreas assinaladas em azul constituem artefatos, uma vez que são esperados principalmente recalques.

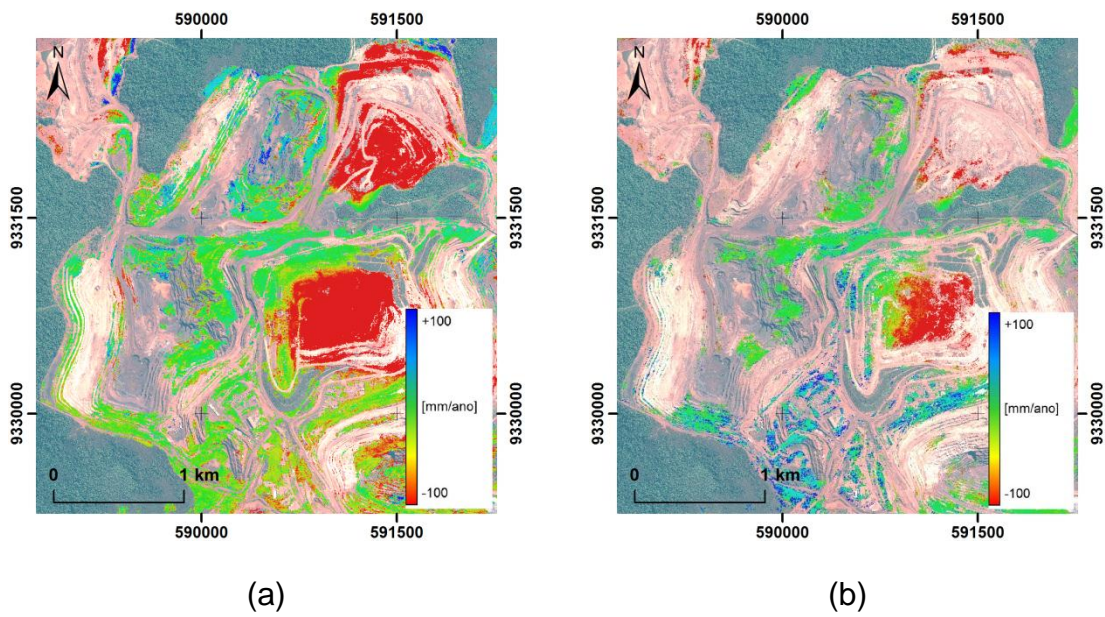


Figura 5.5 - Velocidade de deformação linear LOS gerada a partir do empilhamento dos interferogramas diferenciais (mm/ano) para os períodos seco (a) e chuvoso (b), sobreposta à imagem Geocye-1 ortoretificada.

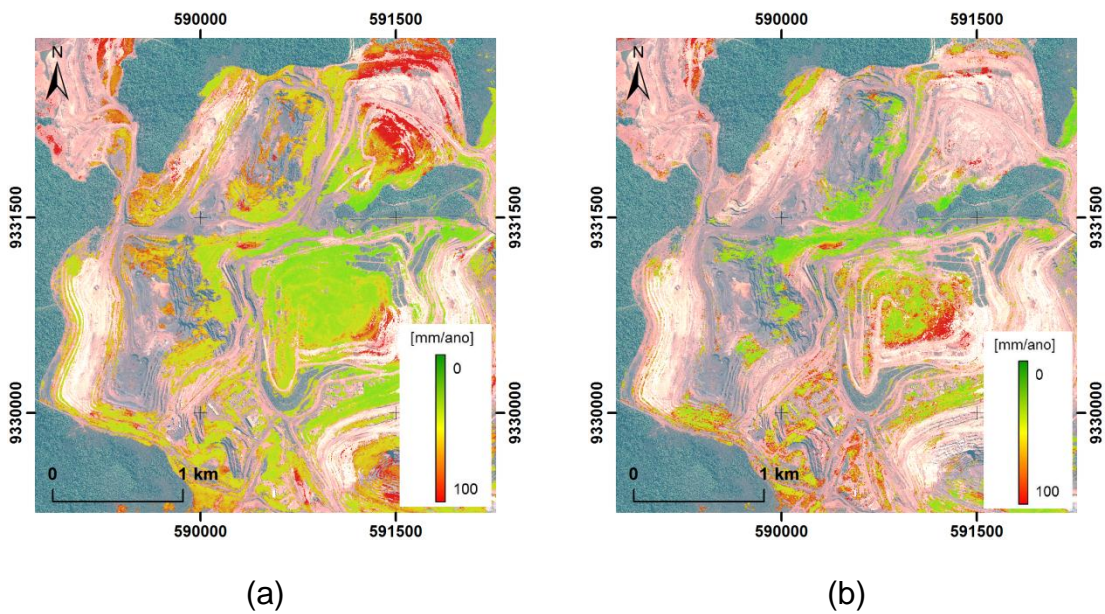


Figura 5.6 – Desvio padrão da velocidade de deformação (mm/ano) indicada nos mapas da Figura 5.5 para os períodos seco (a) e chuvoso (b), sobreposta à imagem Geocye-1 ortoretificada.

5.2.3. Características dos pares interferométricos do processamento IPTA

A área processada a partir da abordagem IPTA corresponde a um polígono de 1.992 colunas x 1.945 linhas. Os valores de doppler centróide das imagens SAR usadas no processamento interferométrico já foram apresentados e discutidos no Item 5.2.1. As principais características dos pares interferométricos usados no processamento IPTA são a dispersão dos valores das linhas-base perpendiculares para escolha da imagem de referência e os valores de coerência interferométrica. Conforme a Tabela 5.4 e a Tabela 5.5, as melhores imagens de referência (mestre) para o corregristo, para os períodos seco e chuvoso, são as cenas 20120708 e 20121128, respectivamente. Estas cenas apresentam baixos valores de dispersão de linha-base e encontram-se temporalmente próximas ao centro do conjunto de cenas de cada período. A Tabela 5.6 e a Tabela 5.7 sintetizam os valores de coerência interferométrica para a mina de N4W e sua área de influência. Conforme as tabelas observa-se baixos valores de coerência, e um decréscimo nos valores à medida que ocorre um afastamento temporal com relação a imagem mestre. Adicionalmente, os valores de coerência do período seco mostram-se ligeiramente superiores que do período chuvoso.

Tabela 5.4 – Dispersão das linhas-base para o período seco. A referência selecionada corresponde à imagem 20120708.

Imagem mestre (ano/mês/dia)	B_{perp} médio (m)	B_t (dias)
20120320	-1,571	-110
20120331	165,398	-99
20120411	226,118	-88
20120422	-352,5	-77
20120503	203,261	-66
20120514	-25,477	-55
20120525	-327,103	-44
20120605	86,028	-33
20120616	318,334	-22
20120627	-431,568	-11
20120708 (mestre)	78,551	0
20120719	249,660	11
20120730	-214,269	22
20120810	-335,156	33
20120821	205,126	44
20120901	160,837	55
20120912	240,057	66
20120923	-246,826	77

B_{perp} – linha-base perpendicular e B_t – linha-base temporal

Tabela 5.5 – Dispersão das linhas-base para o período da chuva. A referência selecionada corresponde à imagem 20121128.

Imagem mestre (ano/mês/dia)	B_{perp} médio (m)	B_t (dias)
20120912	304,794	-77
20120923	-183,751	-66
20121004	-33,129	-55
20121015	-238,994	-44
20121026	-227,742	-33
20121106	355,539	-22
20121117	-89,616	-11
20121128 (mestre)	33,049	0
20121209	88,156	11
20121220	-92,86	22
20130111	119,289	44
20130122	259,684	55
20130202	70,954	66
20130318	69,163	110
20130329	-164,683	121
20130409	-210,064	132
20130420	-60,337	143

B_{perp} – linha-base perpendicular e B_t – linha-base temporal

Tabela 5.6 – Valores de coerência interferométrica para o período seco.

#	Par interferométrico (ano/mês/dia)	Min.	Máx.	Média	Desvio Padrão
1	20120708_20120320	0	0,9920	0,2018	0,1989
2	20120708_20120331	0	0,9979	0,2099	0,2082
3	20120708_20120411	0	0,9972	0,2137	0,2124
4	20120708_20120422	0	0,9764	0,2032	0,2015
5	20120708_20120503	0	0,9979	0,2256	0,2244
6	20120708_20120514	0	0,9969	0,2328	0,2314
7	20120708_20120525	0	0,9854	0,2291	0,2278
8	20120708_20120605	0	0,9985	0,2678	0,2670
9	20120708_20120616	0	0,9913	0,2779	0,2728
10	20120708_20120627	0	0,9838	0,2913	0,2849
11	20120708_20120708	Auto-interferograma			
12	20120708_20120719	0	0,9963	0,2899	0,2815
13	20120708_20120730	0	0,9926	0,2536	0,2498
14	20120708_20120810	0	0,9838	0,2343	0,2327
15	20120708_20120821	0	0,9953	0,2419	0,2407
16	20120708_20120901	0	0,9951	0,2360	0,2355
17	20120708_20120912	0	0,9961	0,2273	0,2264
18	20120708_20120923	0	0,9894	0,2143	0,2131

Tabela 5.7 – Valores de coerência interferométrica para o período chuvoso.

#	Par interferométrico (ano/mês/dia)	Min.	Máx.	Média	Desvio Padrão
1	20121128_20120912	0	0,9906	0,2001	0,1952
2	20121128_20120923	0	0,9899	0,2012	0,1964
3	20121128_20121004	0	0,9960	0,2113	0,2073
4	20121128_20121015	0	0,9885	0,2231	0,2193
5	20121128_20121026	0	0,9916	0,2221	0,2177
6	20121128_20121106	0	0,9915	0,2226	0,2172
7	20121128_20121117	0	0,9960	0,2611	0,2533
8	20121128_20121128	Auto-interferograma			
9	20121128_20121209	0	0,9944	0,2682	0,2633
10	20121128_20121220	0	0,9937	0,2396	0,2353
11	20121128_20130111	0	0,9972	0,2169	0,2128
12	20121128_20130122	0	0,9904	0,2088	0,2043
13	20121128_20130202	0	0,9976	0,2127	0,2087
14	20121128_20130318	0	0,9927	0,2023	0,1980
15	20121128_20130329	0	0,9944	0,1955	0,1907
16	20121128_20130409	0	0,9898	0,1919	0,1870
17	20121128_20130420	0	0,9932	0,1958	0,1911

Conforme já mencionado, para o cálculo das taxas de deformação são necessárias, além da referência temporal, uma referência espacial. No presente trabalho, a referência espacial selecionada apresenta coordenadas plano-cartesianas 591.307,6 E / 9.331.499 N, tendo sido selecionada com base

nos critérios descritos no Item 4.2.1. O ponto corresponde a uma torre de transferência de minério entre correias transportadoras.

O refinamento das linhas-base possibilita corrigir os erros de fase orbitais devido a imprecisões no posicionamento da plataforma. No caso do satélite TSX-1 não aplicou-se o refinamento das linhas-base, em função das pequenas diferenças entre as estimativas das linhas-base inicial e refinada (Tabela 5.8 e Tabela 5.9). Adicionalmente, segundo Hanssen (2001), para áreas pequenas este efeito é considerado desprezível. Segundo o autor, imprecisões de 5-10 cm no vetor de estado da plataforma (nas direções transversal e radial) introduzem erros de fase de π radianos (28 mm) em interferogramas de 100 x 100 km.

Tabela 5.8 – Refinamento da linha-base para o período seco. As datas dos pares interferométricos estão indicadas como ano/mês/dia.

#	Par interferométrico (mestre_escrava)	B_{perp} (m) inicial	B_{perp} refinada (m)	$ \Delta B_{\text{perp}} $ (m)
1	20120708_20120320	75,6588	75,66245	0,00365
2	20120708_20120331	-82,0395	-82,03948	0,00002
3	20120708_20120411	-139,4072	-139,40948	0,00228
4	20120708_20120422	406,9695	406,97148	0,00198
5	20120708_20120503	-117,8266	-117,82439	0,00221
6	20120708_20120514	98,2563	98,25456	0,00174
7	20120708_20120525	383,0185	383,01445	0,00405
8	20120708_20120605	-7,0622	-7,06220	0
9	20120708_20120616	-226,5422	-226,54495	0,00275
10	20120708_20120627	481,5680	481,57323	0,00523
11	20120708_20120708	Auto-interferograma		
12	20120708_20120719	-161,6610	-161,66268	0,00168
13	20120708_20120730	276,4939	276,49607	0,00217
14	20120708_20120810	390,6123	390,60973	0,00257
15	20120708_20120821	-119,5752	-119,57350	0,0017
16	20120708_20120901	-77,7299	-77,72905	0,00085
17	20120708_20120912	-152,5845	-152,58192	0,00258
18	20120708_20120923	307,2511	307,25155	0,00045

B_{perp} – linha-base perpendicular

Tabela 5.9 – Refinamento da linha-base para o período chuvoso. As datas dos pares interferométricos estão indicadas como ano/mês/dia.

#	Par interferométrico (mestre_escrava)	B _{perp} (m) inicial	B _{perp} refinada (m)	\Delta B _{perp} (m)
1	20121128_20120912	-255,8341	-255,83324	0,00086
2	20121128_20120923	204,0236	204,02383	0,00023
3	20121128_20121004	62,2892	62,29051	0,00131
4	20121128_20121015	255,9767	255,97731	0,00061
5	20121128_20121026	245,3878	245,38361	0,0042
6	20121128_20121106	-303,6174	-303,61180	0,0056
7	20121128_20121117	115,4431	115,44196	0,0011
8	20121128_20121128	Auto-interferograma		
9	20121128_20121209	-51,8695	-51,86966	0,0002
10	20121128_20121220	118,4878	118,48711	0,0007
11	20121128_20130111	-81,1719	-81,17063	0,00127
12	20121128_20130122	-213,3503	-213,34770	0,0026
13	20121128_20130202	-35,6733	-35,67261	0,00069
14	20121128_20130318	-33,9934	-33,99536	0,002
15	20121128_20130329	186,0576	186,05686	0,0007
16	20121128_20130409	228,7416	228,73847	0,0031
18	20121128_20130420	87,8768	87,87622	0,0006

B_{perp} – linha-base perpendicular

5.2.4. Resultados obtidos com a abordagem IPTA

5.2.4.1. Período Seco

O processamento IPTA para o período seco resultou na identificação de 41.454 PS em uma área de cerca de 10 km² (Figura 5.7 e Figura 5.8). Isto representa um valor bem elevado (4.145 PS/km²), dado que a área de estudo não é urbanizada, encontra-se em uma região sujeita a intensa precipitação e em constante mudança por efeito das atividades de lavra. A Figura 5.7 e a Figura 5.8 mostram que há uma ampla cobertura espacial de pontos na área de estudo, e a maioria deles indica que o local não sofreu deslocamentos significativos no período (tons esverdeados). O histograma da Figura 5.9 retrata a distribuição dos valores de taxa de deformação para o período seco, indicando uma assimetria negativa na distribuição, na qual os valores médios estão situados numa faixa de -0,2 (mediana) e -18,5 (média). No entanto, são notáveis os deslocamentos detectados nas pilhas de estéril W e NW-I, que apresentam as maiores taxas de deformação (def. máx. projetada = - 497 mm/ano e def. máx. medida = - 259 mm). Os resultados também mostram que

as taxas de deformação tendem a diminuir radialmente do topo para a base da pilha de estéril W. Em se tratando dos taludes de corte (cavas), foram detectadas pequenas movimentações (< 50 mm/ano) nos taludes das cavas 1 e 2, cuja distribuição espacial se dá de maneira aproximadamente uniforme, não sendo observado deslocamentos diferenciais abruptos. Analisando-se mais em detalhe, observa-se uma pequena região, no flanco oeste da Cava 2 (círculo, Figura 5.7), que vem apresentando um histórico de deformação de maior monta, cuja taxa máxima de deformação detectada é de -124 mm/ano (Figura 5.10).

A precisão das medidas de deformação obtidas pode ser avaliada pelo seu desvio padrão (Figura 5.11). O valor médio dos erros para o período seco é de 3,65 mm/ano. O valor máximo encontrado é de 7,1 mm/ano, e deve-se ao número reduzido de cenas processadas, bem como ao curto intervalo de tempo de aquisição das cenas (aproximadamente 6 meses).

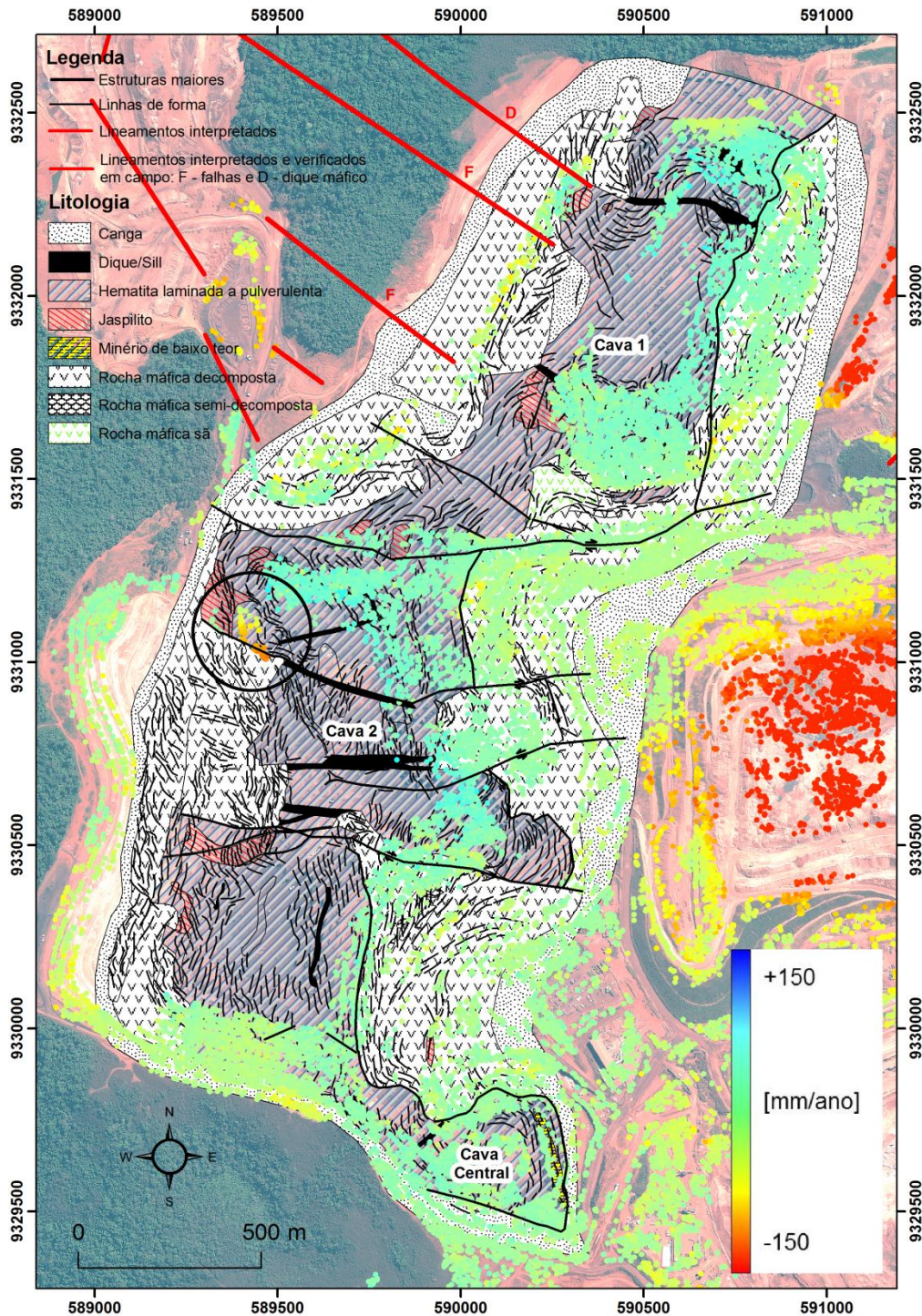


Figura 5.7 – Deformação LOS para o período seco sobreposto ao mapa litoestrutural da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Para detalhes quanto à área circunscrita ao círculo, consultar o texto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa litoestrutural está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.

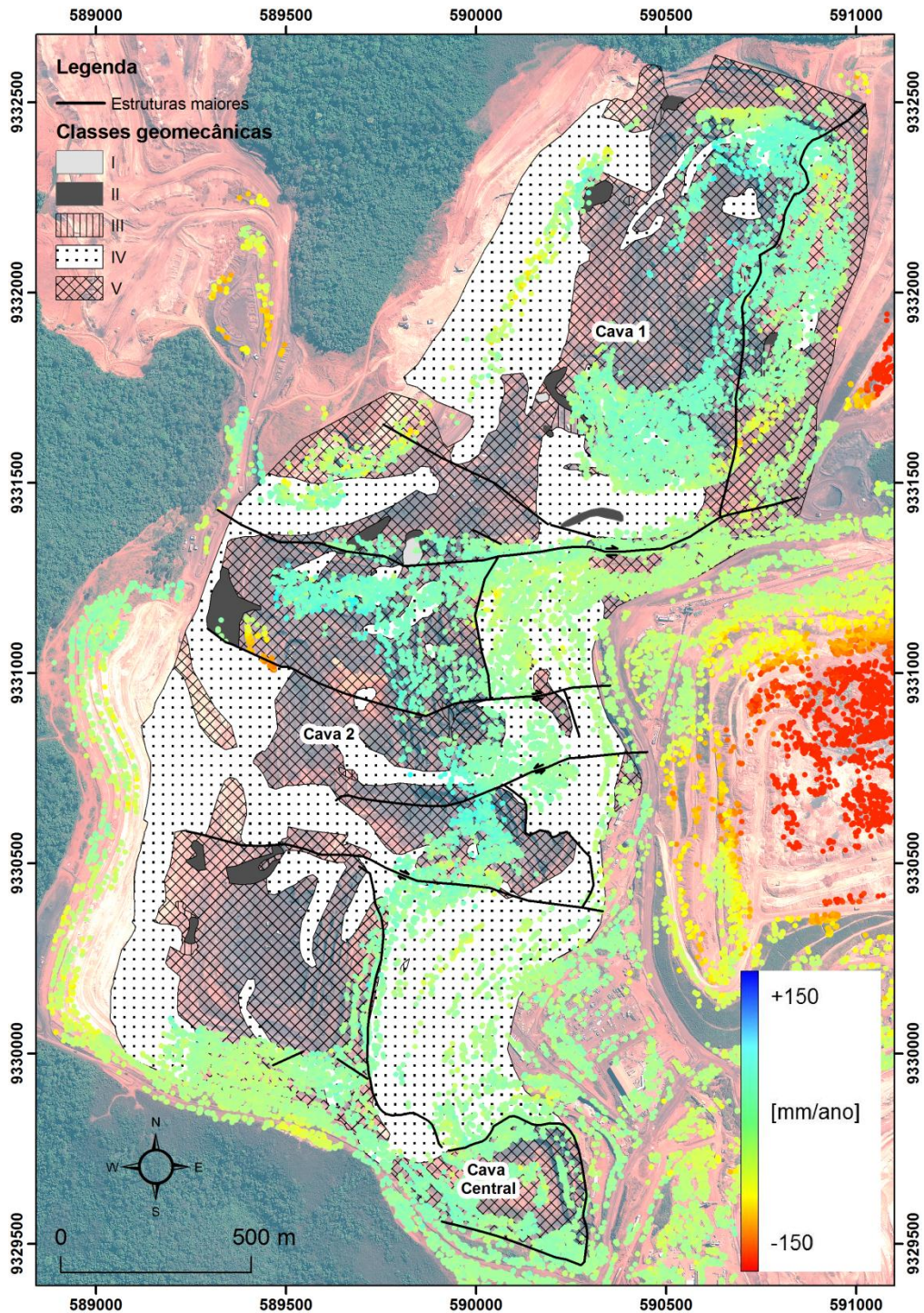


Figura 5.8 – Deformação LOS para o período seco sobreposto ao mapa geomecânico da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite GeosEye-1 ortorretificada. O mapa geomecânico está desatualizado em relação à imagem GeosEye-1, por efeito das atividades de lavra.

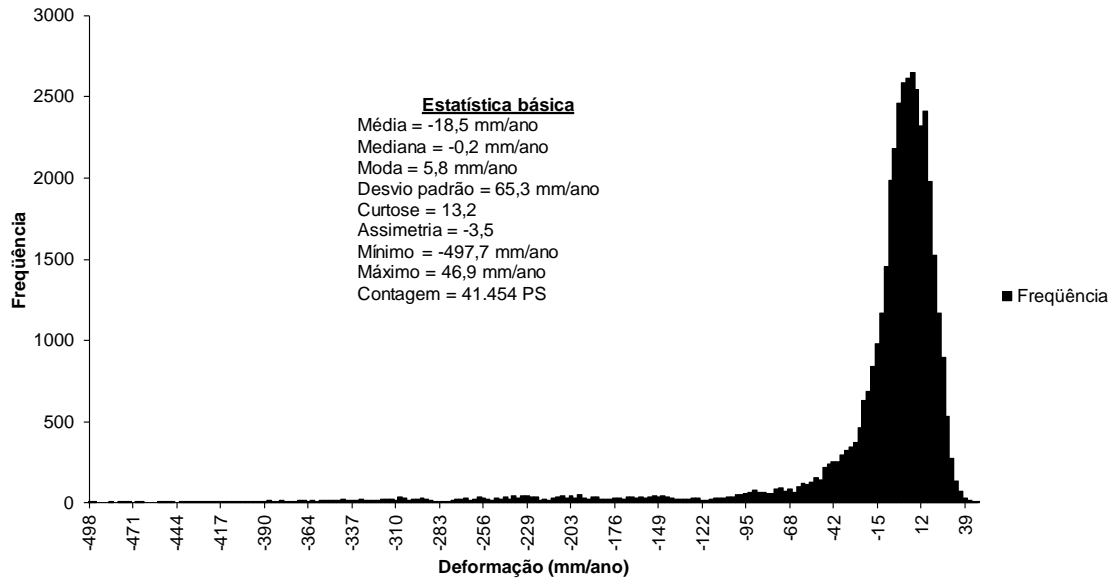


Figura 5.9 - Histograma de distribuição dos valores de taxa de deformação para o período seco.

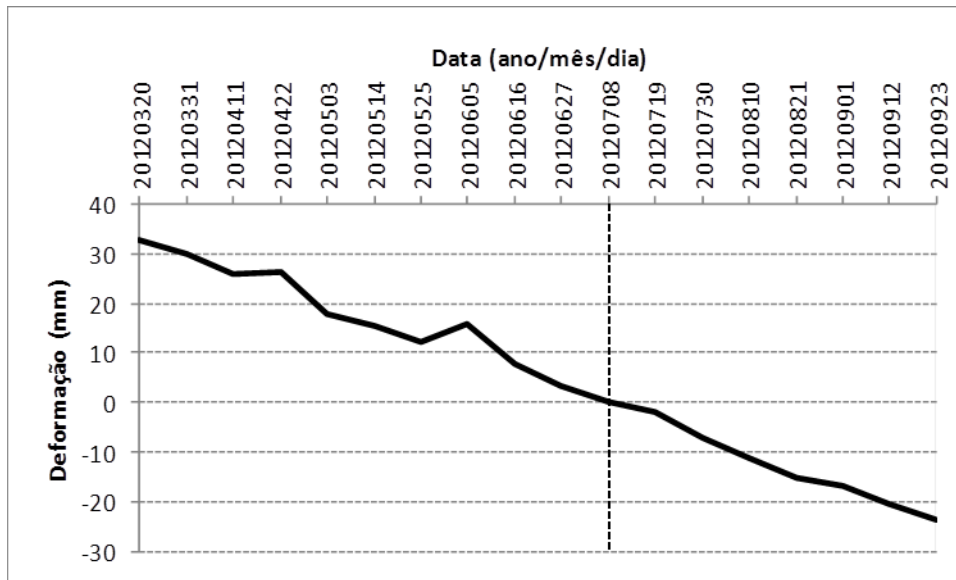


Figura 5.10 – Gráfico de deformação LOS para o PS # 68.434 (taxa de deformação de -112 mm/ano, com erro igual a 3,1 mm/ano) incluído na região (círculo) indicada na Figura 5.7. A linha tracejada vertical corresponde à data de aquisição da imagem *master*.

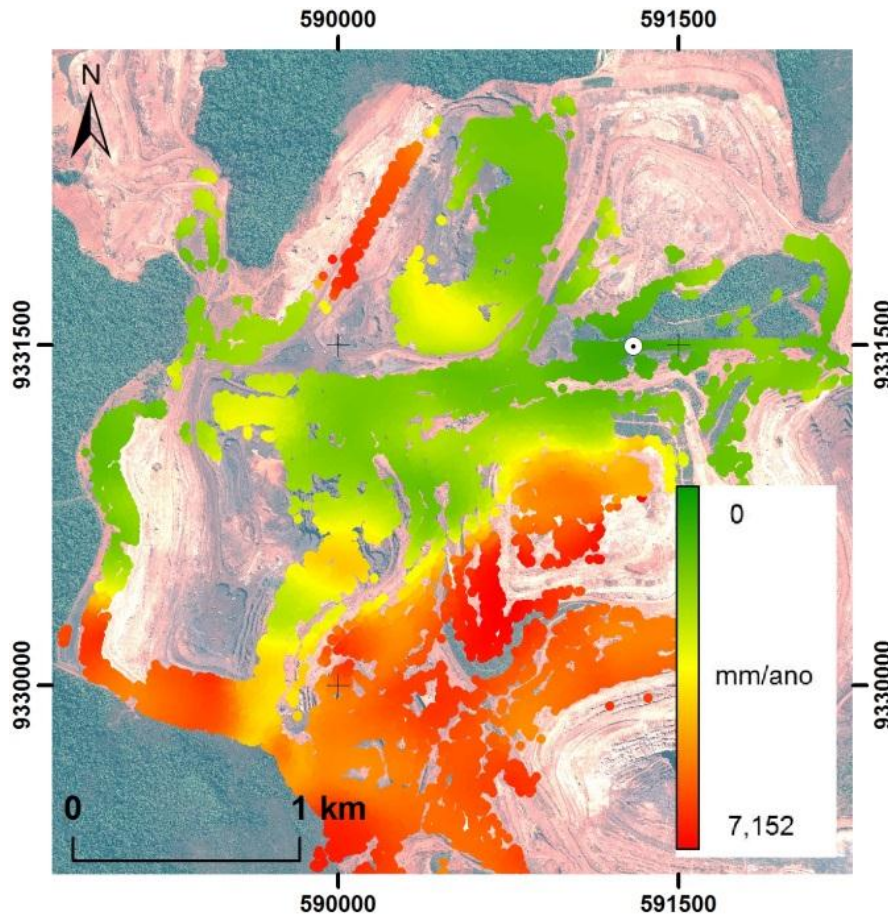


Figura 5.11 – Desvio padrão da deformação LOS para o período seco sobreposto à composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. \odot - ponto de referência espacial.

A Figura 5.12 representa os artefatos atmosféricos estimados na direção LOS (mm) para o período seco. De maneira geral, o erro atmosférico modelado apresenta-se pequeno em magnitude (≤ 10 mm), sendo os maiores valores observados nos pares 20120708_20120514, 20120708_20120605 e 20120708_20120923, sendo caracterizados por um atraso de fase interferométrica sobre as cavas e por um avanço sobre a pilha de estéril W. A Figura 5.13 traz as estimativas das correções de topografia da imagem de referência para o período seco. Notar a região assinalada (círculo), que corresponde à mesma feição identificada a partir da abordagem DInSAR (Figura B1, par interferométrico 20120320_20120331, ANEXO B). As maiores correções de fase devido aos erros do DEM se concentram nos taludes de cava.

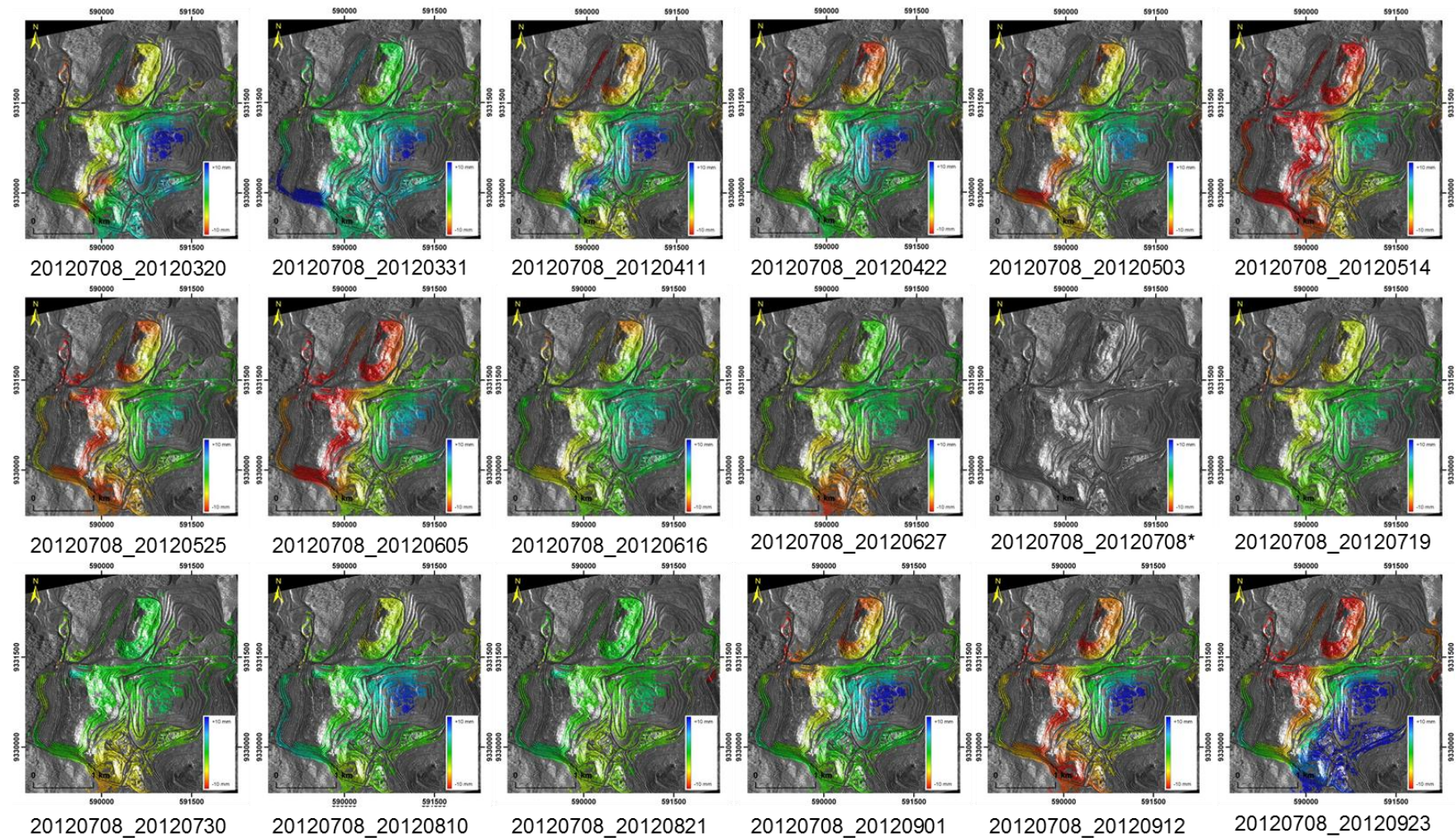


Figura 5.12 – Artefato atmosférico convertido em deslocamento LOS (mm) sobreposto à imagem multi-refletividade geocodificada. Período seco. (*) Auto-interferograma.

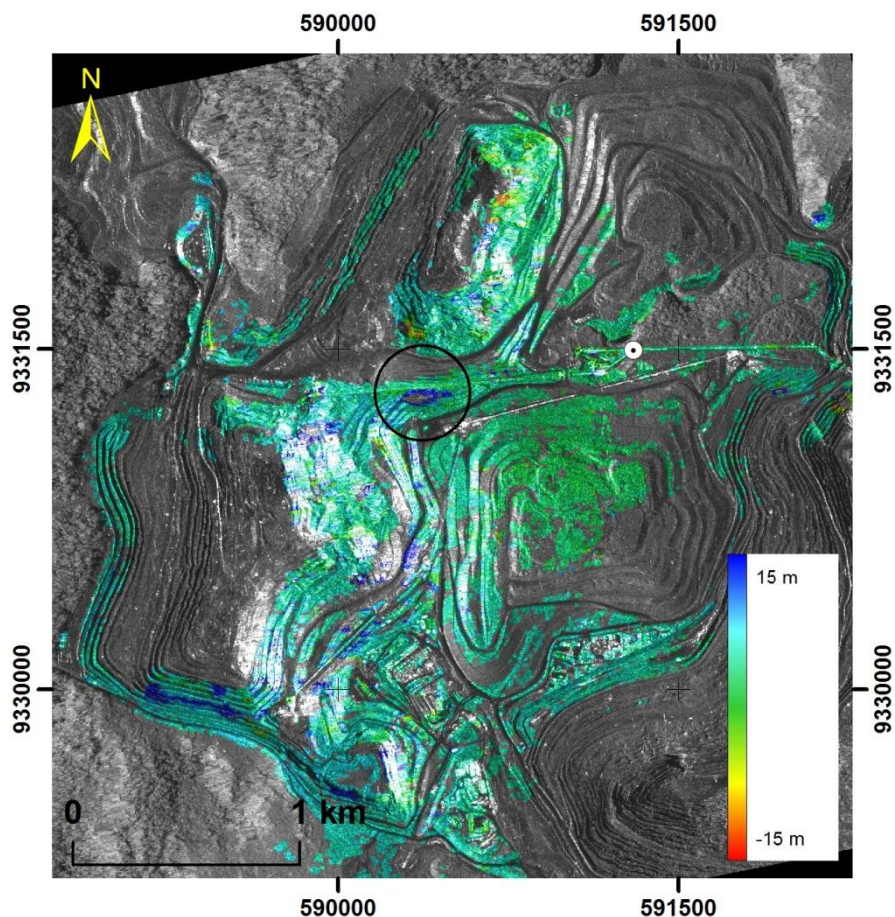


Figura 5.13 – Estimativa das correções de topografia da imagem de referência para o período seco, sobreposta à imagem multi-refletividade geocodificada. ○ - ponto de referência espacial. Consultar o texto para detalhes quanto à região assinalada (círculo).

5.2.4.2. Período Chuvoso

No período chuvoso, foram identificados 16.668 espalhadores persistentes dispostos em uma área de 10 km² (1.666 PS/km²). Apesar de ser significativamente inferior ao detectado no período seco, trata-se de um valor ainda bastante elevado, considerando-se as características da área de estudo. Cabe destacar que a área de cobertura de PS para o período chuvoso é inferior à área de cobertura do período seco. A Figura 5.14 e a Figura 5.15 mostram que a maior parte da área de estudo também encontra-se estável no período chuvoso (tons esverdeados). O histograma da Figura 5.16 retrata a distribuição dos valores de taxa de deformação do período chuvoso, indicando também uma assimetria negativa na distribuição, na qual os valores médios estão

situados numa faixa de 0,9 (mediana) e -6,4 (média). No entanto, altas taxas de deformação também foram identificadas sobre a pilha de estéril W (def. máx. projetada = - 276 mm/ano e def. máx. medida = - 168 mm). Seu padrão de distribuição espacial é similar ao observado no período seco. No entanto, a magnitude dos deslocamentos se mostrou inferior. Cabe mencionar que estes pontos não são perfeitamente coincidentes no espaço. No tocante aos taludes de cava, observa-se pequenas taxas de deformação (30 mm/ano), especialmente, no flanco sul da Cava 2.

Quanto a precisão das medidas de deformação, foram observados baixos valores de desvio padrão ($\sigma_{\text{def_médio}} = 1,5$ mm/ano), sendo o valor máximo igual a 4,8 mm/ano (Figura 5.17). Quando comparados ao período seco os erros mostram-se menores. Isso pode estar relacionado a duas causas: (a) como o desvio padrão da deformação de um ponto aumenta com o aumento da distância em relação à referência, e há uma maior cobertura de pontos no período seco que no período chuvoso, se esperaria erros maiores no período seco, já que há pontos mais distantes neste período; (b) como o erro depende também do intervalo de tempo das imagens processadas, e este intervalo é ligeiramente superior para o período chuvoso (cerca de 2 meses), se esperaria erros maiores para o período seco.

A Figura 5.18 representa os artefatos atmosféricos convertidos em distância LOS, determinados para o período chuvoso. De maneira geral, o erro atmosférico modelado para o período chuvoso também apresenta pequena magnitude, sendo caracterizado sobre as cavas por um avanço na fase. Os pares interferométricos 20121128_20121026, 20121128_20121106, 20121128_20121209 e 20121128_20121220 foram os mais afetados no período chuvoso. A Figura 5.19 retrata as estimativas das correções de topografia da imagem de referência para o período chuvoso. Nesta figura, também é possível observar a região (círculo) indicada na Figura 5.13. No entanto, em virtude dos efeitos da decorrelação (temporal) serem mais significativos no período chuvoso do que no seco, esta feição é menos visível.

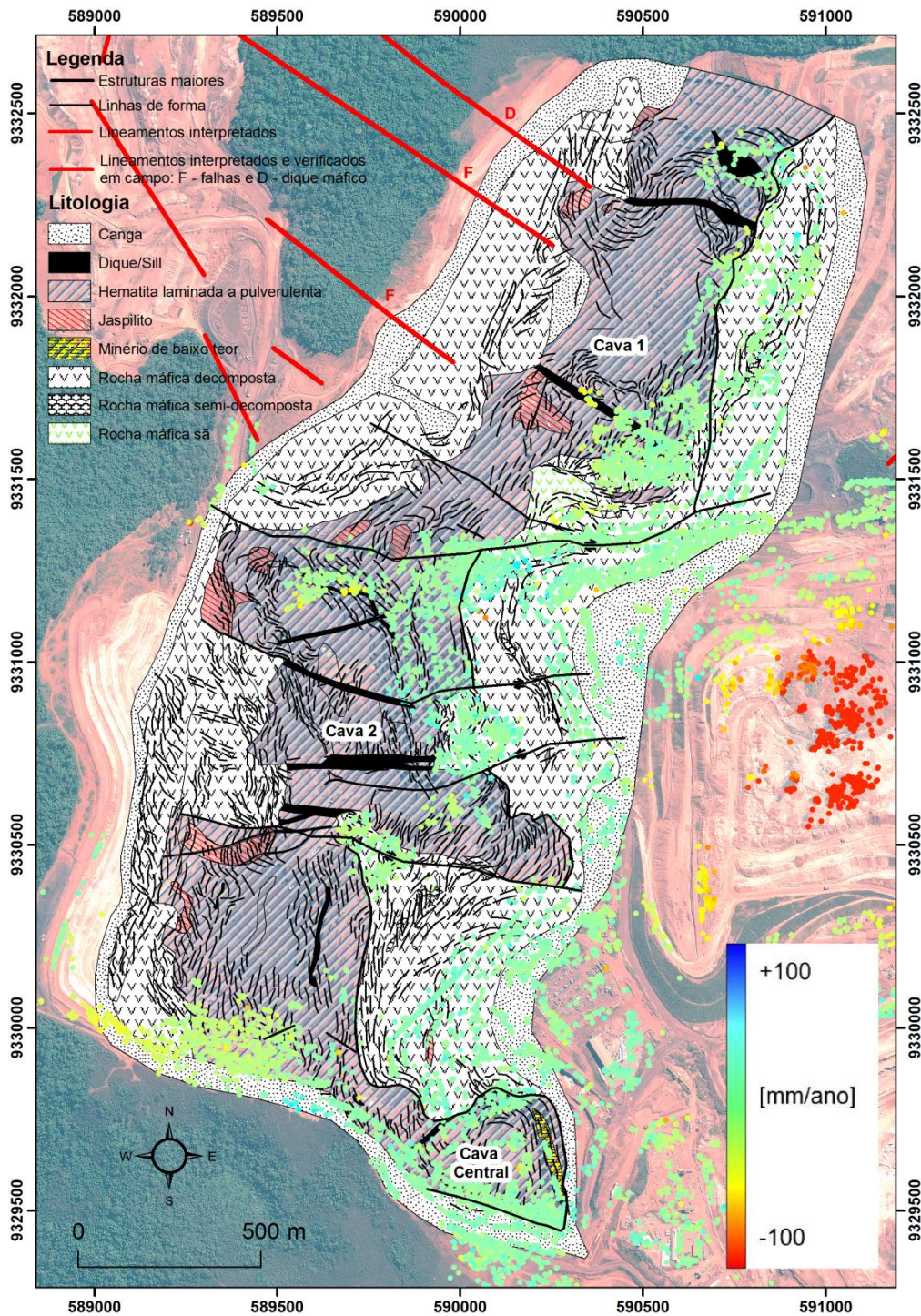


Figura 5.14 – Deformação LOS para o período chuvoso sobreposto ao mapa litoestrutural da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa litoestrutural está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.

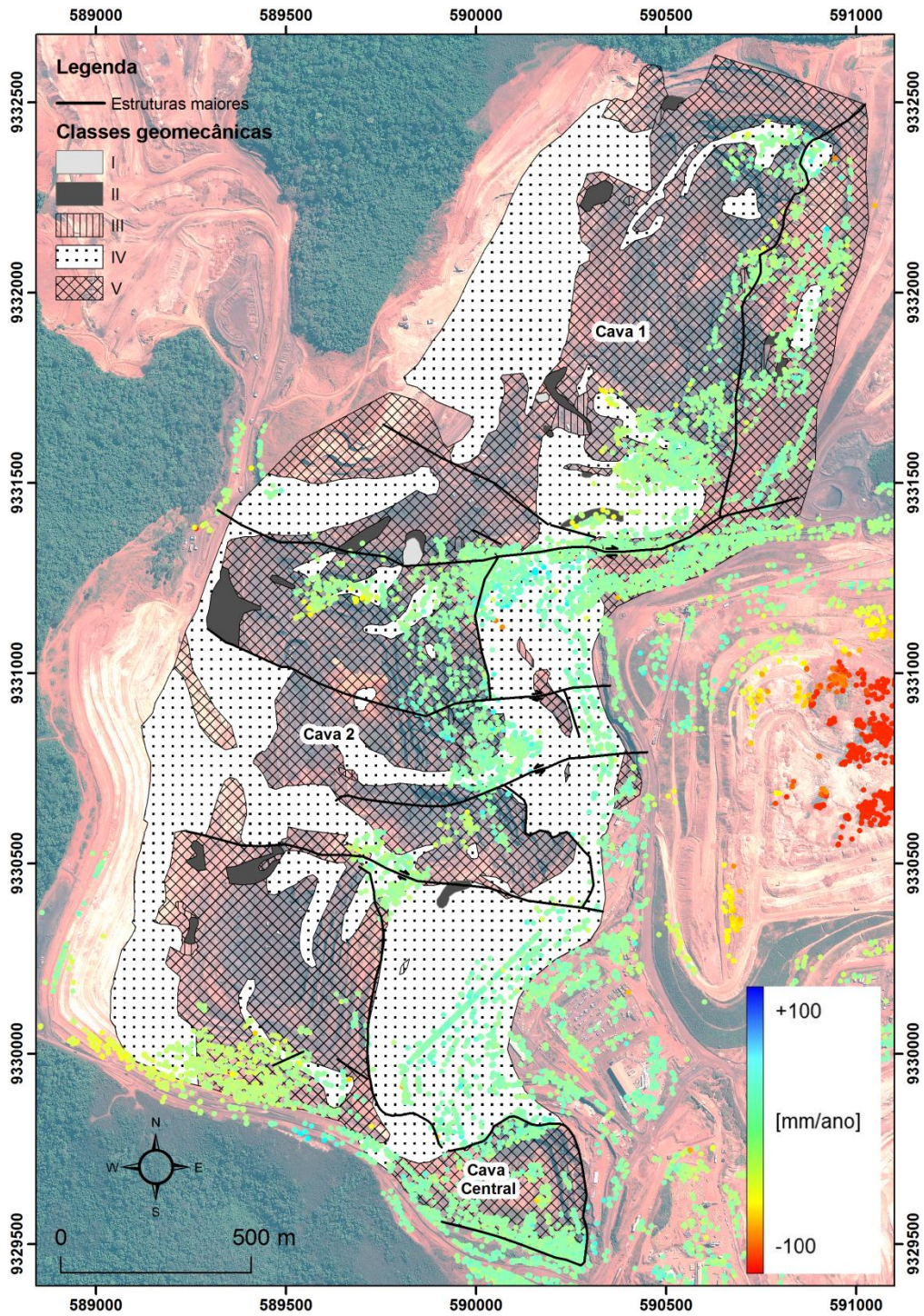


Figura 5.15 – Deformação LOS para o período chuvoso sobreposto ao mapa geomecânico da Mina de N4W (BVP, 2011a). As cores em vermelho indicam um aumento na distância satélite-alvo e as cores em azul o oposto. Ao fundo, composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. O mapa geomecânico está desatualizado em relação à imagem Geoeye-1, por efeito das atividades de lavra.

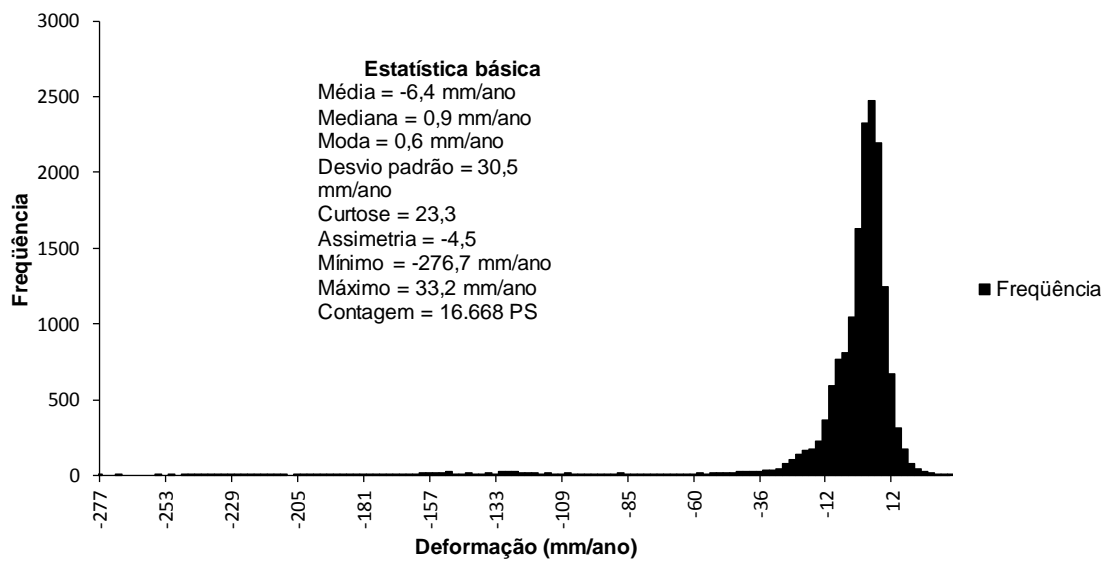


Figura 5.16 – Histograma de distribuição dos valores de taxa de deformação para o período chuvoso.

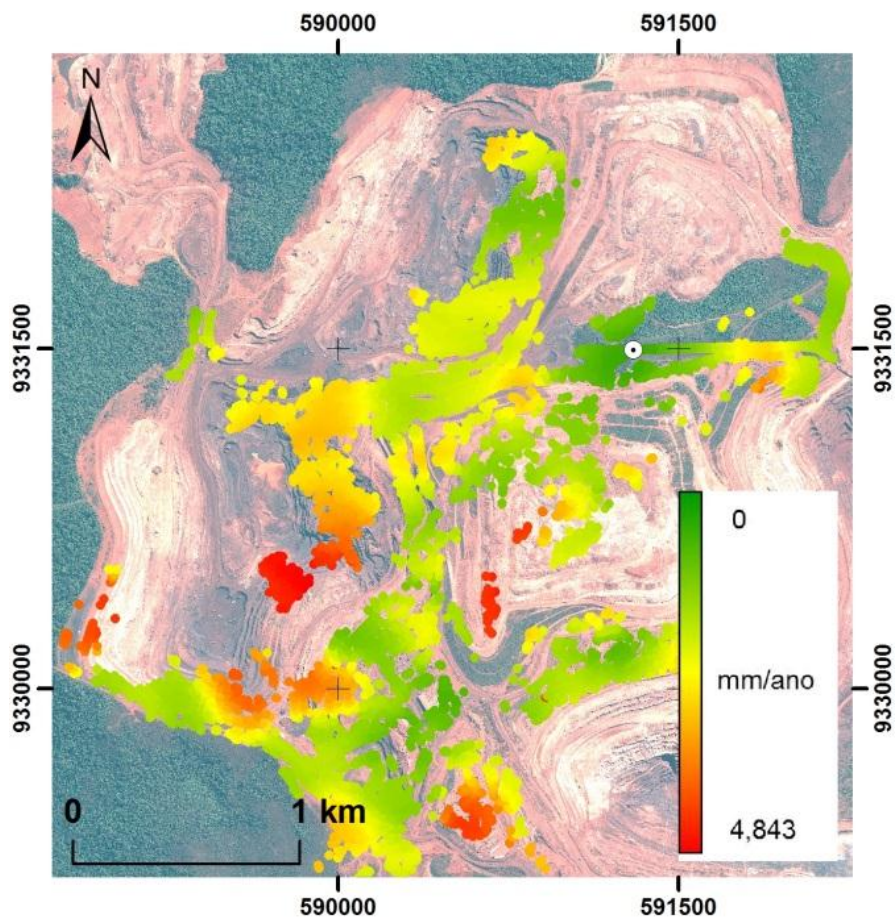


Figura 5.17 – Desvio padrão da deformação para o período chuvoso sobreposto à composição colorida 3R2G1B do satélite Geoeye-1 ortorretificada. ⊙ - ponto de referência espacial.

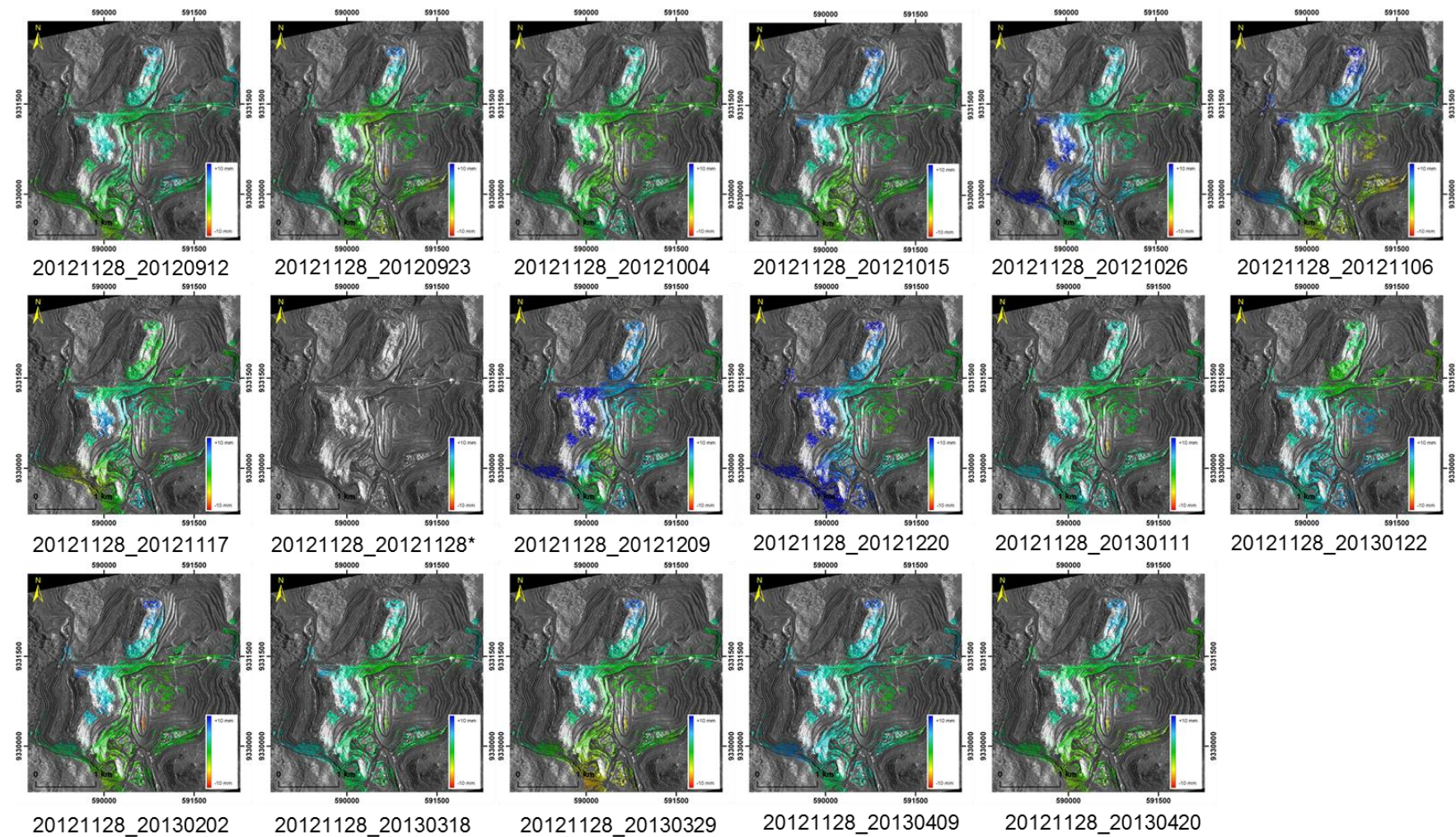


Figura 5.18 – Artefato atmosférico convertido em deslocamento LOS (mm) sobreposto à imagem multi-refletividade geocodificada. Período chuvoso. (*) Auto-interferograma.

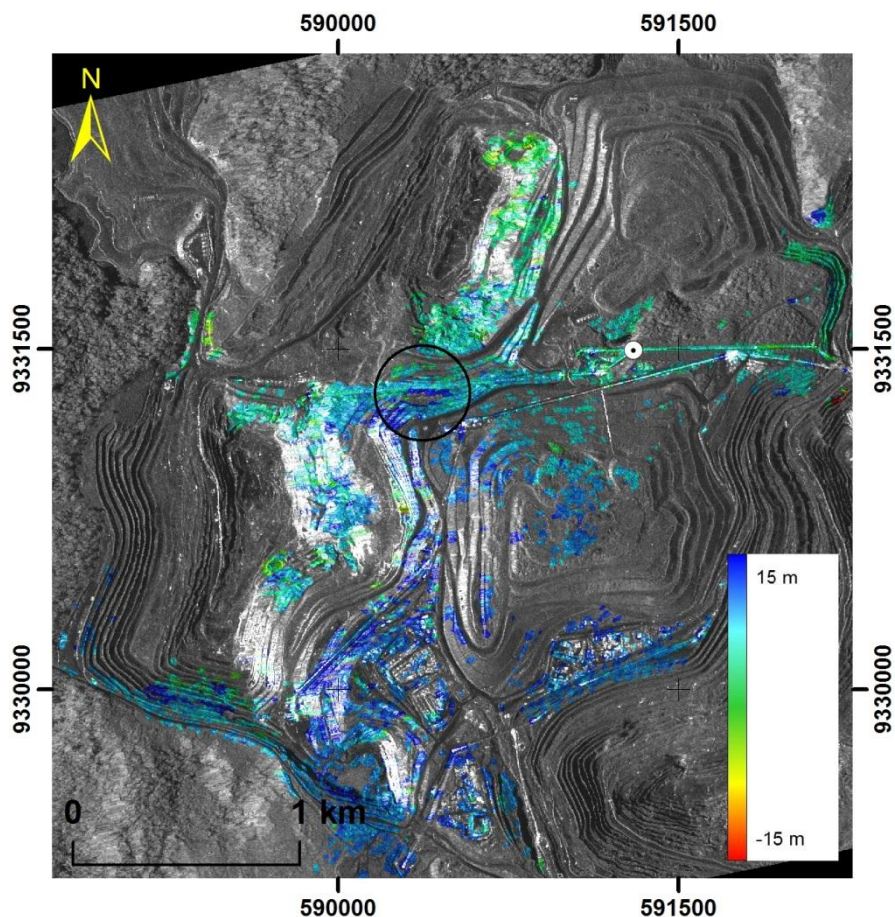


Figura 5.19 – Estimativa das correções de topografia da imagem de referência para o período chuvoso, sobreposta à imagem multi-refletividade geocodificada. ⊙ - ponto de referência espacial. Consultar o texto para detalhes quanto a região assinalada (círculo).

5.2.5. Análise dos dados geotécnicos advindos do levantamento topográfico sobre a Pilha de Estéril NW-I

A Figura 5.20 retrata as mudanças topográficas ocorridas sobre a pilha de estéril NW-I por efeito das atividades de lavra para os períodos seco (20-03 a 14-09-2012) e chuvoso (14-09-2012 a 19-04-2013), determinadas a partir de levantamento topográfico de campo. Em preto, estão indicados os pontos cuja a altitude (elipsoidal) não sofreu variação ao longo do tempo, ao passo que, em amarelo, estão indicadas as áreas onde houve alterações. Esta informação mostra que a carência de PS e de franjas interferométricas em alguns dos interferogramas diferenciais não se deve somente às atividades de lavra ocorridas sobre a pilha de estéril NW-I, mas também aos efeitos da

des correlação temporal (erosão laminar, crescimento de gramíneas, entre outros, conforme mostrado nos mapas de coerência do APÊNDICE A) e, possivelmente, a taxas de deformação elevadas, não capturadas pela tecnologia InSAR.

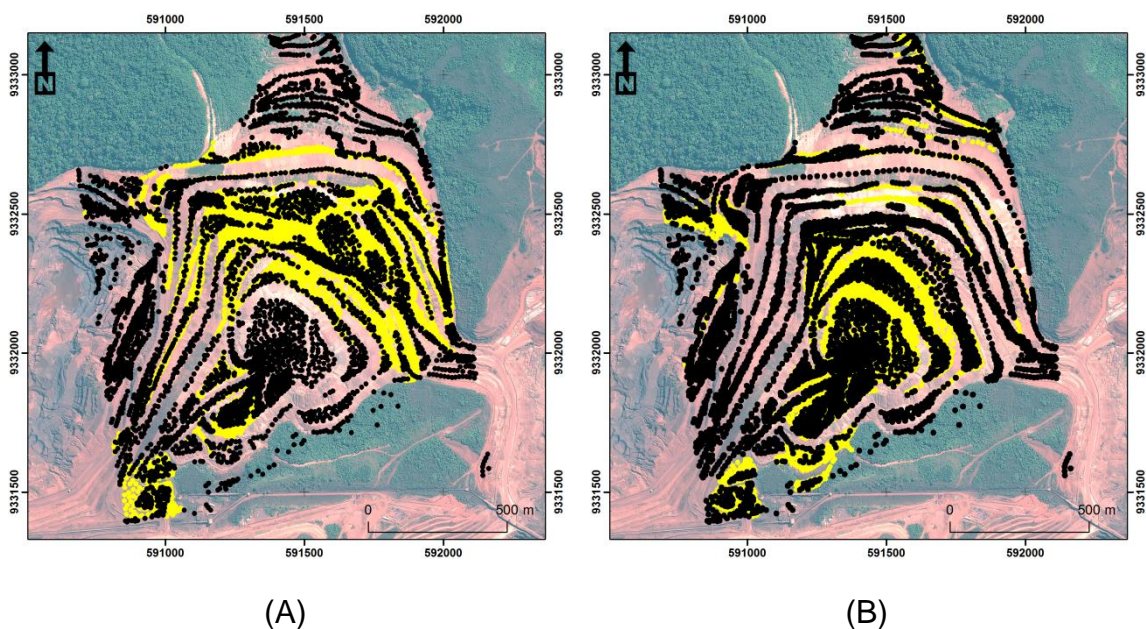


Figura 5.20 – Mapa de mudanças na superfície topográfica da pilha de estéril NW-I por efeito das atividades de lavra, sobreposto à imagem Geoeye-1 ortorretificada. Em amarelo, áreas onde houve mudanças na topografia e em preto, o oposto: (A) período seco e (B) período chuvoso.
Fonte: Vale S.A.

5.2.6. Simulação numérica por elementos finitos das deformações superficiais sobre a Pilha de Estéril W

A Figura 5.21 retrata o padrão de variação e a magnitude da tensão principal máxima (Sigma 1) sobre a pilha de estéril W. Conforme esta figura, Sigma 1 aumenta com a profundidade a uma taxa aproximadamente constante, até a base da pilha, alcançando o valor máximo de cerca de 2,0 MPa. Este resultado é bastante coerente, considerando-se a geometria da pilha e o peso específico médio de 19 kN/m^3 . A Figura 5.22 reproduz o padrão e as magnitudes dos deslocamentos totais esperados para a pilha de estéril W. Conforme a figura, tanto o padrão quanto as magnitudes dos deslocamentos (o deslocamento máximo anual medido em LOS e convertido para o eixo vertical é da ordem de

56 cm), seriam semelhantes ao detectado por InSAR. Contudo, a simulação também revela que, além dos deslocamentos verticais, seriam esperados deslocamentos horizontais na metade inferior da pilha de estéril W (linha cinza). Portanto, parte da deformação detectada por InSAR sobre a pilha de estéril W parece ser devida a deslocamentos horizontais.

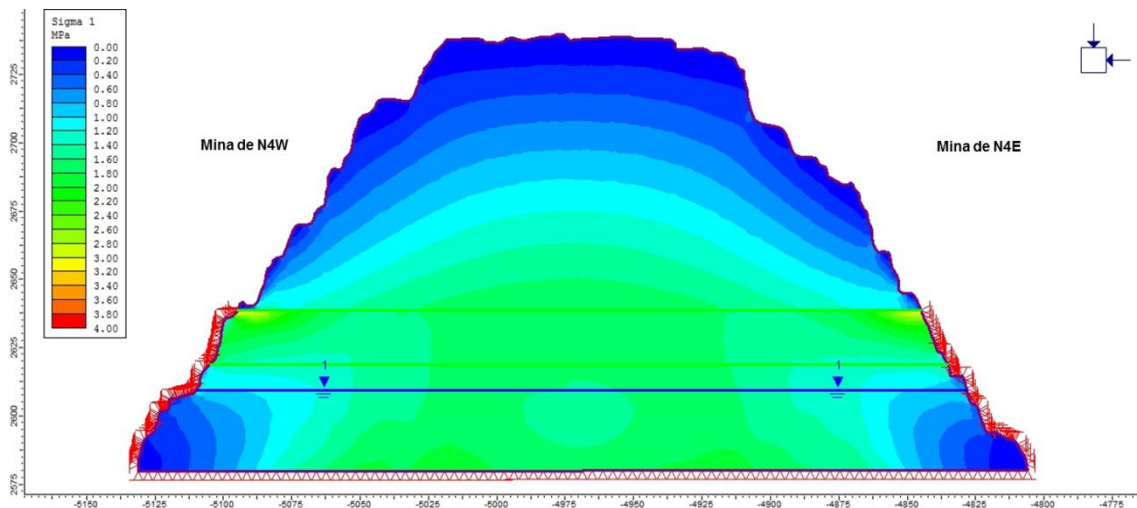


Figura 5.21 - Simulação numérica bidimensional obtida por elementos finitos para a Pilha de Estéril W: variação da tensão principal máxima teórica (MPa).

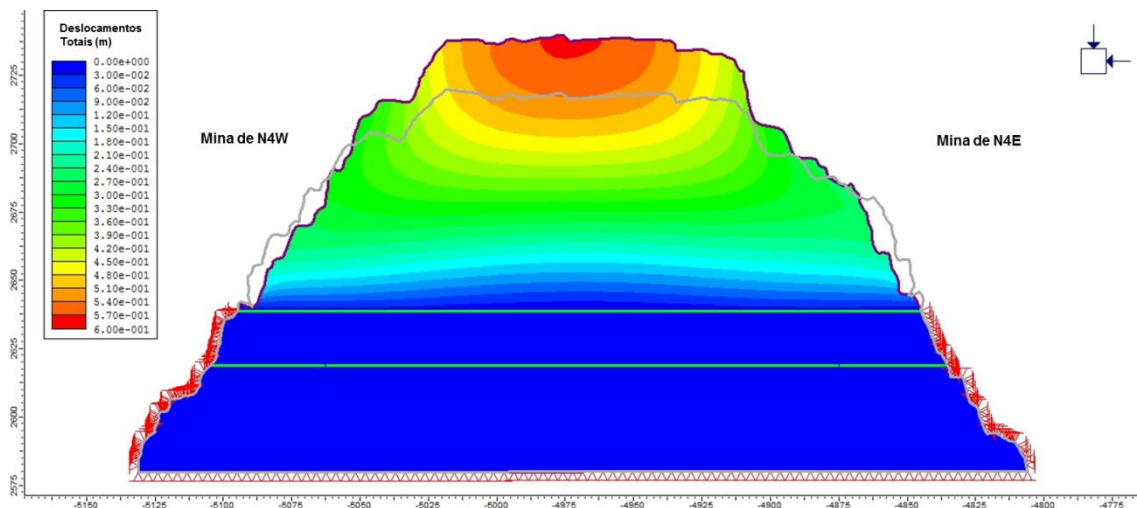


Figura 5.22 – Simulação numérica bidimensional obtida por elementos finitos para a Pilha de Estéril W: deslocamentos totais teóricos (metros). A linha cinza corresponde ao limite da deformação.

6. VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados dos testes estatísticos de Mann-Whitney utilizados para se comparar as medidas dos prismas refletivos com as medidas da abordagem IPTA mostraram-se ambíguos. Para o período seco, apenas para as amostras referentes aos prismas de números 2 e 6 pode-se afirmar que não existem diferenças significativas entre as medidas de deformação determinadas por ambas as abordagens (APÊNDICE C), ao passo que, para o período chuvoso, o mesmo ocorre apenas para os prismas de números 1, 2 e 3.

Nos gráficos da Figura 6.1 e da Figura 6.2 estão plotados os valores de deslocamentos (mm) ao longo do tempo obtidos a partir da abordagem IPTA e a partir da interpolação das medidas dos prismas refletivos nas datas de aquisição das imagens TSX-1, para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Como pode-se observar, a concordância entre os dados é razoável, sendo que os dados interpolados dos prismas mostram flutuações ligeiramente mais acentuadas que as medidas realizadas com a abordagem IPTA. No ANEXO D, estão indicados os resultados dos testes estatísticos de Wilcoxon para dados pareados. Os testes mostram resultados inconclusivos para o período chuvoso. No período seco, apenas para os prismas 3 e 5 existem evidências de diferenças nas medidas dos instrumentos ao nível de 5% de significância.

A divergência encontrada nas medidas dos instrumentos pode ser devida a três efeitos: (a) as medidas das amostras foram feitas em horários distintos, e, portanto, podem incluir efeitos de dilatação termal, cuja magnitude é desconhecida. Os dados produzidos com a abordagem IPTA foram adquiridos à noite, ao passo que os dados produzidos com a abordagem de campo (prismas refletivos) foram obtidos durante o dia; (b) as amostras não correspondem exatamente ao mesmo local: as maiores distâncias encontradas entre pares de pontos para os períodos seco e chuvoso foram de 11 (Prisma 1) e 14 metros (Prisma 3), respectivamente; e (c) os dados de campo não foram coletados sempre pela mesma equipe, e, portanto, podem haver erros associados a esses procedimentos. Ainda assim, mesmo considerando estas

questões, verifica-se pequenos valores de deformação ($< |14 \text{ mm}|$). Adicionalmente, os gráficos não mostram nenhuma tendência evidente de deslocamentos progressivos (recalques e/ou soerguimentos), o que é um indicativo de que o talude monitorado encontra-se estável no período, indo ao encontro das informações fornecidas pela equipe residente de geotecnia da Vale S.A..

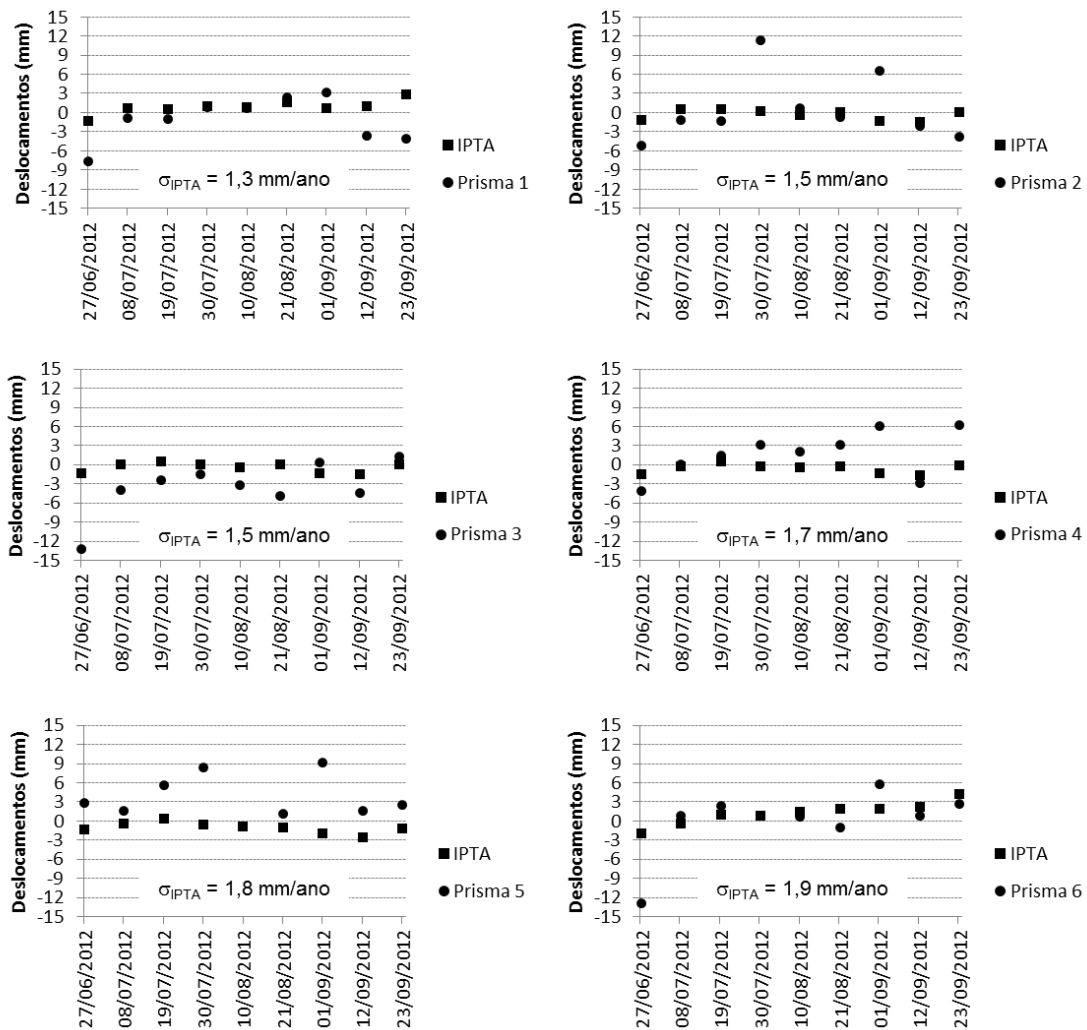


Figura 6.1 – Gráficos de deformação LOS derivados a partir da abordagem IPTA e da interpolação das medidas dos prismas refletivos para o período seco. Os erros das medidas da abordagem IPTA (1σ) estão indicados nos gráficos.

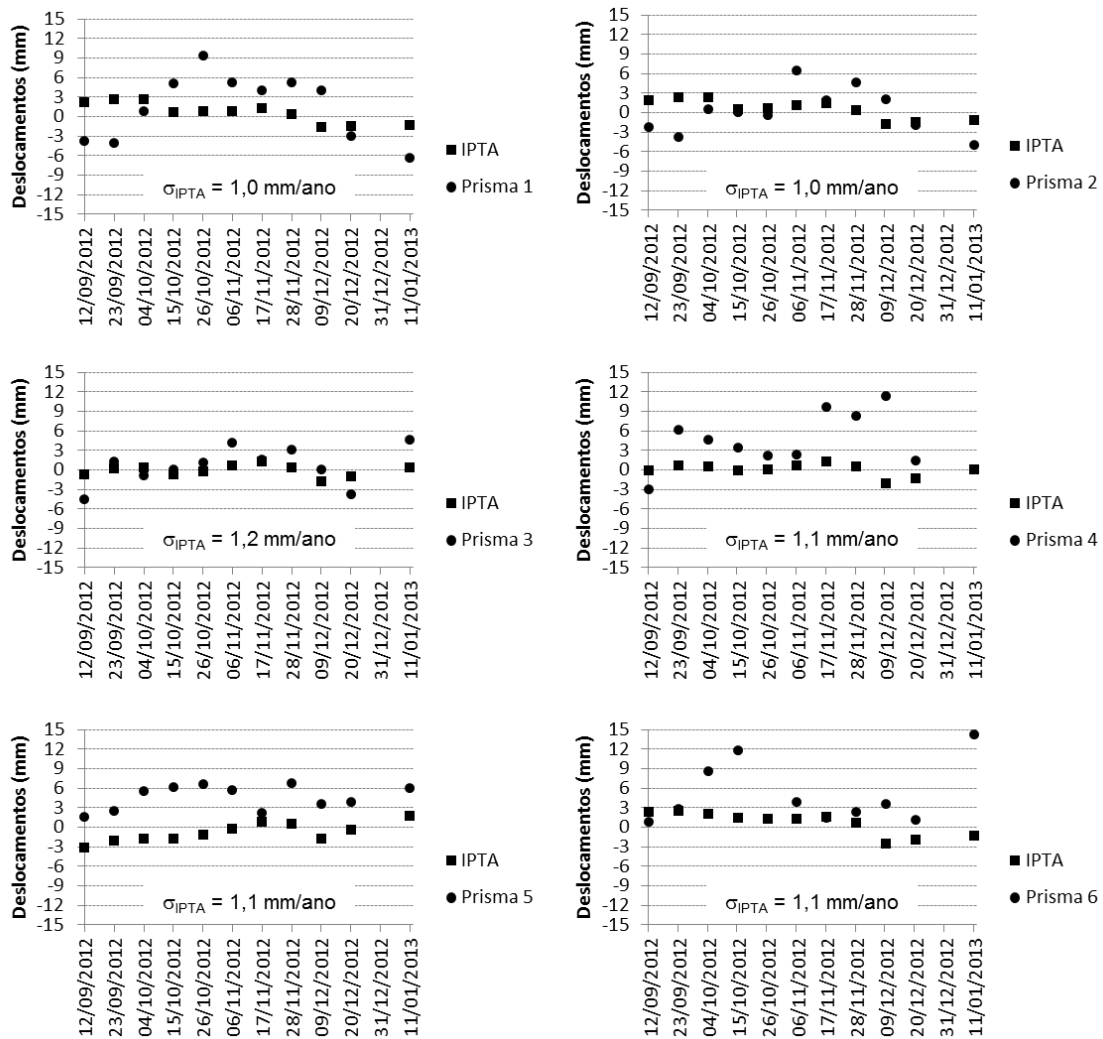


Figura 6.2 – Gráficos de deformação LOS derivados a partir da abordagem IPTA e da interpolação das medidas dos prismas refletivos para o período chuvoso. Os erros das medidas da abordagem IPTA (1σ) estão indicados nos gráficos.

7. DISCUSSÕES

Os deslocamentos que afetam a área de estudo puderam ser mapeados por ambas as abordagens interferométricas (DInSAR e IPTA), e seus resultados se mostram, em grande medida, concordantes. A magnitude dos valores de taxa de deformação mapeados a partir do empilhamento dos interferogramas diferenciais se mostrou inferior à obtida a partir da abordagem IPTA. Esse resultado é devido ao reduzido número de interferogramas individuais utilizados (STROZZI et al. 2000). Adicionalmente, a taxa de deformação determinada pelo empilhamento de interferogramas contém contribuições devido aos erros do DEM e da atmosfera, o que também contribuiu para os elevados valores de desvio padrão da velocidade de deformação encontrados. De qualquer maneira, esta abordagem se mostrou bastante interessante, pois permitiu obter uma visão sinóptica aproximada do padrão e da magnitude das taxas de deformação que afetam a área de estudo, representando uma alternativa valiosa quando se dispõem de poucas imagens e se deseja obter resultados rápidos.

Apesar de não haver um limiar específico que defina os taludes de corte das minas de ferro de Carajás como instáveis (níveis de alerta: normal, atenção e intervenção), a maior parte da Mina de N4W mostrou-se estável no período analisado, o que vem sendo confirmado até o presente momento pela equipe de geotecnia residente da Vale S.A.. É sabido que há uma série de fatores que controlam a estabilidade de taludes altos de mineração (ver Item 2.5), sendo difícil estabelecer um valor específico. Segundo Ryan e Call (1992) há casos em que mesmo pequenos deslocamentos podem levar a rupturas. No caso das minas de ferro de Carajás, já foram registradas taxas de deformação de alguns centímetros por semana, sem que ocasionassem necessariamente escorregamentos.

Os resultados mostram que as taxas de deformação superficiais detectadas são classificadas como muito lentas segundo a IUGS (1995). Os mapas de deformação associados a informações de campo mostram que os pequenos deslocamentos mapeados nos taludes de corte da Mina de N4W estão

relacionados a fenômenos de acomodação ou relaxação (recalques devido ao efeito da gravidade e ao alívio de tensão provocados pela lavra) de maciços pouco competentes, bem como à geometria (orientação, inclinação e altura) irregular dos taludes, relacionada, entre outras coisas, a questões operacionais (e.g. produtividade excessiva, etc.). Nestas regiões, afloram rochas metavulcânicas alteradas, de baixa qualidade geomecânica (classe RMR IV e V), estruturadas preferencialmente segundo a direção NS, com mergulho para W (Figura 7.1).

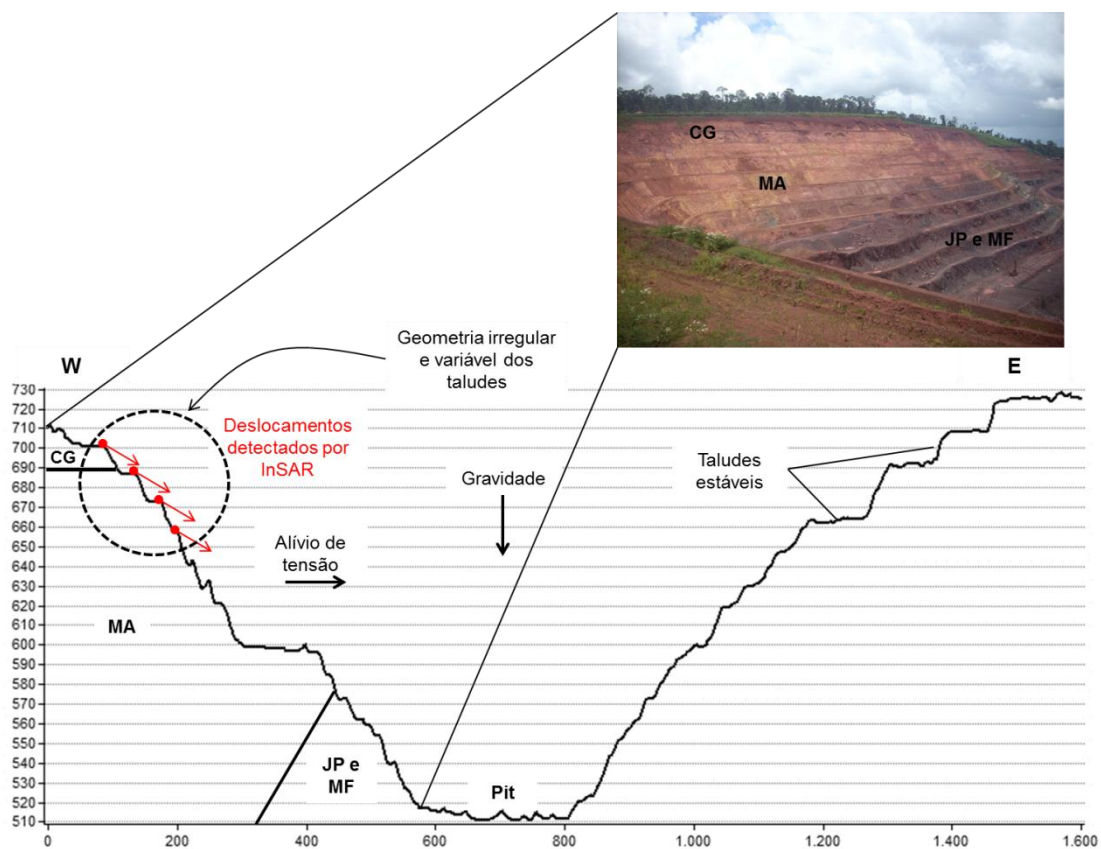


Figura 7.1 – Interpretação dos pequenos deslocamentos medidos por InSAR nos taludes de cava. Perfil topográfico para a Cava 2 gerado a partir do DEM. CG – canga; MA – metamáfica alterada a muito alterada; JP e MF – jaspilito e minério de ferro, respectivamente.

Quanto à região alarmada no mapa da Figura 5.7 (círculo) e também no mapa da Figura 5.5, verifica-se que a mesma se sobrepõem a terminações de falhas transcorrentes de orientação aproximadamente E-W e WSW. Como o maciço rochoso nesta região se mostra bastante descontínuo (Figura 7.2), é factível

considerar que possa ter havido acomodações diferenciais, influenciadas, em alguma medida, por estas grandes estruturas. Adicionalmente, outro fator que poderia explicar tais movimentações, são as atividades de lavra nos taludes à jusante, que provocam o “descaçamento” do maciço (Figura 7.3).

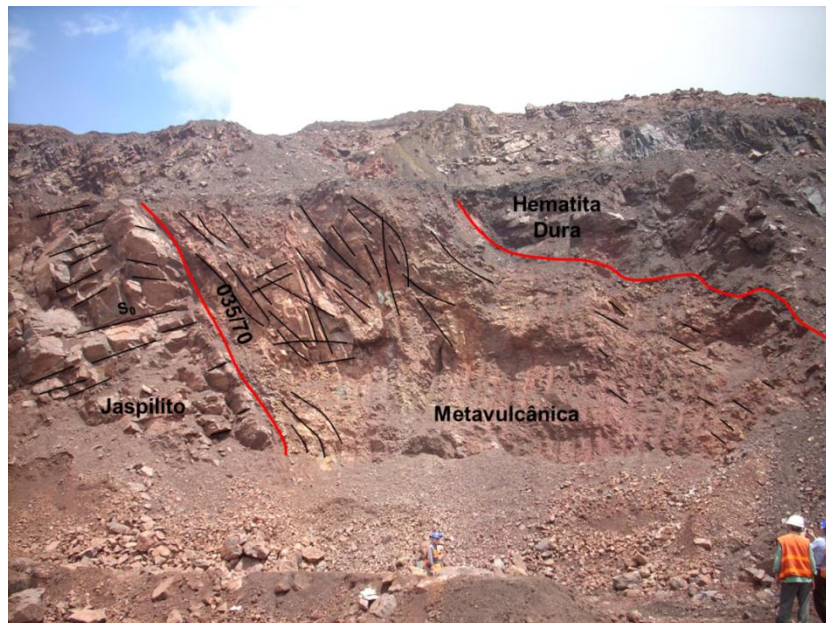


Figura 7.2 – Detalhe da falha geológica indicada na Figura 5.7 (círculo), sobre a qual foi observada população de espalhadores persistentes com comportamento anômalo. Coordenada UTM 9.331106N/589402E. Foto tomada a 20-03-2014. S_0 – acamamento.

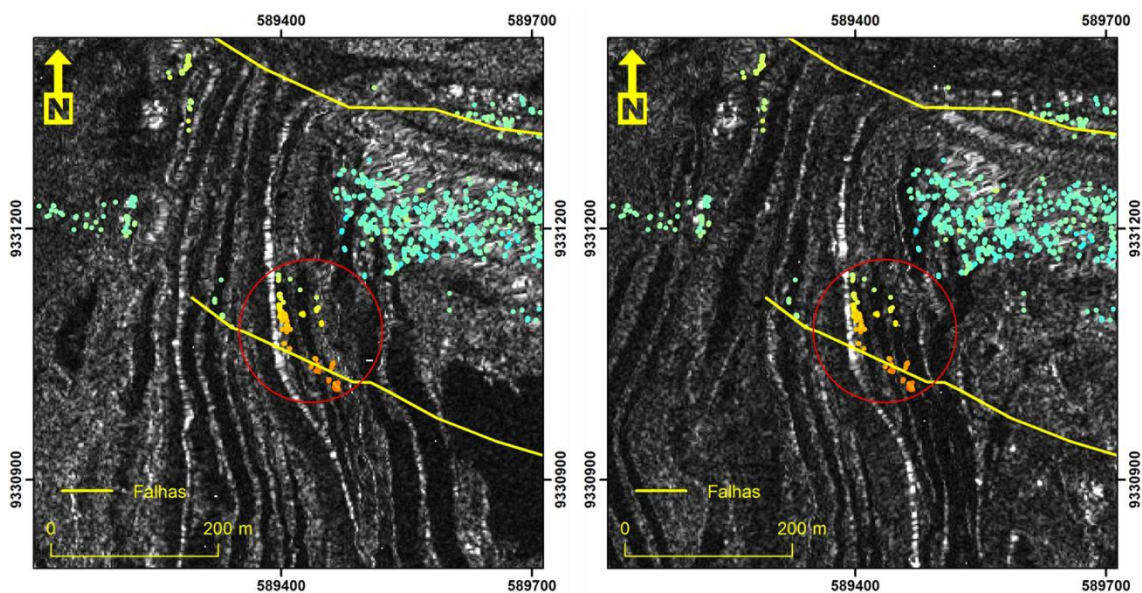


Figura 7.3 – Detalhe da região indicada na Figura 5.7: à esquerda, imagem amplitude adquirida a 20120320. À direita, imagem amplitude obtida a 20120923.

Notar a mudança de geometria nos taludes a jusante (retaludamento) por efeito da lavra durante o período seco.

Os dados obtidos também sugerem que os deslocamentos dos taludes de cava da Mina de N4W no período analisado não parecem estar diretamente influenciados pela água superficial ou subterrânea. Apesar da significativa diferença na área de cobertura, bem como no número de PS, o que limita a análise comparativa dos resultados relativos aos períodos seco e chuvoso, a equipe geotécnica residente não vem relatando instabilidades nos taludes da Mina de N4W. Adicionalmente, os mapas de deformação LOS obtidos pela abordagem DInSAR, não registram deslocamentos significativos no período chuvoso. Segundo o relatório interno da BVP (2011b), não existem surgências d'água significativas nos taludes de corte da Mina de N4W, podendo-se admitir que o nível d'água subterrâneo das rochas encaixantes encontra-se abaixo da cota do terreno. Ainda segundo BVP (2011b), as linhas de fluxo da Mina de N4W, aferidas a partir de medidores de nível d'água, cuja maior parte das leituras foi tomada no início do período chuvoso do ano de 2010, apresentam um comportamento radial em direção ao fundo da cava, acompanhando o cone de rebaixamento produzido para operação da lavra.

No tocante às pilhas de estéril W e NW-I, onde foram detectados deslocamentos expressivos (deformação LOS máxima anual medida $\approx - 427$ mm), os mesmos são devidos, sobretudo, à compactação vertical e a mecanismos de consolidação do estéril. Orman et al. (2011) relatam que, sob condições secas, recalques de até 7% da altura da pilha seriam típicos e ocorreriam, principalmente, durante sua vida útil, o que implica que deslocamentos na escala de metros seriam esperados para as pilhas de estéril estudadas. Segundo Williams (2000), os efeitos de compactação e consolidação de pilhas de estéril podem perdurar por até 10 anos após a sua desativação. Adicionalmente, o padrão aproximadamente concêntrico de deformação mapeado, no qual a taxa de deformação tende a diminuir do topo para a base das pilhas, em função da altura da coluna de material, é um indicador de sua homogeneidade e estabilidade (não são observados recalques diferenciais – descontinuidades).

Os resultados também mostram que a taxa de deformação nos períodos seco e chuvoso para as pilhas de disposição de estéril W e NW-I é distinta, o que sugere que a mesma não é propriamente linear ao longo do período de análise. Ao contrário do que se esperava, os maiores valores de deformação foram registrados no período seco. Esse resultado estaria relacionado a uma atividade maior de disposição de estéril neste período em comparação ao período chuvoso, segundo a equipe de geotecnia residente da Vale S.A.. Este aspecto operacional também pode ser observado conforme a Figura 5.20 para a pilha de estéril NW-I. No entanto, a coerência interferométrica sobre a pilha de estéril W no período seco permaneceu relativamente alta, o que indica que não houve disposição generalizada de material neste período, o que ocorreu apenas localizadamente. Uma outra causa possível para as deformações mapeadas sobre a pilha de estéril W terem sido mais significativas no período seco seria o menor número de cenas processadas no período chuvoso. Análises numéricas conduzidas por Naderian e Williams (1996) em uma pilha de estéril de 60 metros de altura em Jeebropilly Colliery, Austrália, mostraram que a saturação da pilha devido a elevação do lençol freático é um processo bastante demorado. Os autores mostraram que a elevação do nível d'água provocaria recalques totais inferiores a 1% para um período de cerca de 40 anos (Figura 2.55). Apesar deste estudo mostrar que a água subterrânea parece pouco influenciar os recalques sofridos por pilhas de estéril, estudos geotécnicos mais detalhados seriam necessários no intuito de melhor compreender os deslocamentos detectados sobre as pilhas de disposição de estéril W e NW-I.

Conforme mencionado no Item 2.5.1.5, sismos e vibrações, naturais ou induzidos, são também um dos fatores que podem influenciar a estabilidade de taludes. De acordo com o Boletim Sísmico Brasileiro, os epicentros dos sismos mais próximos que atingiram a região distam aproximadamente de 220 a 260 km da Mina de N4W, e ocorreram entre os anos de 2002 e 2010. Ainda segundo o mesmo, nos anos de 2012 e 2013, período de aquisição das imagens SAR usadas neste trabalho, não foram detectados sismos no Estado do Pará. Estes dados refletem uma baixa sismicidade para a região, com

sismos cuja magnitude na área continental é inferior a 4.1 graus na Escala Richter. No tocante ao desmonte do minério a partir do uso de explosivos, que podem causar instabilizações, e que desempenhariam um maior papel nos deslocamentos dos taludes de cava, não há informações quanto às datas e os locais de uso, bem como quanto ao monitoramento e controle das vibrações. Apesar desta limitação, não se deve descartar sua influência nos deslocamentos detectados.

Finalmente, é preciso mencionar que a abordagem InSAR foi desenvolvida no hemisfério norte e as aplicações em mineração correspondem a detecção de deslocamentos superficiais ocasionados por minas subterrâneas ativas ou a minas à céu aberto inativas, cujas taxas de deslocamento são tipicamente de pequena magnitude (alguns milímetros por ano). No presente trabalho, no entanto, a técnica InSAR foi aplicada em ambiente tropical úmido e em mina à céu aberto ativa, cujos deslocamentos alcançam dezenas de centímetros por ano. Devido a estas características, os resultados derivados a partir da tecnologia InSAR tornam-se menos confiáveis ao longo do tempo, sendo, dessa forma, necessário o acompanhamento constante das deformações que afetam a área de estudo. Adicionalmente, algumas áreas não puderam ser devidamente monitoradas com os dados do satélite TSX-1, especialmente no período chuvoso, o que deverá ser minimizado futuramente, com o lançamento da missão do satélite RADARSAT Constellation em 2018, que operará em banda C e com resolução temporal de 3-4 dias.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1. Conclusões

Este trabalho demonstrou, pela primeira vez, a aplicação da abordagem InSAR, a partir de imagens TSX-1, na detecção e monitoramento de deslocamentos superficiais em ambiente tropical úmido e em mina à céu aberto ativa, abrindo grandes perspectivas de aplicação da tecnologia no país nesta, e em outras áreas, como transporte, energia, óleo e gás, riscos naturais, etc.

O trabalho também demonstrou que a abordagem InSAR possibilitou obter uma visão sinóptica do padrão e estado de atividade dos deslocamentos superficiais que afetam os taludes da Mina de N4W e seu entorno, com a precisão de milímetros. Esta característica representa uma grande vantagem em relação aos métodos tradicionais de monitoramento de taludes, podendo auxiliar na definição dos locais onde são necessárias investigações geotécnicas adicionais e aumentar a segurança nas atividades de lavra.

Devido as frequentes mudanças na superfície e a acentuada complexidade topográfica de minas ativas a céu aberto, o uso de um DEM e de imagens ópticas atuais e de alta resolução são essenciais no processamento interferométrico e na análise dos resultados, pois possibilitam detectar e corrigir artefatos devido a topografia, bem como localizar com precisão áreas sujeitas a deformação.

Os deslocamentos mapeados por InSAR podem ser utilizados como um importante guia para a calibração de parâmetros de resistência e deformabilidade de grandes pilhas de estéril, permitindo melhor compreender seu comportamento geotécnico ao longo do tempo. Adicionalmente, podem ser facilmente integrados com outros tipos de informações em um banco de dados geográfico.

8.2. Recomendações

Devido a complexidade topográfica da Mina de N4W e da presença de deslocamentos horizontais sobre as pilhas de disposição de estéril da ordem de dezenas de centímetros, recomenda-se o processamento de imagens SAR adquiridas em órbitas ascendente e descendente, bem como a aplicação da abordagem *Offset-Tracking* (STROZZI et al. 2002), o que proporcionaria um entendimento mais claro e completo dos fenômenos de deformação que afetam a área de estudo.

Em função das características pluviométricas anuais da área de estudo, recomenda-se o processamento das imagens interferométricas em dois conjuntos (seco e chuvoso), pois isso possibilita minimizar os efeitos da decorrelação temporal, bem como melhor compreender os efeitos da sazonalidade climática no comportamento dos taludes.

No intuito de melhor compreender os recalques detectados sobre as pilhas de estéril, recomenda-se modelá-las por elementos finitos a partir de parâmetros geotécnicos medidos, adotando-se modelos de ruptura específicos, como o de Cam-Clay.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). NBR 11682. **Estabilidade de Encostas**. Rio de Janeiro, 2009. 33p.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). NBR 13029. **Mineração** - elaboração e apresentação de projeto de disposição de estéril em pilha. Rio de Janeiro, 2006. 5p.
- ABRÃO, P.C.; OLIVEIRA, S.L. Mineração. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds.). **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. Cap. 26. p.431-438.
- ADAM, N.; KAMPES, B.; EINEDER, M.; WORAWATTANAMATEEKUL, J.; KIRCHER, M. The development of a scientific permanent scatterer system. In: ISPRS WORKSHOP HIGH RESOLUTION MAPPING FROM SPACE, 2003. Hannover. 2003. **Proceedings...**Hannover: ISPRS, 2003.
- AGRAM, P.S. **Persistent scatterer interferometry in natural terrain**. 2010. 144p. PhD Thesis (Thesis on Electrical Engineering). University of Stanford, Stanford, 2010.
- ALTHOFF, F.; BARBEY, P.; BOULLIER, A-M. 2,8-3,0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian Craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). **Precambrian Research**, v. 104. p. 187-206, 2000.
- AMELUNG, F.; GALLOWAY, D.L.; BELL, J.W.; ZEBKER, H.A.; LACZNIAK, R.J. Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. **Geology**, v. 27. n.6. p. 483-486, 1999.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. **Serra dos Carajás**: Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Brasília. 1991. 164 p. Convênio DNPM/CPRM - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...**Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 324-338.
- ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. **Bulletin of the Seismological Society of America**. v.88. n.1. p. 160-169, 1998.
- ATKINSON, L.C. The role and mitigation of groundwater in slope stability. In: HUSTRULID et al. (Eds.) **Slope stability in surface mining**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), 2000. p. 89-96.

- AYDAN, Ö.; SHIMIZU, Y.; KAWAMOTO, T. Rock mass characterization system for rock slope stability analysis. In: Hudson (Ed.). Rock characterization. In: ISRM SYMPOSIUM: EUROCK'92, 14-17 September 1992. Chester, UK. **Proceedings...** Chester UK: Thomaz Telford Ltd. p. 275-280.
- AZEVEDO, A.A.; FILHO, J.L.A. Águas subterrâneas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p.111-130.
- BAMLER, R.; HARTL, P. Synthetic aperture radar interferometry. **Inverse Problems**. v. 14. p. R1-R54, 1998.
- BARBIERI, M. LICHTENEGGER, J. Introduction to SAR for geology. In: FLETCHER, K. (Ed.). **Spaceborne radar applications in geology (ESA TM-17)**. Netherlands: ESA, 2005.
- BARTON, N.; BANDIS, S. Review of predictions capabilities of JRC-JCS model in engineering practice. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ROCK JOINTS, 1990. Loen, Norway. **Proceedings...** Loen, Norway: CRC Press, 1990. p. 603-610.
- BARTON, N.; CHOUBEY, V. The shear strength of rock joints in theory and practice. **Rock Mechanics**, v. 10. p. 1-54, 1977.
- BARTON, N., LIEN, R, LUNDE, J. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. **Rock Mech Rock Eng.**; v.6. n. 4. p.189–239, 1974.
- BAYER, T.; WINTER, R.; SCHREIER, G. Terrain influences in SAR backscatter and attempts to their correction. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29. n. 3. p. 451-462, 1991.
- BECKMAN, J.A. Communication and data transmission systems. In: COLWELL, R.N. (Ed.). **Manual of remote sensing: theory, instruments and techniques**. 2 e.d. v. I, Falls Church, U.S.: American Society of Photogrammetry, Chapter 15, 1983, p. 681-698.
- BEISIEGEL, V.R. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBGeo, 1982. p. 21-46.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 4. p. 215-242, 1973.
- BERARDINO, P.; COSTANTINI, M.; FRANCESCHETTI, G.; IODICE, A.; PIETRANERA, L.; RIZZO, V. Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy). **Engineering Geology**, v. 68, p. 31–51, 2003.
- BIENIAWSKI, Z.T. **Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering**. New York: John Wiley & Sons, 1989. 272p.

BIENIAWSKI, Z.T. The geomechanics classification in rock engineering applications. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ROCK MECHANICS, 4., 1979, Montreaux, Switzerland. **Proceedings...** Montreaux: Balkema and Swiss Society for Soil and Rock Mechanics, 1979, v.2. p. 41-48.

BIENIAWSKI, Z.T. Engineering classification of jointed rock masses. **Transactions of South African Institute of Civil Engineers**, v.15. n. 12. p.343–353, 1973.

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528p.

BLOM, R.G.; CRIPPEN, R.E.; ELACHI, C. Detection of subsurface features in Seasat radar images of Means Valley, Mojave Desert, California. **Geology**. v.12, p. 346-349, 1984.

BROADBENT, C.D.; ZAVODNI, Z.M. Influence of rock structure on stability. In: STABILITY IN SURFACE MINING, 3., 1982. Denver. **Proceedings...** DENVER, CO: SME, 1982, vol. 3, Chapter 2, p. 7-18.

BURGMANN, R.; ROSEN, P.A.; FIELDING, E.J. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.** v. 28. p. 169-209, 2000.

BVP Engenharia LTDA. **Mapeamento litoestrutural e litogeomecânico da mina N4WN**. Parauapebas, PA: Relatório Interno - VL 070-10-E-CA-RT-03-55-00_REV0, 2011a. 75p.

BVP Engenharia LTDA. **Diagnóstico inicial para elaboração do modelo hidrogeológico conceitual da Mina de N4WN e Platô N4WS com ênfase nas rochas encaixantes**. Parauapebas, PA: Relatório Interno – WGS-RT-104-03D-11_REV02, 2011b. 24p.

CARRARA, W.G.; GOODMAN, R.S.; MAJEWSKI, R.M. **Spotlight Synthetic Aperture Radar: signal processing algorithms**. London: Artech House, 1995. 554p.

CARNEC, C.; MASSONNET, D.; KING, C. Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent. **Geophysical Research Letters**, v. 23. n. 24, p. 3579-3582, 1996.

CARVER, K.R.; ELACHI, C.; ULABY, F.T. Microwave Remote Sensing from Space. **Proceedings of the IEEE**, v.73. n 6, p. 970-995, 1985.

CATITA, C.M.S. **Interferometria radar por satélite aplicada ao estudo da morfologia e da deformação da região Pico-Faial (Açores)**. 2007. 227p. Tese (Doutorado em Engenharia Geográfica e Geoinformática). Universidade de Lisboa, Lisboa, 2007.

CHATTERJEE, R.S.; SYAFIUDIN, F.M.; ABIDIN, H.Z. Land subsidence characteristics in Bandung city, Indonesia as revealed by spaceborne geodetic techniques and hydrogeological observations. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v 79. n. 7. p. 639-652, 2013.

CHEN, C.W. **Statistical cost network flow approaches to two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry**. 2001. 141p. PhD Thesis (Thesis on Electrical Engineering). University of Stanford, Stanford, 2001.

Climate change, impacts and adaptation strategies in the alpine space (CLIMCHALP). Interreg III B Alpine Space. Slope Monitoring methods: a state of the art report. Munich: ClimChAlp, 2008.165p.

COATES, D.F.; YU, Y.S., (eds). **Pit Slope Manual, Chapter 9 – Waste Embankments**; Ottawa, QC, Canada. CANMET (Canada Centre for Mineral and Energy Technology, formerly Mines Branch, Energy, Mines and Resources Canada), 129p, 1977. (CANMET REPORT 77-1).

COLESANTI, C.; WASOWSKI, J. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. **Engineering geology**, v.88. p.173-199, 2006.

COLESANTI, C.; FERRETTI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F. Monitoring landslides and tectonic motion with the Permanent Scatterers technique. **Engineering Geology**, v. 68. p., 3-14, 2003a.

COLESANTI, C.; FERRETTI, A.; NOVALI, F.; PRATI, C.; ROCCA, F. SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41. n.7. p. 1685-1701, 2003b.

COLESANTI, C.; FERRETTI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F. Comparing GPS, optical leveling and permanent scatterers. In: IGARSS, 2001, Sydney, Australia. **Proceedings...** Sydney: IEEE, 2001, v.6., p. 2622-2624.

CORNFORTH, D.H. **Landslides in practice**: investigation, analysis and remedial/preventative options in soils. Hoboken: John Wiley & Sons, 2005. 596p.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JUNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Estruturais, Tectônicos, Geomorfológicos e Estratigráficos. **Geonomos**, v. 4. n.2, p. 23-44, 1996.

COSTA, J.B.S.; ARAUJO, J. B.; SANTOS, A.; JORGE JOAO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. A província mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi**, 7, p. 199-235, 1995. Série Ciências da Terra.

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X. da S.; ARAÚJO, O.J.B. Esboço estrutural do Proterozóico médio da Amazônia Oriental. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v.3. p. 9-24, 1991.

COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n.2, p. 146-160, 1991.

- COSTANTINI, M. A novel phase unwrapping method based on network programming. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36. n. 3. p. 813-821, 1998.
- CROSETTO, M.; CRIPPA, B.; BIESCAS, E.; MONSERRAT, O.; AGUDO, M. State-of-the-art of land deformation monitoring using differential SAR interferometry. In: ISPRS HIGH-RESOLUTION EARTH IMAGING FOR GEOSPATIAL INFORMATION, 2005, Hannover. **Proceedings...** Hannover: ISPRS, 2005, p.17-20.
- CURLANDER, J.C.; MCDONOUGH, R.N. **Synthetic Aperture Radar Systems and signal processing**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 647p.
- CURLANDER, J.C.; KWOK, R.; PANG, S.S. A post-processing system for automated rectification and registration of spaceborne SAR imagery. **Int. J. Remote Sensing**, v.8. n.4. p.621-638, 1987.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; ALMEIDA, J.A.C.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; OLIVEIRA, D.C.; BARROS, C.E.M. Aspectos gerais da granitogênese da Província Metalogenética de Carajás. In: Leite et al.(ed.). **Granitóides arqueanos e paleoproterozóicos da província metalogenética de Carajás, Cráton Amazônico: ambiente geológico e programa da excursão**. XLV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Belém-PA: SBGeo, 2010.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C., Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, v.93, n. 3-4. p. 215-233, 2007.
- DALL'AGNOL. R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHAES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research**, v. 95. n. 1-2. p. 9-39, 1999.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE JOAO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajas metallogenic province. INTERN. SYMP. GRAN. ASSOC. MINER., 2., 1997, Salvador. **Proceedings...** Salvador. 1997, p. 135-161.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: BIZZI et al. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 365-448.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. The metallogenesis of the South American Platform. In: CORDANI, J.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A.. (eds.) **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 755-850.
- DAVIS, J.C. **Statistics and data analysis in geology**. Danvers, MA:John Wiley & Sons, 2002. 638p.
- DELACOURT, C.; ALLEMAND, P.; BERTHIER, E.; RAUCOULES, D.; CASSON, B.; GRANDJEAN, P.; PAMBRUN, C.; VAREL, E. Remote-sensing techniques for analyzing landslide kinematics: a review. **Bull. Soc. Geól. Fr.**, v. 178. n.2. p. 89-100, 2007.

DELACOURT, C.; ALLEMAND, P.; SQUARZONI, C.; PICARD, F.; RAUCOULES, D.; CARNEC, C. Potential and limitation of ERS-Differential SAR interferometry for landslides studies in the French Alps and Pyrenees. In: FRINGE 1, 2003. Frascati, Italy, 1-5 December. **Proceedings...** Frascati: Workshop (ESA SP-550, CD-ROM), 2003.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). **Sumário Mineral**. Brasília: DNPM/DIPLAN, 2011.

DERAUW, D.; MOXHET, J. Multiple images SAR interferometry. In: 'FRINGE 96' WORKSHOP ON ERS SAR INTERFEROMETRY, 1996. Zurich, Switzerland. 30 September – 2 October. **Proceedings...** Zurich: ESA SP-406. p. 167-178.

DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. Datações de zircões de *sill* de metagabro: comprovação da idade Arqueana da formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1996. Belém. 1996, **Anais...** Belém:SBG/NO, p. 376-379.

DIXON, T. **SAR interferometry and surface change detection**. Boulder, Feb. 3-4, 1995. University of Miami, RSMAS Technical Report TR 95-003. Report of Workshop.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Província Mineral de Carajás - litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988. Belém. **Anais...** Belém: CVRD-SBG, 1988, p. 11-54.

DRURY, S.A. **Image interpretation in geology**. London: Chapman & Hall, Second Edition, 1993. 283p.

DUNCAN. J.M. State of the art: limit equilibrium and finite-element analysis of slopes. **Journal of Geotechnical Engineering**. v. 122. p. 577-596, 1996.

DURAND, A.; ASSIS, A.P. Estudo de estabilidade de taludes em mineração através de classificação geomecânica. In: PAN-AM. SYMP LANDSLIDES, 2., COBRAE. 1997. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABMS. v. 1. p. 319-328.

DURO, J.; CLOSA, J.; BIESCAS, E.; CROSETTO, M.; ARNAUD, A. High resolution differential interferometry using time series of ERS and EVISAT SAR data. In: FRINGE, 2003, Frascati, Italy. 2 - 5 December. **Proceedings...** Frascati: ESA, 2003. p. 72.1.

ELACHI, C; VAN ZYL, J. **Introduction to the physics and techniques of remote sensing**. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc. Second Edition, 2006. 552p.

ELACHI, C. **Spaceborne radar remote sensing: applications and techniques**. New York: IEEE Press, 1988. 255p.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). **Radar courses**. 2000a. Disponível em: <http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/>. Acesso em: 17.nov.2012.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). **The ASAR user guide**. 2000b. Disponível em: < <https://earth.esa.int/handbooks/asar/CNTR1-1-2.htm#eph.asar.ug.choos.sci>>. Acesso em: 20.abril 2013.

FALLER, N.; WEBER, M. TerraSAR-X and TanDEM-X: revolution in spaceborne radar. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS), 2007. Barcelona, Spain. 2007. **Proceedings...** Barcelona: IEEE, 2007. p. 4924-4928.

FARACO, M.T.L., MARINHO, P.A.C., VALE, A.G., COSTA, E.J.S., MAIA, R.G.N., FERREIRA, A.L., VALENTE, C.R., LACERDA FILHO, J.V., MORETON, L.C., CAMARGO, M.A., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, M., OLIVEIRA, I.W.B., ABREU FILHO, W.A., GOMES, I.P.. Folha SB.22-Araguaia. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (Eds.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas**. Brasília: Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília, 2004. CD-ROM.

FARINA, P.; COLOMBO, D.; FUMAGALLI, A.; MARKS, F.; MORETTI, S. Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM Project. **Engineering Geology**. v. 88. p. 200-217, 2006.

FERRETTI, A.; MONTI-GUARNIERI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F.; MASSONNET, D. In: FLETCHER, K. (Ed.). **InSAR principles: guidelines for SAR interferometry processing and interpretation - Parts A, B and C**. Netherlands: ESA, 2007.

FERRETTI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F. Permanent Scatterers in SAR Interferometry. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39. n.1. p.8-19, 2001.

FERRETTI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in Differential SAR Interferometry. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38. n.5. p. 2202–2212, 2000.

FOOKES, P.G.; LEE, E.M.; GRIFFITHS, J.S. **Engineering geomorphology: theory and practice**. Dunbeath, UK: CRC Press LLC, 2007. 281p.

FRANCESCHETTI, G. E LANARI, R. **Synthetic aperture radar processing**. Boca Raton, FL: CRC Press, 1999. 307p.

FRANKLIN, J.A.; DUSSEAULT, M.B. **Rock engineering applications**. Singapore: McGraw-Hill, 1991. 431p.

FREEMAN, A. SAR calibration: an overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 30. n. 6. p. 1107-1121, 1992.

- FRITZ, T.; EINEDER, M. **TerraSAR-X ground segment: basic product specification document**. 2010. 109 p. Disponível em: <http://www.infoterra.de/asset/cms/file/tx-gs-dd-3302_basic-product-specificationdocument_v1.7.pdf>. Acesso em: 18 julho 2012.
- FRUNEAU, B.; ACHACHE, J.; DELACOURT, C. Observation and modelling of the Saint-Étienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. **Tectonophysics**, v. 265. p. 181-190, 1996.
- GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN R. M. & ZEBKER H. A., Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B7, p. 9183-9191, 1989.
- GALO, M.; CAMARGO, O. **Análise da deformação na direção de visada (Line of Sight – LOS)**. Presidente Prudente: UNESP – Campus de Presidente Prudente. Relatório interno, 2012. 3p.
- GATELLI, F.; GUARNIERI, A.M.; PARIZZI, F.; PASQUALI, P.; PRATI, C.; ROCCA, F. The wavenumber shift in SAR interferometry. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 32, n.4. p. 855-865, 1994.
- GENS, R. Two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry: developments and new challenges. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24. n.4. p. 703-710, 2003.
- GENS, R.; VAN GENDEREN, J.L. SAR interferometry – issues, techniques, applications. **International Journal of Remote Sensing**. v.17. p. 1803-1835, 1996.
- GERALDI, J.L.P. **O ABC das escavações de rocha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2011. 266p.
- GERSCOVICH, D.M.S. **Estabilidade de taludes**. São Paulo: Oficina de Textos, 2012. 166p.
- GHIGLIA, D. C., PRITT, M. D. **Two-dimensional phase unwrapping: theory, algorithms and software**. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1998. 310p.
- GIBBS, A.G.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16. n. 2. p. 201-211, 1986.
- GLASTONBURY, J.; FELL, R. Geotechnical characteristics of large rapid rock slides. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 47. p. 116-132, 2010.
- GOLDSTEIN, R.M.; WERNER, C.L. Radar interferogram filtering for geophysical applications. **Geophysical Research Letters**, v. 25. n. 21. p. 4035-4038, 1998.
- GOLDSTEIN, R.M. Atmospheric limitations to repeat-pass interferometry. **Geophysical Research Letters**. v. 22, n.18, p. 2517-2520, 1995.

- GOLDSTEIN, R.M.; ZEBKER, H.A.; WERNER, C.L. Satellite radar interferometry: two-dimensional phase unwrapping. **Radio Science**, v.23. n. 4. p. 713-720, 1988.
- GRAHAM, L.C. Synthetic interferometer radar for topographic mapping. **Proceedings of the IEEE**. v. 62. p. 763-768, 1974.
- GRAINGER, C.J.; DAVID, I.G.; TALLARICO, F.H.B.; FLETCHER, I.R. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base-and precious-metal mineralization. **Ore geology reviews**, v.33. p. 451-489, 2008.
- GUPTA, R.P. **Remote sensing geology**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. 356p.
- GUIDICINI, G.; NIEBLE, C.M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. 2. ed. São Paulo: Editora Edgard Blucher, ed. 1984. 194p.
- HAGBERG, J.O.; ULANDER, L.M.H. On the optimization of interferometric SAR for topographic mapping. **IEEE Trans. on Geoc. and Rem. Sensing**, v. 31. n. 1. p. 303-306, 1993.
- HAINES, A.; TERBRUGGE, P.J. Preliminary estimation of rock slope stability using rock mass classification systems. In: Herausgeber (Ed.). In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 70., 1991. Aachen. **Proceedings...** Aachen: ISRM, 1991, vol. 2. p. 887-892.
- HALLIDAY, D.; RESNICK, R. **Física: eletricidade, magnetismo e óptica**. Tradução de: Cavallari, E. e Júnior, B.A. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S.A. Parte II, 1968. 1440p.
- HANSSSEN, R.F. Satellite radar interferometry for deformation monitoring: a priori assessment of feasibility and accuracy. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.6. p.253-260, 2005.
- HANSSSEN, R.F. **Radar interferometry: data interpretation and error analysis**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 308p.
- HAWLEY, P.M. Site selection, characterization and assessment. In: HUSTRULID et al. (eds.). **Slope stability in surface mining**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), 2000. p. 267-274.
- HERGET, G. **Stresses in rock**. Rotterdam: Balkema, 1988. 179p.
- HERRERA, G.; TOMÁS, R.; VICENTE, F.; LOPEZ-SANCHEZ, J.M.; MALLORQUÍ, J.J.; MULAS, J. Mapping ground movements in open pit mining areas using differential SAR interferometry. **International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences**, v. 47. p.1114-1125, 2010.
- HIGHLAND, L.M.; BOBROWSKY, P. **The landslide handbook - a guide to understanding landslides**. Reston, Virginia: USGS Circular 1325, 2008. 129p.

- HILLEY, G.E.; BÜRGMANN, R.; FERRETTI, A.; NOVALI, F.; ROCCA, F. Dynamics of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. **Science**, v. 304. p. 1952-1955, 2004.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982. Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. p.100-109.
- HOEK, E.; KARZULOVIC, A. Rock-mass properties for surface mines. In: HUSTRULID et al. (ed.). **Slope stability in surface mining**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), 2000. p. 59-67.
- HOEK, E.; READ, J.; KARZULOVIC, A.; CHEN, Z.Y. Rock slopes in civil and mining engineering. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOTECHNICAL AND GEOLOGICAL ENGINEERING - GEOENG 2000, 2000. Melbourne. 19-24 November 2000. **Proceedings...** Melbourne: Technomic: 2000. p.19-24.
- HOEK, E.; BROWN, E.T. Practical estimates of rock mass strength. **Intl. Jour. Rock Mech. & Mining Sci. & Geomechanics Abstracts**, v. 34. n.8. p. 1165-1186, 1997.
- HOEK, E.; KAISER, P.K.; BAWDEN, W.F. **Support of underground excavations in hard rocks**. Balkema: Taylor & Francis, 1995. 215p.
- HOEK, E.; BRAY, W. **Rock slope engineering**. London: Institution of Mining and Metallurgy, 1981. 358p.
- HOEK, E.; BROWN, E.T. **Underground excavations in rock**. London: Institution of Mining and Metallurgy, 1980. 527p.
- HOEK, E. Rock slopes. Rock engineering for foundations & slopes. In: SPECIALTY CONFERENCE ON EMBANKMENT DAMS & SLOPES, ENGINEERING GEOLOGY, GROUTING AND ROCK MECHANICS, 1976. Colorado, **Proceedings...** Colorado: American Society of Civil Engineers, 1976. v. II. p.157-171.
- HOOPER, A.; BEKAERT, D.; SPAANS, K.; ARIKAN, M. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. **Tectonophysics**, v. 514-517. p. 1-13, 2012.
- HOOPER, A.; SEGALL, P.; ZEBKER, H. Persistent scatter interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis with application to Volcán Alcedo, Galápagos. **Journal of Geophysical Research**, v.112 (B07407). p. 1-21, 2007.
- HOOPER, A.; ZEBKER, H.; SEGALL, P.; KAMPES, B. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. **Geophysical Research Letters**, v.31. n.23, L23611, 2004.

HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. O terreno “granito *greenstone*” da região de Rio Maria – sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. 1988. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 3, p. 1438-1452.

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS (IBAMA). **Plano de manejo para uso múltiplo da Floresta Nacional de Carajás**. Parauapebas: ICMbio – Instituto Chico Mendes. 2004. 224p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO (IBRAM). **Informações e análises da economia mineral brasileira**. 6° Ed. Brasília: IBRAM. 2011.

INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM). **Rock characterization, testing and monitoring suggested methods**. London: Pergamon Press, 1981. 211p.

INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM). Suggested methods for the quantitative descriptions of discontinuities in rock masses. **International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences**, v.15. n.6, p. 319-368, 1978.

INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES WORKING GROUP ON LANDSLIDES (IUGS). A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. **Bulletin of the International Association of Engineering Geology**, v. 52, Issue 1, p. 75-78, 1995.

JENSEN, J.R. **Remote sensing of the environment: an Earth resource perspective**. Upper Saddle River N.J.: Prentice-Hall, 2000. 545p.

JET PROPULSION LABORATORY (JPL). **Radar geology, an assessment**. JPL Publication 80-61, 1980. 513p.

KAMPES, B. M. **Radar interferometry: Persistent Scatterer Technique**. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2006. 211p.

KIMURA, H; YAMAGUCHI, Y. Detection of landslide areas using satellite radar interferometry. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 66. p.337–344, 2000.

KINGLSLEY, S.; QUEGAN, S. **Understanding radar systems**. London: McGraw Hill, 1992. 375p.

KETELAAR, V.B.H. **Satellite Radar Interferometry: subsidence monitoring techniques**. Assen, Netherlands: Springer, 2009. 243p.

KLEES, R.; MASSONNET, D. Deformation measurements using SAR interferometry: potential and limitations. **Geologie en Mijnbouw**. v.77. p. 161-176, 1999.

KLEIN, C. Some Precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. **American Mineralogist**, v. 90, p. 1473-1499, 2005.

KOVALY, J.J. **Synthetic Aperture Radar**. Dedham, MA: Artech House, Inc., 1976. 333p.

LANDIM, P.M.B. **Análise estatística de dados geológicos**. 2 ed. São Paulo: Editora UNESP, 2003. 253p.

LEE, J.S.; POTTIER, E. **Polarimetric radar imaging: from basics to applications**. New York: CRC Press, 2009. 398p.

LEE, J. S.; JURKEVICH, I.; DEWAELE, P.; WAMBACQ, P.; OOSTERLINCK, A. Speckle filtering of synthetic aperture radar: a review. **Remote Sensing Reviews**. v. 8, p. 313-340, 1994.

LEWIS, A.J.; HENDERSON, F.M. Radar Fundamentals: the geoscience perspective. In: HENDERSON, F.M.; LEWIS, A.J. (eds.) **Principles & applications of imaging radar – manual of remote sensing**. 3. ed. v. 2, Danvers, MA: John Wiley & Sons, Inc., 1998. p. 131-176.

LI, Z.; MULLER, J.P.; CROSS, P.; ALBERT, P.; FISCHER, J.; BENNARTZ, R. Assessment of the potential of MERIS near-infrared water vapour products to correct ASAR interferometric measurements. **International Journal of Remote Sensing**. v. 27, n. 2, p. 349-365. 2006.

LI, F.K.; GOLDSTEIN, R.M. Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.28. p. 88-96, 1990.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W.; CHIPMAN, J.W. **Remote sensing and image interpretation**. 6. ed. Danvers, MA: John Wiley & Sons, Inc, 2008. 756p.

LIMA, F.D.; PINHEIRO, R.V.L. Formação gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás – PA. In: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (Coords.). Contribuições à Geologia da Amazônia – volume 2. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. 13 a 17 de junho de 1999. **Anais...** Manaus: SBG, 1999. p. 201-224.

LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; TEIXEIRA, J.B.G. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n.1. p. 21-28, 2001.

LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; VIERO, A.C. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. **Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi (sér. Ciênc. da Terra)**, v. 7. p. 125-141, 1995.

LOBATO, L.M; ROSIÈRE, C.A.; BAARS, F.J.; FIGUEIREDO E SILVA; R.C.; ZUCCHETTI, M.; RIOS, F.J.; SEOANE, J.C.S.; MENDES, G.E.; MACIEL, A.L.. **Relatório de atividades Nº 07, projeto caracterização de distritos mineiros da Amazônia – alvo ferro Carajás**. Rio de Janeiro: Convênio FINEP (Fundo Mineral-MCT)–DNPM–ADIMB, 2005, 28p.

LOPES, A.E.V.; NUNES, L.C. Intensidades sísmicas de terremotos: formulação de cenários sísmicos no Brasil. **Revista USP**, n.91. p. 90-102, 2011.

- LOWMAN JR.; P. D.; HARRIS; J.; MASUOKA; P.M.; SINGHROY; V. H.; SLANEY, V. R. Shuttle Imaging Radar (SIR-B) Investigations of the Canadian Shield: Initial Report. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-25, n. 1, p. 55-66, 1987.
- MACDONALD, H. C. Techniques and applications of imaging radar. In: SIEGAL, B.S.; GILLESPIE, A.R. **Remote Sensing in Geology**. John Wiley & Sons, Inc., 1980. p. 297-336.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E., LINDENMAYER, D., U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research**, v.49. p.329–354, 1991.
- MADSEN, S.N.; ZEBKER, H.A. Imaging radar interferometry. In: HENDERSON, F.M.; LEWIS, A.J. **Principles & Applications of Imaging Radar – Manual of Remote Sensing**, Third Edition, v. 2, Danvers, MA: John Wiley & Sons, Inc., 1998. p. 359-380.
- MARINOS, P; HOEK, E. GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. In: GEOENG2000, 2000, Melbourne. 2000. **Proceedings...** Melbourne. 2000, p. 1422-1442.
- MASSONNET, D.; SOUYRIS, J-C. **Imaging with synthetic aperture radar**. Lausanne, Switzerland: EPFL Press, 2008. 280p.
- MASSONNET, D.; FEIGL, K.L. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. **Reviews of Geophysics**. v. 36(4). p. 441-500, 1998.
- MASSONNET, D. Satellite radar interferometry. **Scientific American**. v. 276 (2). p. 32-39, 1997.
- MASSONNET, D.; FEIGL, K. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms. **Geophysical Research Letters**, v.22. n. 12. p. 1537-1540, 1995.
- MASSONNET, D.; ROSSI, M.; CARMONA, C.; ADRAGNA, F.; PELTZER, G.; FEIGL, K.; RABAUTE, T. The displacement field of the Landers earthquake mapping by radar interferometry. **Nature**. v. 364. p. 138-142, 1993.
- MASSONNET, D. Geoscientific applications at CNES. In: Schreier, G. (Ed.). **SAR Geocoding: data and systems**. Karlsruhe: Wichmann, 1993. p. 397-415.
- MEIER, E.; FREI, U.; NUESCH, D. Precise terrain corrected geocoded images. In: Schreier (Ed.). **SAR Geocoding: data and systems**. Karlsruhe: Wichmann., 1993. p. 173-185.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; FILHO, C.A.M.; GATO, W.C. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, 1984. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, v. 5, p. 2164-2174.

- MEIRELLES, M.R. **Geoquímica e metalogênese dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás**. 1986. 150p. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1986.
- MEL'NIK, Y.P. **Precambrian banded iron formations: physicochemical conditions of formation**. Translated from the Russian by Vitaliano, D.B. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1982. 310p.
- MIOTO, J.A.; COELHO, L.F.M. Estado de tensão dos maciços rochosos. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p.153-161.
- MOORE, R.K. Radar fundamentals and scatterometers. In: COLWELL, R.N. (Ed.). **Manual of remote sensing: theory, instruments and techniques**. 2. ed., Falls Church, U.S.: American Society of Photogrammetry, 1983a. p. 369-427. v. I, Chapter 9.
- MOORE, R.K. Imaging radar systems. In: COLWELL, R.N. (Ed.). **Manual of remote sensing: theory, instruments and techniques**. 2. ed. Falls Church, U.S.: American Society of Photogrammetry, 1983b. p. 429-474. v. I, Chapter 10.
- MOREIRA, A.; PRATS-IRAOLA, P.; YOUNIS, M.; KRIEGER, G.; HAJNSEK, I.; PAPATHANASSIOU, K. P. A tutorial on Synthetic Aperture Radar. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine**. p. 6-43, March, 2013.
- MOSCONI, A.; BAGLIANI, A.; MARZORATI, D.; CREMONESI, A.; STOGIT; FERRETTI, A.; COLOMBO, D.; NOVALI, F.; TAMBURINI, A. Use of satellite radar data for surface deformation monitoring: a wrap-up after 10 years of experimentation. In: SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2010. Florence, Italy. 19-22 September 2010. **Proceedings...** Florence: SPE. 2010. p. 1-8.
- MURA, J.C. **Geocodificação automática de imagens de radar de abertura sintética interferométrico: sistema Geo-InSAR**. 2000, 159p. (INPE-8209-TDI/764 Tese (Doutorado em Computação Aplicada) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 2000). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2001/08.03.12.24>>. Acesso em: 29 maio 2014.
- MURA, J. C. Mapeamento topográfico por interferometria utilizando imagens SAR do ERS-1. In: SIBGRAPI, 5., 1992. Águas de Lindóia. **Anais...** Águas de Lindóia: SBC, 1992, p. 61-64.
- MURPHY, M.A. e SALVADOR, A. International Stratigraphic Guide – An abridged version. **Episodes**, v.22. n. 4. p. 255-272, 1999.
- NADERIAN, A.R.; WILLIAMS, D.J. Simulation of open-cut coal mine back-fill behavior. In: NATIONAL SYMPOSIUM ON THE USE OF RECYCLING MATERIALS IN ENGINEERING CONSTRUCTION, 1996. Sydney, Australia. **Proceedings...** Sydney: Institution of Engineers, 1996, v.6. p.17-22.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J,B,S; PINHEIRO, R.V.L. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e

redefinição. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**. Série Ciências da Terra, 7. p. 177-197, 1995.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society American Bulletin**, vol. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, C. G. **Avaliação da informação planialtimétrica derivada de dados RADARSAT-2 e TERRASAR-X para produção de cartas topográficas na escala 1:50.000**. 2011, 175p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 2011). Disponível em: <<http://mtc-m19.sid.inpe.br/rep/sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.19.17.39?metadataarepository=sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.19.17.39.14&ibiurl.language=pt&ibiurl.requiresite=mtc-m19.sid.inpe.br&ibiurl.requiredtimestamp=2013:10.18.22.39.32&requiredmirror=sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/08.21.17.02.53&searchsite=bibdigital.sid.inpe.br:80&searchmirror=sid.inpe.br/bibdigital@80/2006/11.11.23.17&choice=briefTitleAuthorMisc>> Acesso em: 28 de maio de 2014.

OLIVER, C.; QUEGAN, S. **Understanding synthetic aperture radar images**. Boston, MA: Artech House, 1998. 479p.

OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. **Precambrian Research**, v. 42. p. 229-254, 1989.

ORMAN, M.; PEEVERS, R.; SAMPLE, K. Waste Piles and Dumps. In: DARLING, P. **SME mining engineering handbook**. 3. ed.U.S.: SME, 2011. p. 667-680, v. 1..

OSTIR, K.; KOMAC, M. PSInSAR e DInSAR methodology comparison and their applicability in the field of surface deformations – A case of NW Slovenia. **Geologija**, v.50. n. 1. p. 77-96, 2007.

PANTELIDIS, L. Rock slope stability assessment through rock mass classification systems. **International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences**, v.46. p. 315-325, 2009.

PARADELLA, W.R.; CHENG, P. Using Geoeye-1 stereo data in mining application: automatic DEM generation. **Geoinformatics**, v. 16 (January/February). p. 10-12, 2013.

PARADELLA, W.R.; MURA, J.C.; GAMA, F.F.; SANTOS, A.R. Radar interferometry in surface deformation detection with orbital data. **Revista Brasileira de Cartografia**, n.64/6. p. 797-811, 2012.

PARADELLA, W.R.; BIGNELLI, P.A.; VENEZIANI, P.; PIETSCH, R.W.; TOUTIN, T. Airborne and spaceborne synthetic aperture radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rainforest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. **Int. J. Remote Sensing**, v. 18, n. 7. p. 1483-1501, 1997.

PENTZ, D.L. Methods of analysis of stability of rock slopes. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON STABILITY IN OPEN PIT MINING, 1., 1971. Vancouver, Canada. November 23-25. **Proceedings...** Vancouver: The American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc., 1971. p. 119-141.

PEPE, A.; LANARI, R. On the extension of the minimum cost flow algorithm for phase unwrapping of multitemporal differential SAR interferograms. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.44. n. 9. p. 2374-2383, 2006.

PETRONILHO, M.R. **Avaliação do comportamento geotécnico de pilhas de estéril por meio de análises de risco**. 2010. 137p. Dissertação. (Mestrado em Geotecnia). Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto, 2010.

PIGORINI, A.; RICCI, M.; SCIOTTI, A.; GIONNICO, C.; TAMBURINI, A. Satellite remote-sensing PSInSAR technique applied to design and construction of railway infrastructures. **Ingegneria Ferroviaria**. v. 9. p. 729-757, 2010.

PINHEIRO, R.V.L.; NEZIO, J.A.; GUEDES, S.C. A falha Carajás e a estruturação tectônica dos depósitos de ferro da Serra Norte, Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2001. Belém. 2001. **Anais...** Belém: SBG, 2001, v. 7, CD ROM.

PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n.4. p. 597-606, 2000.

PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. The structure of the Carajás N-4 Ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archean strike-slip tectonics and basement reactivation in Amazon region, Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v.10, n.3-4. p. 305-319, 1997.

POHL, W.L. **Economic geology: principles and practice**. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2011. 663p.

PRATI, C.; FERRETTI, A.; PERISSIN, D. Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations. **Journal of Geodynamics**, v. 49. p. 161-170, 2010.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The shuttle radar topography mission- a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, vol. 57, p. 241-262, 2003.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology: folds and fractures**. London: Academic Press, 1987. 700p. v. 2.

RANEY, R.K. Radar fundamentals: technical perspective. In: HENDERSON, F.M.; LEWIS, A.J. (eds). **Principles & applications of imaging radar – manual of remote sensing**. 3. ed. Danvers, MA: John Wiley & Sons, Inc., 1998. p. 09-124, v. 2.

RAUCOULES, D.; BOURGINE, B.; MICHELE, M.; COZANNET, G.; CLOSSET, L.; BREMMER, C.; VELDKAMP, H.; TRAGHEIM, D.; BATESON, L.; CROSETTO, M.; AGUDO, M.; ENGD AHL, M. Validation and intercomparison of persistent scatterers interferometry: PSIC4 project results. **Journal of Applied Geophysics**, v. 68. p. 335-347, 2009.

RAUCOULES, D.; MAISONS, C.; CARNEC, C.; LE MOVELIC, S.; KING, C.; HOSFORD, S. Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert Salt Mine (France): comparison with ground-based measurement. **Remote Sensing of Environment**, v. 88. p. 468-478, 2003.

READ, J.; STACEY, P. **Guidelines for open pit slope design**. Leiden: CRC, 2009. 496p.

RICARDO, H.S.; CATALANI, G. **Manual prático de escavação: terraplenagem e escavação de rocha**. 2. ed., São Paulo: Editora Pini, 1990. 668p.

RICHARDS, J.A. **Remote sensing with imaging radar**. Heidelberg: Springer, 2009. 361p.

ROCCA, F.; PRATI, C.; GUARNIERI, A.M.; FERRETTI, A. SAR interferometry and its applications. **Surveys in Geophysics**, n. 21. p. 159-176, 2000.

ROCCA, F.; PRATI, C.; FERRETTI, A. **An overview of SAR interferometry**. 1997. Disponível em: <<http://earth.esa.int/workshops/ers97/program-details/speeches/rocca-et-al/>>. Acesso em: 16 de fevereiro de 2012.

ROCSCIENCE. **Rockscience software products: Phase2 - Finite Element Analysis for Excavations and Slopes**, Version 8.0. Toronto, Ontario: Rockscience, Inc. 2011.

ROMANA, M. New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes. In: INT. SYM. ON THE ROLE OF ROCK MECHANICS, 1985. Zacatecas. **Proceedings...** Zacatecas: ISRM, 1985. p. 49-53.

ROSEN, P.A.; HENSLEY, S.; JOUGHIN, I.R.; LI, F.K.; MADSEN, S.N.; RODRÍGUES, E.; GOLDSTEIN, R. Synthetic aperture radar interferometry. **Proceedings of the IEEE**, v. 88, n. 3, p. 333-382, 2000.

ROSIÈRE, C.A.; BAARS, F.J.; SEOANE, J.C.S.; LOBATO, L.M.; SILVA, L.L.; SOUZA, S.R.C.; MENDES, G.E. Structure and iron mineralization of the Carajás Province. **Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B)**, v.115. n. 4. p. 126-133, 2006.

ROSIÈRE, C.A. e CHEMALE JR., F. Brazilian iron formations and their geological setting. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.2. p. 274-278, 2000.

ROTH, A.; CRAUBNER, A.; HÜGEL, T. Standard geocoded ellipsoid corrected images. In: SCHREIER (Ed.). **SAR geocoding: data and systems**. Karlsruhe: Wichmann, 1993. p. 159-172.

ROTT, H. Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. **Progress in Physical Geography**, v. 33. n.6. p. 769-791, 2009.

ROTT, H.; NAGLER, T. The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. **Advances in Space Research**, v.37. p. 710-719, 2006.

RYAN, T.M.; CALL, R.D. Applications of rock mass monitoring for stability assessment of pit slope failure. In: TILLERSON and WAWERSIK (Ed.). Rock Mechanics. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS (USRMS), 33., 1992. Santa Fe. June 3-5. **Proceedings...** Santa Fe: Balkema. 1992. p. 221-229.

SÁ, G. **Caracterização litoestrutural e parametrização geomecânica das superfícies de ruptura em taludes da mina de N4E. Carajás-PA.** 2010. 172p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Geotécnica) - Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP. Ouro Preto, 2010.

SÁ, G.; SOARES, F.; PIRES, M.H.A. Condicionantes de ruptura na Mina de N4WN, Carajás-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 12., 2008. Porto de Galinhas. **Anais...** Porto de Galinhas: ABGE, 2008, CD ROM.

SABATER, J.R.; DURO, J.; ARNAUD, A.; ALBIOL, D.; KOUDOGBO, F.N. Comparative analyses of multi-frequency PSI ground deformation measurements. In: PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SOCIETY FOR OPTICAL ENGINEERING – SPIE, 2011. Prague, Czech Republic. 2011. **Proceedings...** Prague: SPIE. 2011. vol. 8179. p. 81790M - 81790-12M.

SABINS, F.F. **Remote sensing: principles and interpretation.** New York: W.H. Freeman & Company, 1997. 494p.

SANT'ANNA, S.J.S. **Avaliação do desempenho de filtros redutores de "speckle" em imagens de radar de abertura sintética.** 1995. 181p. (INPE-6125-TDI/586). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3r59YD6/GPczH>>. Acesso em: 29 maio 2014.

SANTOS, A.R.; PARADELLA, W.R.; VENEZIANI, P.; MORAIS, C. A estereoscopia com imagens RADARSAT-1: uma avaliação geológica na Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 29, n.4. p. 627-632, 1999.

SANTOS, B.A. Recursos minerais da amazônia. **Estudos Avançados**, v.16, n.45. p. 123-152, 2002.

SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG.** Brasília: CPRM, 2003. p. 169-226.

SENA COSTA, J.B. e SIQUEIRA, J.B. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (região da Serra dos Carajás). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1-4. p. 234-238, 1990.

SERRA JÚNIOR, E.; OJIMA, L.M. Caracterização e classificação de maciços rochosos. In: OLIVEIRA, A.M.S. e BRITO, S.N.A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p. 211-226.

SHARP, J.C.; LEY, G.M.M.; SAGE, R. **Pit slope manual chapter 4 – Groundwater**. Ottawa: CANMET (Canada Centre for Mineral and Energy Technology, formerly Mines Branch, Energy, Mines and Resources Canada), 1997. 240p. (CANMET REPORT 77-13).

SIEGEL, S. **Estatística não-paramétrica para as ciências do comportamento**. Tradução de: FARIAS, A.A. e NICK, E. São Paulo: Editora McGRAW, 1977. 350p.

SILVA, A.Q.; PARADELLA, W.R.; FREITAS, C.C.; OLIVEIRA, C.G. Evaluation of digital classification of polarimetric SAR data for iron-mineralized laterites mapping in the Amazon region. **Remote Sensing Journal**, v.5. n.6. p. 3101-3122, 2013.

SILVA, M.F.F. da. Análise florística da vegetação que cresce sobre canga hematítica em Carajás-Pará (Brasil). **Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi (sér. Bot.)**, v. 7, n.1. p. 79-107, 1991.

SIMONS, M.; ROSEN, P.A. Interferometric synthetic aperture radar geodesy. In: SCHUBERT, G (Ed.). **Treatise on Geophysics: geodesy**. 2007. v.3. p. 391-446.

SINGH, B.; GOEL, R.K. **Rock mass classification: a practical approach in civil engineering**. Oxford: Elsevier, 1999. 267p.

SJÖBERG, J. Analysis of failure mechanisms in high rock slopes. In: INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS, 90., 1999. Paris, France. **Proceedings...** Paris: ISRM, 1999a, v. 1. p. 127-130.

SJÖBERG, J. **Analysis of large scale rock slopes**. 1999b. 790p. PhD Thesis (Thesis on Rock Mechanics). Lulea University of Technology, Sweden, 1999.

SJÖBERG, J. **Large scale slope stability in open pit mining – a review**. Sweden: Lulea University of Technology - Division of Rock Mechanics, 1996. 215p. Technical Report.

STRAMONDO, S. 15 years of SAR interferometry. **Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata**, v.49. n. 2. p. 151-162, 2008.

STROZZI, T.; FARINA, P.; CORSINI, A.; AMBROSI, C.; THURING, M.; ZILGER, J.; WIESMANN, A.; WEGMULLER, U.; WERNER, C. Survey and monitoring of landslide displacements by means of L-band satellite SAR interferometry. **Landslide**, v.2. n.3. p. 193-201, 2005.

STROZZI, T.; LUCKMAN, A.; MURRAY, T.; WEGMÜLLER, U.; WERNER, C. Glaciar motion estimation using SAR offset-tracking procedures. **IEEE**

Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 40, n.11, p. 2384 – 2391, 2002.

STROZZI, T.; WEGMÜLLER, U.; TOSI, L.; BITELLI, G.; SPRECKELS, V. Land subsidence monitoring with differential SAR interferometry. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 67. n.11. p. 1261-1270, 2001.

STROZZI, T., WEGMULLER, U., WERNER, C., WIESMANN, A. Measurement of slow uniform surface displacement with mm/year accuracy. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM - IGARSS, 2000. Honolulu, U.S.. 24-28 Jul. **Proceedings...** Honolulu: IEEE, 2000. v. 5. p. 2239 - 2241.

SUITS, G.H. The nature of electromagnetic radiation. In: COLWELL, R.N. (Ed.). **Manual of Remote Sensing: theory, instruments and techniques**. 2. ed. Falls Church, U.S.: American Society of Photogrammetry, 1983. p. 37-60, v. I, Chapter 2.

TARAYRE, H.; MASSONNET, D. Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry. **Geophysical Research Letters**, v.23. n.9. p. 989-992, 1996.

TASSINARI, C.C.G. e MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v.22, n.3. p. 174-182, 1999.

TEATINI, P.; STROZZI, T.; TOSI, L.; WEGMÜLLER, U.; WERNER, C.; CARBOGNIN, L. Assessing short- and long-time displacements in the Venice coastland by synthetic aperture radar interferometric point target analysis, **J. Geophys. Res.**, 112, F01012, doi:10.1029/2006JF000656, 2007.

TEATINI, P.; TOSI, L.; STROZZI, T.; CARBOGNIN, L.; WEGMÜLLER, U.; RIZZETTO, F. Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system. **Remote Sensing of Environment**, v. 98. p. 403-413, 2005.

TEIXEIRA, J.B.G; LINDENMAYER, Z.G. Serra dos Carajás. In: HASUI, Y. et al. (eds.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, Cap. 10b, 2012. 176-182.

TEIXEIRA, J.B.G.; LINDENMAYER, Z.G.; SILVA, M.G. Depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro de Carajás. In: BRITO, R.S.C. et al. (ed.). **Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo**. Brasília: CPRM, 2010. Cap. II, p.17-48.

TEIXEIRA, J.B.G. e LINDENMAYER, Z.G. Os fundamentos geológicos da Serra de Carajás. In: TEIXEIRA, J.B.G. e BEISIEGEL, V.R. (Orgs.). **Carajás: geologia e ocupação humana**. Belém: Museu Emilio Goeldi, 2006. p. 19-90.

- TEIXEIRA, J.B.G. e EGGLEER, D.H. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra de Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geol. Leopold.**, v.40. p. 71-114, 1994.
- TIPLER, P.A.; MOSCA, G. **Física para cientistas e engenheiros: eletricidade e magnetismo, óptica**. 6. ed. Tradução de: BALZARETTI, N.M. Rio de Janeiro: LTC, 2009. v.2.
- TIPLER, P.A.; MOSCA, G. **Física para cientistas e engenheiros: mecânica, oscilações e ondas, termodinâmica**. 5. ed. Tradução de: SILVA, F.R.; VIEIRA, G.M.R. Rio de Janeiro: LTC, 2006. v.1.
- TOUTIN, T. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. **Int. J. Remote Sensing**, v. 20, n. 10. p. 1893 – 1924, 2004.
- TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R. DE; NELSON, D.R. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Science**, v.11. n. 3. p. 265-277, 1998.
- TREVETT, J. W. **Imaging radar for resources surveys**. London, UK: Chapman & Hall, 1986. 313p.
- TUCKER, M.E. **Sedimentary rocks in the field**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 3d Edition, 2003. 234p.
- ULABY, F. T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. **Microwave remote sensing – active and passive: from theory to applications**. North Bergen, NJ: Book-Mart Press, 1986. v. III, p. 1065-2162.
- ULABY, F. T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. **Microwave remote sensing – active and passive: radar remote sensing and surface scattering and emission theory**. Norwood, MA: Artech House, Inc., 1982. v. II, p. 457-1064.
- ULABY, F. T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. **Microwave remote sensing – active and passive: microwave remote sensing fundamentals and radiometry**. Reading, MA: Addison-Wesley Publishing Company, 1981. v. I, p. 1-456.
- USAI, S.; HANSSEN, R. Long time scale INSAR by means of high coherence features. In: ERS SYMPOSIUM “SPACE AT THE SERVICE OF OUR ENVIRONMENT”, 3., 1997, Florence, Italy. 17–21 March. **Proceedings...** Florence: ESA Publications, 1997. p. 225–228.
- VALLEJO, L.I.G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. **Ingeniería geológica**. Madrid: Pearson Prentice Hall, 2004. 715p.
- VASQUEZ, M.L. e ROSA-COSTA, L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. In: Vasquez e Rosa-Costa (Org.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**. Escala 1: 1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328p.

VENEZIANI, P.; SANTOS, A.R.; PARADELLA, W.R. A evolução tectono-estratigráfica da Província Mineral de Carajás: um modelo com base em dados de sensores remotos orbitais (SAR-C RADARSAT-1, TM-Landsat-5), aerogeofísica e dados de campo. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n. 1. p. 67-78, 2004.

VENEZIANI, P.; DOS ANJOS, C.E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 1982. 54p (INPE-2227-MD/014).

WASOWSKI, J.; BOVENGA, F. Investigating landslides and unstable slopes with satellite Multi Temporal Interferometry: Current issues and future perspectives. **Engineering Geology**, v.174, 2014. p. 103-138.

WEGMÜLLER, U.; WALTER, D.; SPRECKELS, V.; WERNER, C. Non-uniform ground-motion monitoring with TerraSAR-X persistent scatterer interferometry. **IEEE Geoscience and Remote Sensing**, v. 48. n. 2. p. 895-904, 2010.

WEGMÜLLER, U.; WERNER, C.; STROZZI, T.; WIESMANN, A. Multi-temporal interferometric point target analysis. In: SMITS, P.; BRUZZONE, L. (eds.). **Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images**. Hoboken, N.J.: World Science, v. 3, 2004. p. 136-144.

WERNER, C.; WEGMULLER, U.; STROZZI, T.; WIESMANN, A. Interferometric point target analysis for deformation mapping. In: IGARSS'03, 2003, Toulouse, France. **Proceedings...** Toulouse: IEEE, 2003. v. 7. p. 4362-4364.

WERNER, C.; WEGMULLER, U.; STROZZI, T.; WIESMANN, A. Gamma SAR and interferometric processing software. ERS-ENVISAT SYMPOSIUM, 2000, Gothenburg, Sweden. 16-20 Oct. **Proceedings...** Gothenburg: ESA, 2000.

WESSELOO, J.; READ, J. Acceptance Criteria. In: READ, J. & STACEY, P. **Guidelines for open pit slope design**. Leiden: CRC Press, 2009. p. 221-236.

WIECZOREK, G.F.; SNYDER, J.B. Monitoring slope movements. In: YOUNG, R., & NORBY, L. (Eds). **Geological monitoring**. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 2009. p. 245–271.

WILLIAMS, D.J. Assessment of embankment parameters. In: HUSTRULID et al. **Slope stability in surface mining**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), 2000. p. 275-284.

WOODHOUSE, I. H. **Introduction to microwave remote sensing**. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 370p.

WYLLIE, D.C.; MAH, C.W. **Rock slope engineering: civil and mining**. Suffolk, UK: Spon Press, Forth Edition, 2004. 431p.

XIA, Y. Synthetic aperture radar interferometry. In: XU, G. (Ed.). **Sciences of Geodesy – I: advances and future directions**. Berlin Heidelberg: Springer, Chapter 11, 2010. 415-474p.

YUDBHIR; LUANGPITAKCHUMPOL, D. Geomechanical classification of rock masses for evaluation of strength and deformation parameters. In:

INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY (IAEG), 5., 1986. Buenos Aires. 20-25 Oct. **Proceedings...** Buenos Aires: CRC, v. 1. p. 177-184.

ZAVODNI, Z.M. Time-dependent movements of open-pit slopes. In: HUSTRULID et al. **Slope stability in surface mining**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), 2000. p. 81-87.

ZEA HUALLANCA, R.E. **Mecanismos de ruptura em taludes altos de mineração a céu aberto**. 2004. 124p. Dissertação (Mestrado em Geotecnia). Escola de Engenharia de São Carlos (EESC) - Universidade de São Paulo (USP), 2004.

ZEBKER, H.; LU, Y. Phase unwrapping algorithms for radar interferometry: residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms. **Journal of the Optical Society of America**, v.15. p.586-598, 1998.

ZEBKER, H., ROSEN, P., HENSLEY, S. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, **Journal of Geophysical Research**, v. 102. n.4. p.7547-7563, 1997.

ZEBKER, H.A.; ROSEN, P.A.; GOLDSTEIN, R.M.; GABRIEL, A.; WERNER, C.L. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. **Journal of Geophysical Research-Solid Earth**. v. 99 (B10). p. 19617-19634, 1994.

ZEBKER, H.A.; VILLASENOR, J. Decorrelation in interferometric radar echoes. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v.30. p. 950-959, 1992.

ZEBKER, H.A.; GOLDSTEIN, R.M. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. **Journal of Geophysical Research**, v.91 (B5). p. 4993-4999, 1986.

ZHOU, X.; CHANG, N.B.; LI, S. Applications of SAR interferometry in Earth and environment science research. **Sensors**, v.9, p. 1876-1912, 2009.

APÊNDICE A

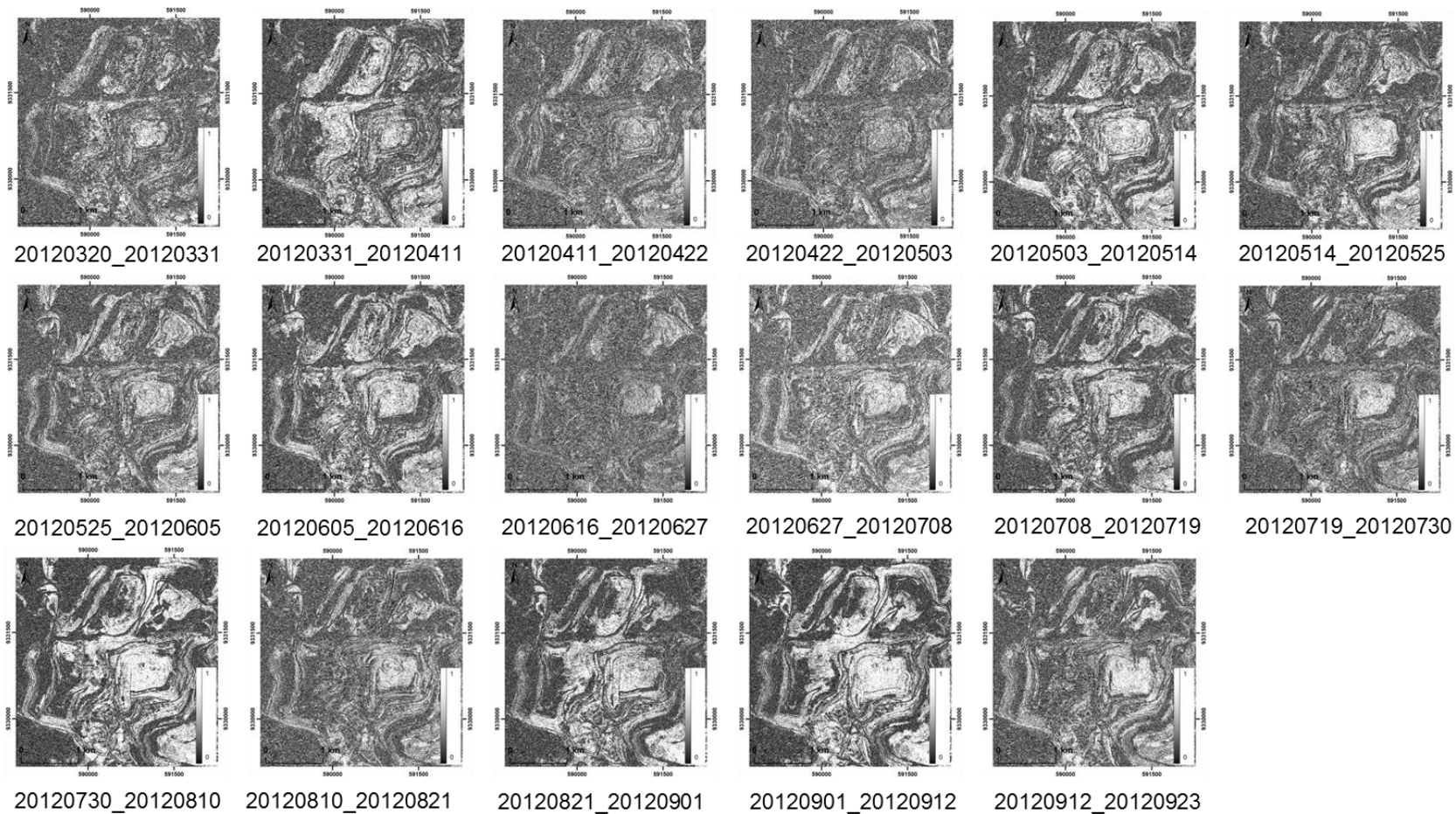


Figura A1 – Imagens coerência interferométrica geocodificadas para o período seco. As cores escuras representam áreas de baixa coerência (0) enquanto as cores claras (1) o oposto. As datas estão indicadas como ano/mês/dia.

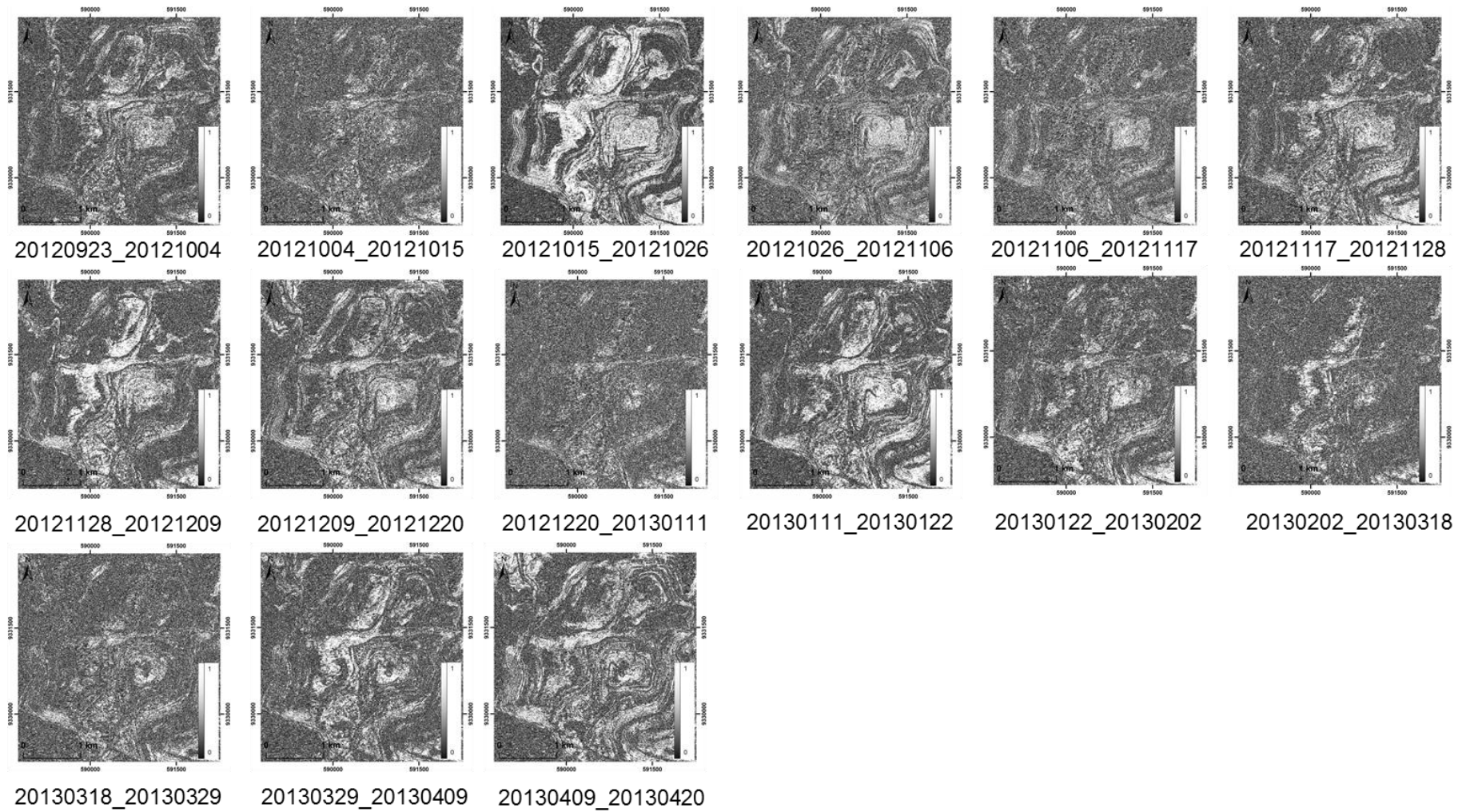


Figura A2 – Imagens coerência interferométrica geocodificadas para o período chuvoso. As cores escuras representam áreas de baixa coerência (0) enquanto as cores claras (1) o oposto. As datas estão indicadas como ano/mês/dia.

APÊNDICE B

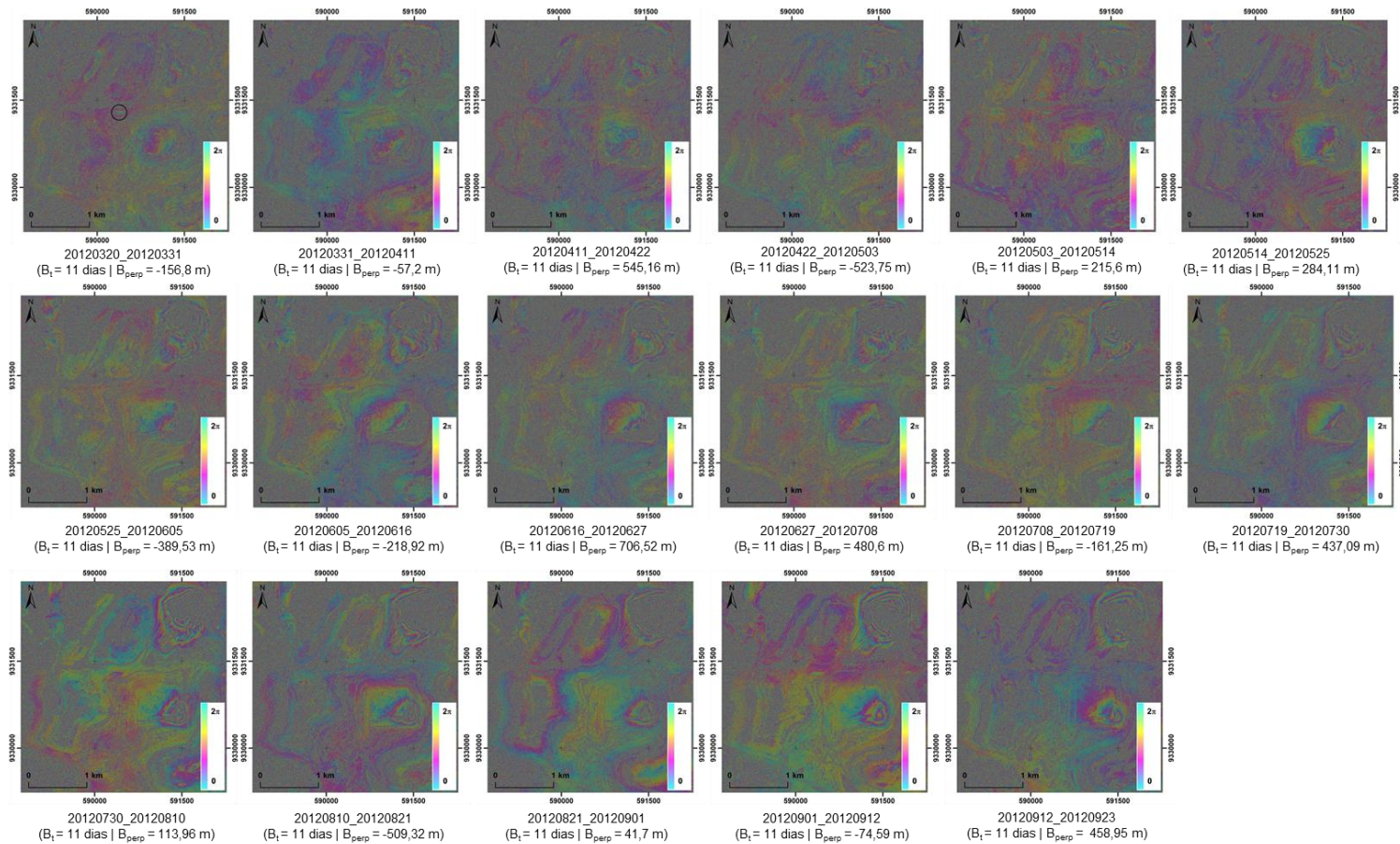


Figura B1 – Interferogramas diferenciais (dobrados) geocodificados para o período seco. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia. Consultar o texto para detalhes quanto a região assinalada (círculo) no interferograma referente ao par 20120320_20120331. Deslocamento LOS = 15,5 mm/ciclo de cor.

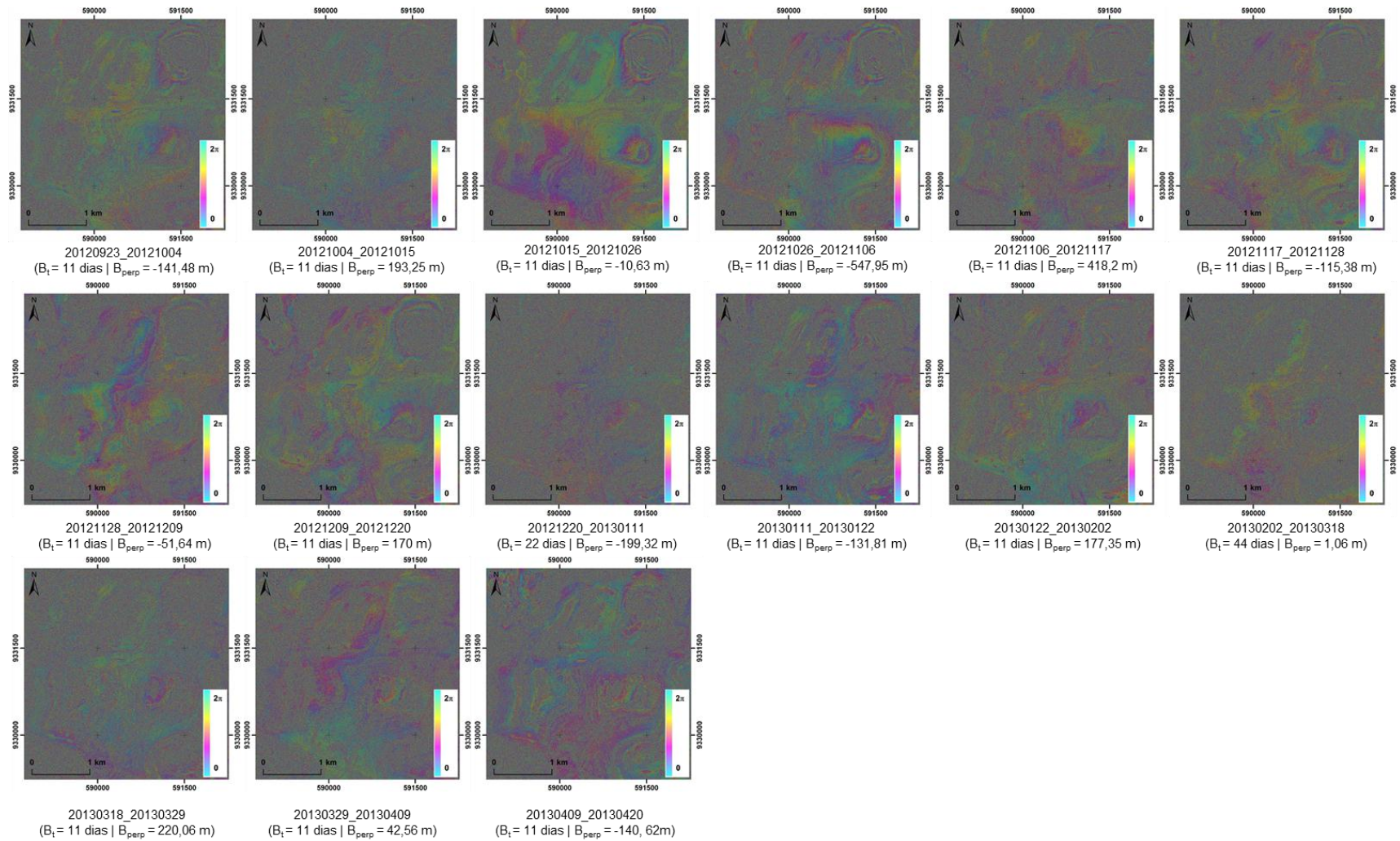


Figura B2 – Interferogramas diferenciais (dobrados) geocodificados para o período chuvoso. Os pares interferométricos estão indicados como ano/mês/dia. Deslocamento LOS = 15,5 mm/ciclo de cor.

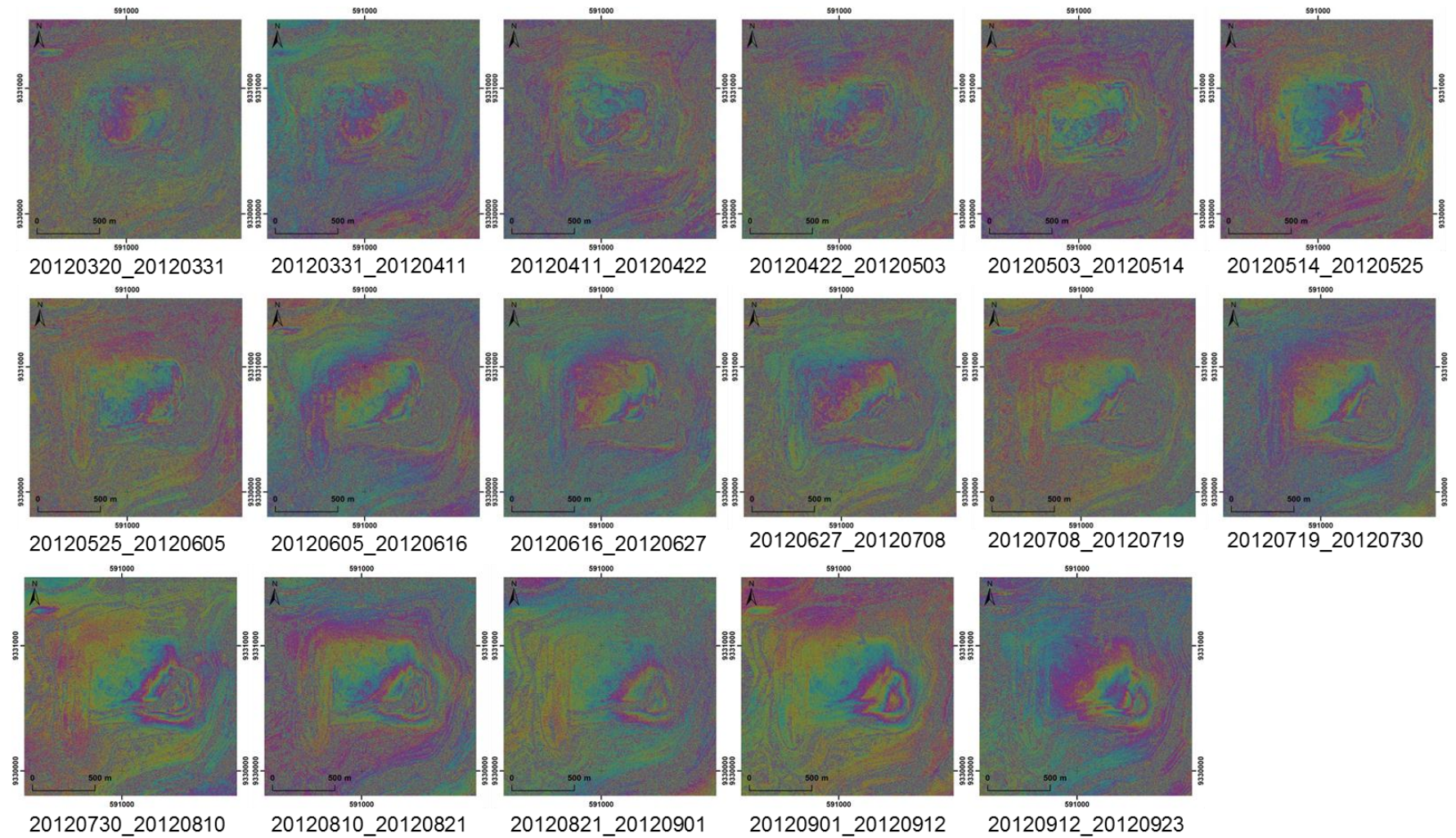


Figura B3 – Pormenor do padrão de franjas interferométricas sobre a pilha de estéril W para o período seco. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.

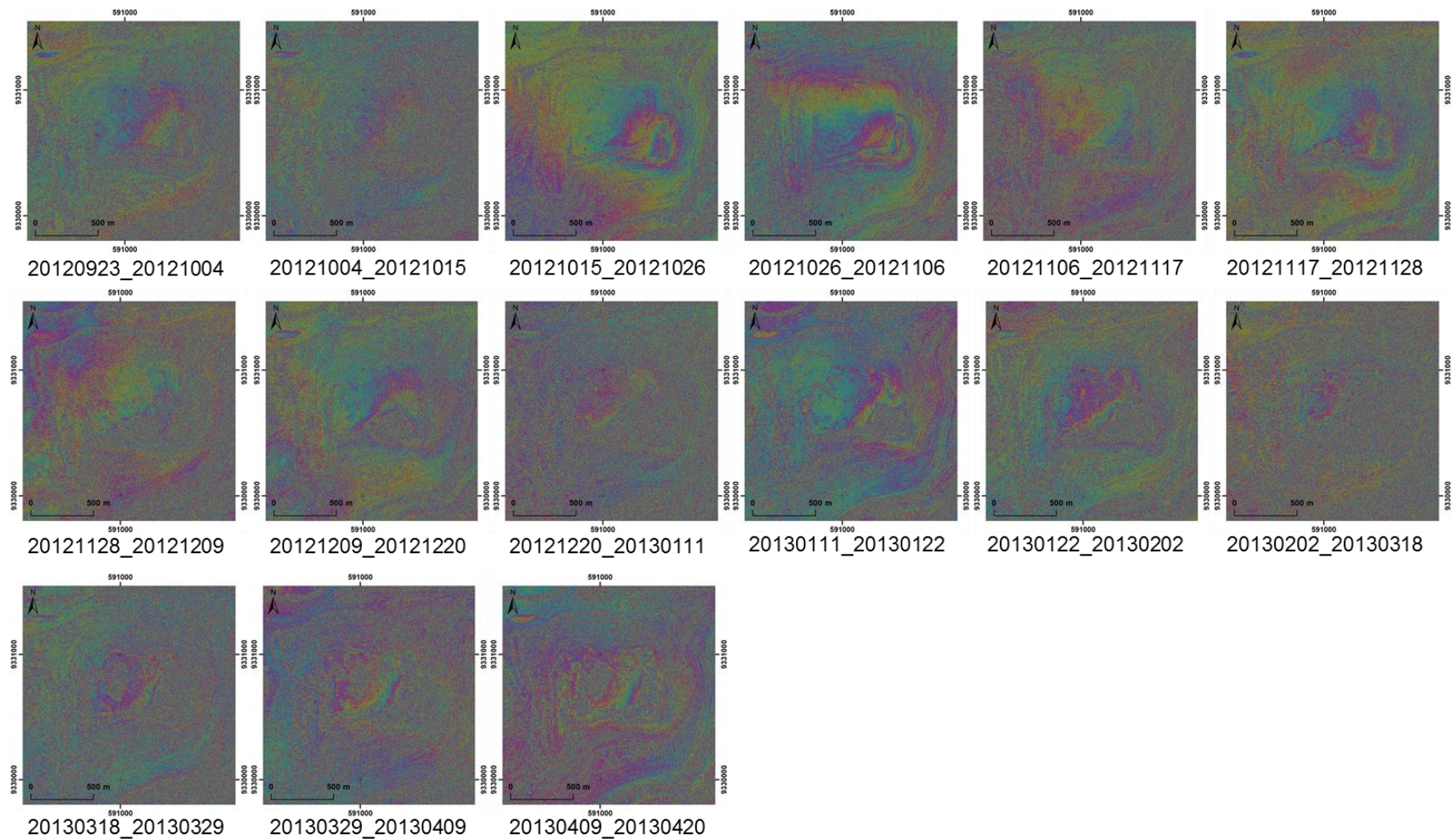


Figura B4 – Pormenor do padrão de franjas interferométricas sobre a pilha de estéril W para o período chuvoso. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.

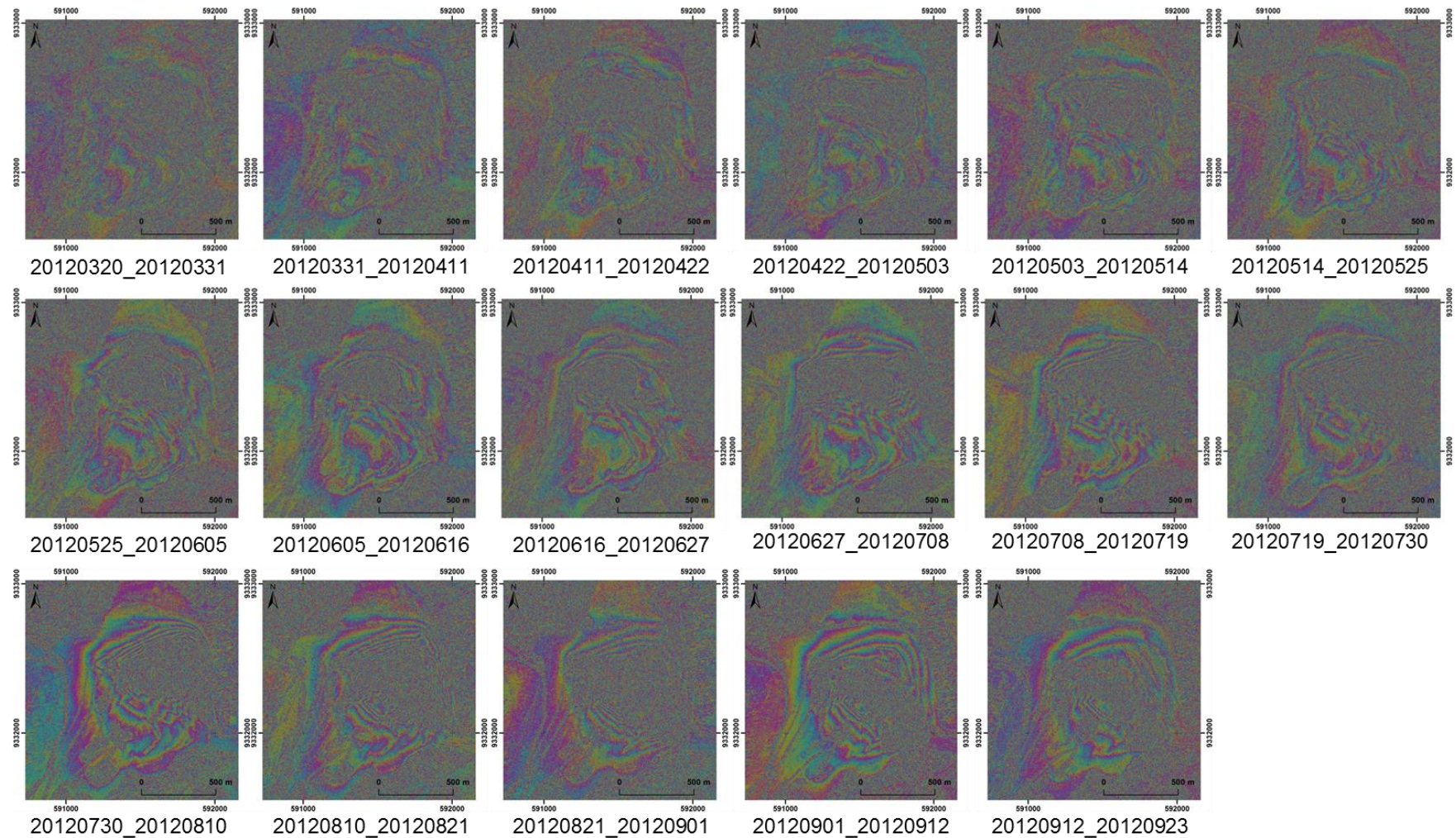


Figura B5 – Pormenor do padrão de franjas interferométricas sobre a pilha de estéril NW-I para o período seco. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.

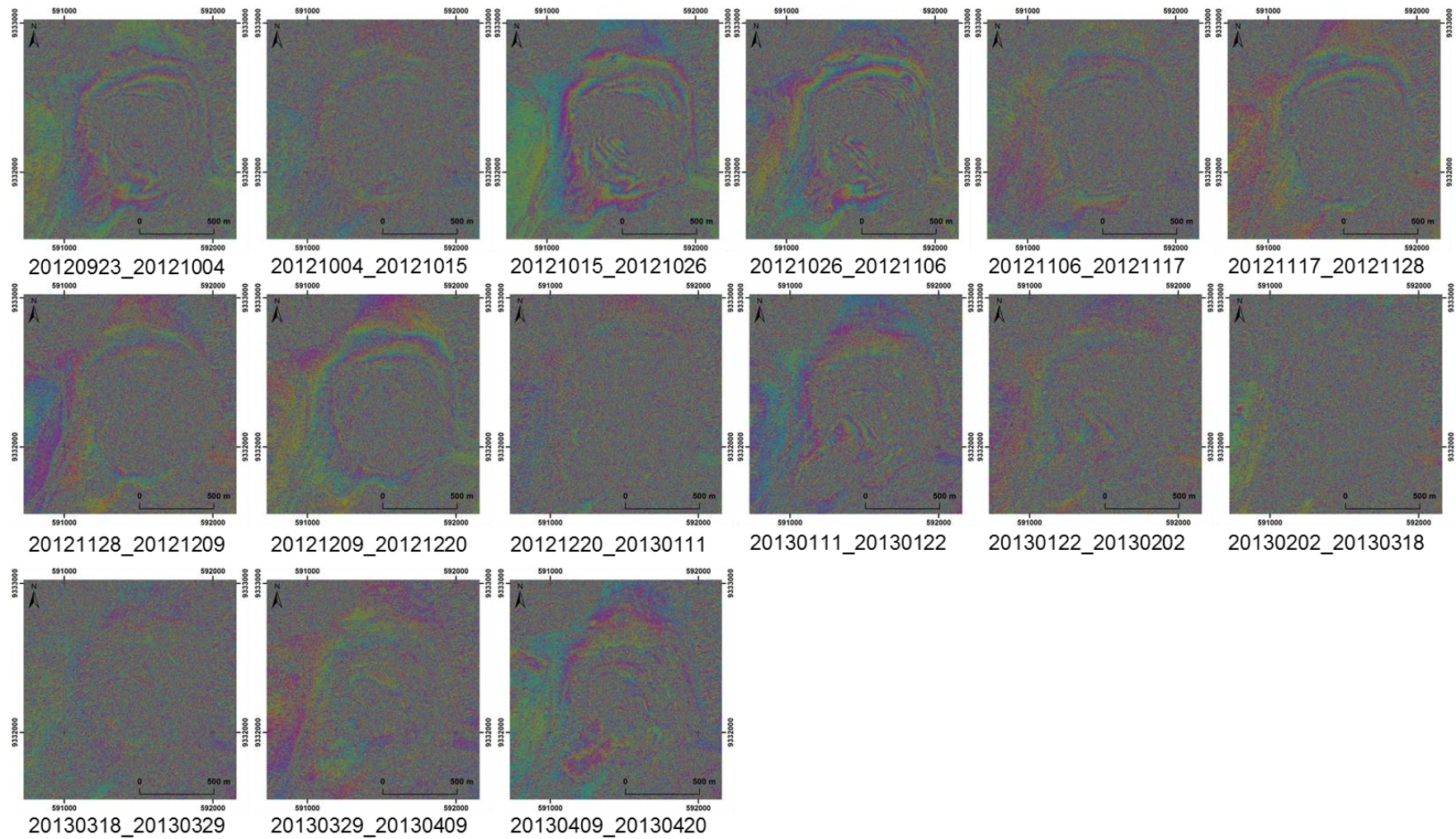


Figura B6 – Pormenor do padrão de franjas interferométricas sobre a pilha de estéril NW-I para o período chuvoso. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.

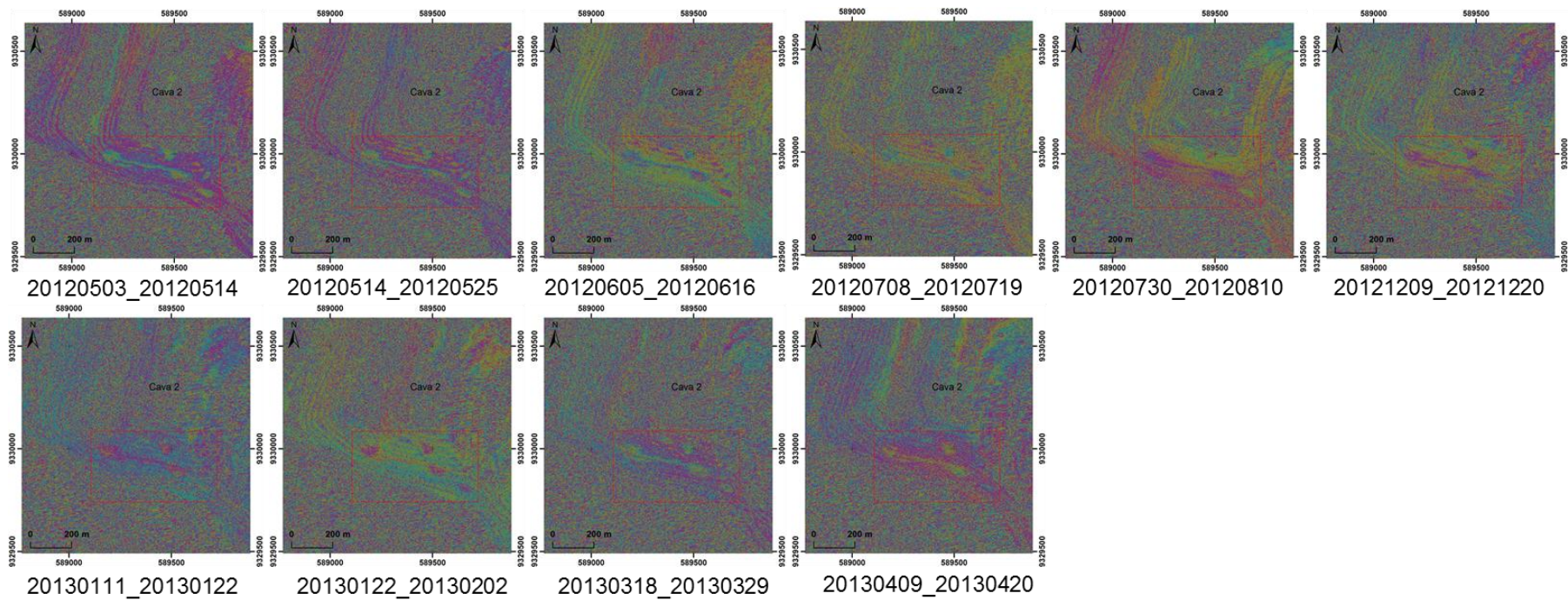
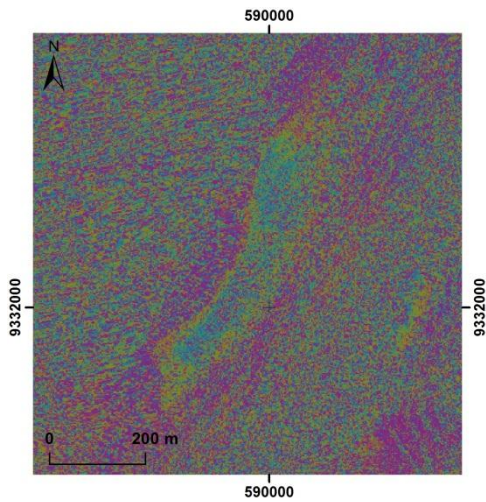
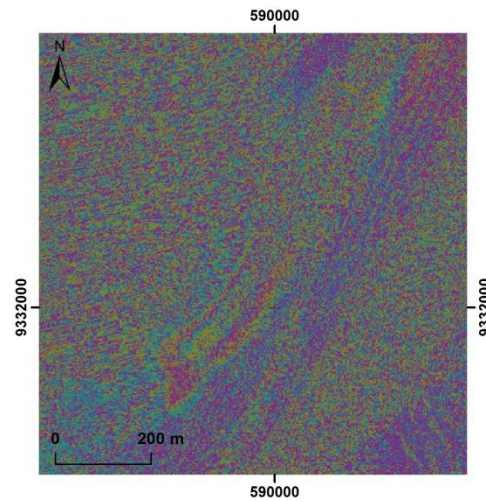


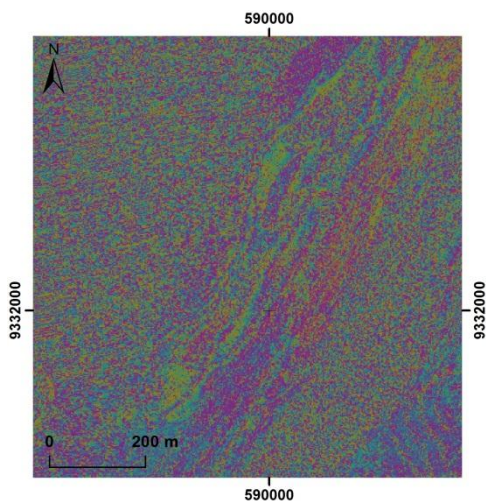
Figura B7 – Pormenor dos focos de deformação no flanco sul da cava 2. Nos demais pares, os mesmos não são observados. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.



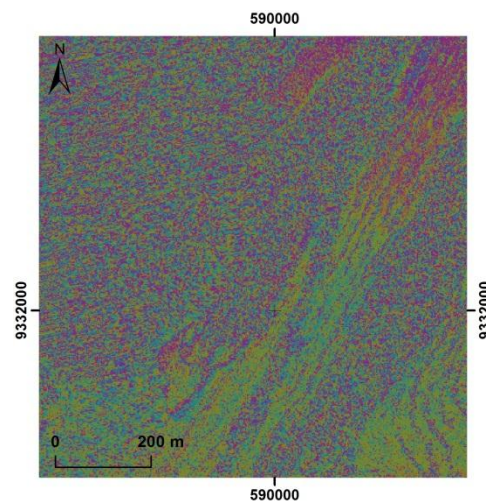
20120320_20120331



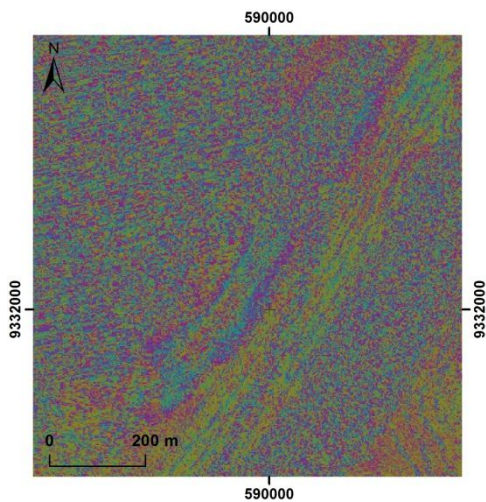
20120514_20120525



20120411_20120422



20120525_20120605



20120503_20120514

Figura B8 – Pormenor do padrão de franjas interferométricas observadas no flanco oeste da cava 1. Nos demais pares, este padrão não é observado. Ciclo de cor conforme a Figura B1 do APÊNDICE B. Imagens geocodificadas.

APÊNDICE C

Tabela C1 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 1.

Prisma 1		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	-5,2588	27/06/2012	-1,401	H0	P1 = IPTA
02/07/2012	-1,5025	08/07/2012	0,653	H1	P1 ≠ IPTA
04/07/2012	5,2588	19/07/2012	0,515	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	0,0000	30/07/2012	0,867		
09/07/2012	-1,5025	10/08/2012	0,759	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	0,0000	21/08/2012	1,525	n1	9
16/07/2012	-5,2588	01/09/2012	0,643	R1	101
18/07/2012	0,0000	12/09/2012	0,91	U1	232
23/07/2012	-5,7847	23/09/2012	2,817	n2	32
25/07/2012	1,5025			R2	760
27/07/2012	-0,3005			U2	56
30/07/2012	0,7513				
01/08/2012	0,0000			Zcalc	-2,77
03/08/2012	-5,2588			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-3,5309				
10/08/2012	0,5259			Conclusão	Rejeito H0
13/08/2012	-3,5309				
17/08/2012	0,1503				
20/08/2012	5,2588				
22/08/2012	-0,7513				
24/08/2012	-1,5025				
27/08/2012	-4,5076				
29/08/2012	1,5025				
31/08/2012	4,5076				
03/09/2012	0,0000				
05/09/2012	-3,7563				
10/09/2012	0,0000				
12/09/2012	-3,7563				
14/09/2012	-1,5025				
17/09/2012	-2,6294				
19/09/2012	-3,7563				
24/09/2012	-4,2071				

Tabela C2 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 2.

Prisma 2		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	-3,7563	27/06/2012	-1,233	H0	P2 = IPTA
02/07/2012	-1,5025	08/07/2012	0,392	H1	P2 ≠ IPTA
04/07/2012	-2,2538	19/07/2012	0,384	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	-2,2538	30/07/2012	0,145		
09/07/2012	-0,7513	10/08/2012	-0,443	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	-2,2538	21/08/2012	0,046	n1	9
16/07/2012	0,7513	01/09/2012	-1,43	R1	153
18/07/2012	-0,7513	12/09/2012	-1,49	U1	180
23/07/2012	-3,7563	23/09/2012	-0,082	n2	32
25/07/2012	-3,0051			R2	708
27/07/2012	1,5025			U2	108
30/07/2012	11,2690				
01/08/2012	-0,7513			Zcalc	-1,13
03/08/2012	-1,5025			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-3,3807				
10/08/2012	0,5259			Conclusão	Aceito H0
13/08/2012	-3,3807				
17/08/2012	-0,2254				
20/08/2012	-2,2538				
22/08/2012	0,7513				
24/08/2012	0,0000				
27/08/2012	6,7614				
29/08/2012	-3,0051				
31/08/2012	7,5126				
03/09/2012	4,5076				
05/09/2012	-3,7563				
10/09/2012	4,5076				
12/09/2012	-2,2538				
14/09/2012	0,7513				
17/09/2012	-2,6294				
19/09/2012	-2,2538				
24/09/2012	-4,2071				

Tabela C3 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 3.

Prisma 3		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	-9,7664	27/06/2012	-1,398	H0	P3 = IPTA
02/07/2012	-4,5076	08/07/2012	0,049	H1	P3 ≠ IPTA
04/07/2012	-8,2639	19/07/2012	0,461	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	-4,5076	30/07/2012	0,002		
09/07/2012	-3,7563	10/08/2012	-0,482	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	-4,5076	21/08/2012	-0,003	n1	9
16/07/2012	-1,5025	01/09/2012	-1,427	R1	103
18/07/2012	-3,7563	12/09/2012	-1,504	U1	230
23/07/2012	2,2538	23/09/2012	-0,042	n2	32
25/07/2012	0,0000			R2	758
27/07/2012	-2,2538			U2	58
30/07/2012	-1,5025				
01/08/2012	-3,7563			Zcalc	-2,7
03/08/2012	-4,5076			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-7,2873				
10/08/2012	-3,2304			Conclusão	Rejeito H0
13/08/2012	-7,2873				
17/08/2012	-3,6812				
20/08/2012	-8,2639				
22/08/2012	-1,5025				
24/08/2012	-3,0051				
27/08/2012	-6,0101				
29/08/2012	0,0000				
31/08/2012	0,7513				
03/09/2012	-0,7513				
05/09/2012	-4,5076				
10/09/2012	-0,7513				
12/09/2012	-4,5076				
14/09/2012	-1,5025				
17/09/2012	2,7797				
19/09/2012	-4,5076				
24/09/2012	2,7046				

Tabela C4 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 4.

Prisma 4		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	-2,2538	27/06/2012	-1,495	H0	P4 = IPTA
02/07/2012	0,7513	08/07/2012	-0,359	H1	P4 ≠ IPTA
04/07/2012	1,5025	19/07/2012	0,396	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	-3,0051	30/07/2012	-0,342		
09/07/2012	1,5025	10/08/2012	-0,504	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	-3,0051	21/08/2012	-0,337	n1	9
16/07/2012	3,0051	01/09/2012	-1,401	R1	257
18/07/2012	2,2538	12/09/2012	-1,641	U1	76
23/07/2012	-2,2538	23/09/2012	-0,109	n2	32
25/07/2012	5,2588			R2	604
27/07/2012	3,0051			U2	212
30/07/2012	3,0051				
01/08/2012	2,2538			Zcalc	-2,14
03/08/2012	0,0000			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-1,2020				
10/08/2012	2,0284			Conclusão	Rejeito H0
13/08/2012	-1,2020				
17/08/2012	1,1269				
20/08/2012	1,5025				
22/08/2012	4,5076				
24/08/2012	1,5025				
27/08/2012	6,0101				
29/08/2012	5,2588				
31/08/2012	6,7614				
03/09/2012	4,5076				
05/09/2012	-3,0051				
10/09/2012	4,5076				
12/09/2012	-3,0051				
14/09/2012	5,2588				
17/09/2012	8,0385				
19/09/2012	-3,0051				
24/09/2012	8,4142				

Tabela C5 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 5.

Prisma 5		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	2,2538	27/06/2012	-1,334	H0	P5 = IPTA
02/07/2012	1,5025	08/07/2012	-0,429	H1	P5 ≠ IPTA
04/07/2012	-2,2538	19/07/2012	0,217	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	1,5025	30/07/2012	-0,706		
09/07/2012	1,5025	10/08/2012	-0,966	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	1,5025	21/08/2012	-1,068	n1	9
16/07/2012	3,7563	01/09/2012	-2,101	R1	279
18/07/2012	5,2588	12/09/2012	-2,592	U1	54
23/07/2012	6,7614	23/09/2012	-1,211	n2	32
25/07/2012	3,7563			R2	582
27/07/2012	7,5126			U2	234
30/07/2012	8,2639				
01/08/2012	5,2588			Zcalc	-2,83
03/08/2012	-3,0051			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-4,9583				
10/08/2012	-0,9766			Conclusão	Rejeito H0
13/08/2012	-4,9583				
17/08/2012	-1,6528				
20/08/2012	-2,2538				
22/08/2012	4,5076				
24/08/2012	2,2538				
27/08/2012	3,7563				
29/08/2012	0,7513				
31/08/2012	7,5126				
03/09/2012	12,0202				
05/09/2012	1,5025				
10/09/2012	12,0202				
12/09/2012	1,5025				
14/09/2012	5,2588				
17/09/2012	2,5543				
19/09/2012	1,5025				
24/09/2012	2,6294				

Tabela C6 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período seco a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 6.

Prisma 6		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
29/06/2012	-7,5126	27/06/2012	-2,089	H0	P6 = IPTA
02/07/2012	0,7513	08/07/2012	-0,507	H1	P6 ≠ IPTA
04/07/2012	-5,2588	19/07/2012	0,878	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
06/07/2012	0,7513	30/07/2012	0,756		
09/07/2012	0,7513	10/08/2012	1,345	Prova Mann-Whitney	
13/07/2012	0,7513	21/08/2012	1,871	n1	9
16/07/2012	-0,7513	01/09/2012	1,851	R1	162
18/07/2012	3,7563	12/09/2012	2,072	U1	171
23/07/2012	-3,7563	23/09/2012	4,158	n2	32
25/07/2012	10,5177			R2	699
27/07/2012	-1,5025			U2	117
30/07/2012	0,7513				
01/08/2012	3,7563			Zcalc	0,85
03/08/2012	-2,2538			Zcrítico	-1,96
06/08/2012	-4,2071				
10/08/2012	0,5259			Conclusão	Aceito H0
13/08/2012	-4,2071				
17/08/2012	-0,0751				
20/08/2012	-5,2588				
22/08/2012	3,0051				
24/08/2012	-3,0051				
27/08/2012	-1,5025				
29/08/2012	10,5177				
31/08/2012	5,2588				
03/09/2012	6,7614				
05/09/2012	0,7513				
10/09/2012	6,7614				
12/09/2012	0,7513				
14/09/2012	6,7614				
17/09/2012	4,0568				
19/09/2012	0,7513				
24/09/2012	3,1553				

Tabela C7 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 1.

Prisma 1		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	-3,7563	12/09/2012	2,207	H0	P1 = IPTA
14/09/2012	-1,5025	23/09/2012	2,632	H1	P1 ≠ IPTA
17/09/2012	-2,6294	04/10/2012	2,561	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	-3,7563	15/10/2012	0,541		
24/09/2012	-4,2071	26/10/2012	0,765	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	-3,4558	06/11/2012	0,744	n1	11
28/09/2012	-1,5025	17/11/2012	1,208	R1	221
31/10/2012	11,2690	28/11/2012	0,248	U1	197
05/11/2012	7,5126	09/12/2012	-1,604	n2	32
07/11/2012	3,0051	20/12/2012	-1,463	R2	725
09/11/2012	-1,5025	11/01/2013	-1,351	U2	155
12/11/2012	2,2538				
14/11/2012	5,2588			Zcalc	0,58
19/11/2012	3,0051			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-12,0202				
23/11/2012	0,0000			Conclusão	Aceito H0
26/11/2012	3,7563				
28/11/2012	5,2588				
30/11/2012	0,0000				
03/12/2012	12,0202				
05/12/2012	-1,5025				
10/12/2012	5,2588				
14/12/2012	-1,9533				
17/12/2012	3,7563				
19/12/2012	-4,7330				
21/12/2012	-1,5025				
26/12/2012	5,2588				
28/12/2012	-3,4558				
02/12/2012	-1,5025				
04/01/2013	-1,9533				
07/01/2013	3,6061				
09/01/2013	-1,4274				

Tabela C8 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 2.

Prisma 2		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	-2,2538	12/09/2012	1,795	H0	P2 = IPTA
14/09/2012	0,7513	23/09/2012	2,33	H1	P2 ≠ IPTA
17/09/2012	-2,6294	04/10/2012	2,289	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	-2,2538	15/10/2012	0,434		
24/09/2012	-4,2071	26/10/2012	0,671	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	6,5360	06/11/2012	1,004	n1	11
28/09/2012	0,7513	17/11/2012	1,44	R1	269
31/10/2012	-0,7513	28/11/2012	0,348	U1	149
05/11/2012	11,2690	09/12/2012	-1,853	n2	32
07/11/2012	1,5025	20/12/2012	-1,574	R2	677
09/11/2012	0,7513	11/01/2013	-1,175	U2	203
12/11/2012	5,2588				
14/11/2012	2,2538			Zcalc	-0,75
19/11/2012	1,5025			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-3,7563				
23/11/2012	2,2538			Conclusão	Aceito H0
26/11/2012	6,0101				
28/11/2012	4,5076				
30/11/2012	2,2538				
03/12/2012	-0,7513				
05/12/2012	0,7513				
10/12/2012	2,2538				
14/12/2012	0,7513				
17/12/2012	12,7715				
19/12/2012	-4,6578				
21/12/2012	0,7513				
26/12/2012	2,2538				
28/12/2012	6,5360				
02/12/2012	-3,7563				
04/01/2013	0,7513				
07/01/2013	6,8365				
09/01/2013	0,9015				

Tabela C9 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 3.

Prisma 3		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	-4,5076	12/09/2012	-0,727	H0	P3 = IPTA
14/09/2012	-1,5025	23/09/2012	0,14	H1	P3 ≠ IPTA
17/09/2012	2,7797	04/10/2012	0,373	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	-4,5076	15/10/2012	-0,795		
24/09/2012	2,7046	26/10/2012	-0,294	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	1,1269	06/11/2012	0,605	n1	11
28/09/2012	-1,5025	17/11/2012	1,251	R1	262
31/10/2012	1,5025	28/11/2012	0,382	U1	156
05/11/2012	5,2588	09/12/2012	-1,901	n2	32
07/11/2012	2,8548	20/12/2012	-1,094	R2	684
09/11/2012	-1,5025	11/01/2013	0,245	U2	196
12/11/2012	3,0051				
14/11/2012	-7,5126			Zcalc	-0,55
19/11/2012	7,5126			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-3,0051				
23/11/2012	0,7513			Conclusão	Aceito H0
26/11/2012	1,5025				
28/11/2012	3,0051				
30/11/2012	0,7513				
03/12/2012	1,5025				
05/12/2012	0,0000				
10/12/2012	0,0000				
14/12/2012	-7,5126				
17/12/2012	0,0000				
19/12/2012	0,7513				
21/12/2012	-8,4893				
26/12/2012	-1,5025				
28/12/2012	-7,5126				
02/12/2012	1,1269				
04/01/2013	-1,5025				
07/01/2013	0,0000				
09/01/2013	2,2538				

Tabela C10 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 4.

Prisma 4		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	-3,0051	12/09/2012	-0,1	H0	P4 = IPTA
14/09/2012	5,2588	23/09/2012	0,54	H1	P4 ≠ IPTA
17/09/2012	8,0385	04/10/2012	0,501	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	-3,0051	15/10/2012	-0,219		
24/09/2012	8,4142	26/10/2012	0,075	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	8,0385	06/11/2012	0,661	n1	11
28/09/2012	5,2588	17/11/2012	1,222	R1	364
31/10/2012	1,5025	28/11/2012	0,437	U1	54
05/11/2012	2,2538	09/12/2012	-2,185	n2	32
07/11/2012	2,2538	20/12/2012	-1,304	R2	582
09/11/2012	5,2588	11/01/2013	-0,067	U2	298
12/11/2012	3,7563				
14/11/2012	12,7715			Zcalc	-3,39
19/11/2012	7,5126			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-1,5025				
23/11/2012	1,5025			Conclusão	Rejeito H0
26/11/2012	3,0051				
28/11/2012	8,2639				
30/11/2012	1,5025				
03/12/2012	2,2538				
05/12/2012	5,2588				
10/12/2012	12,7715				
14/12/2012	6,7614				
17/12/2012	2,1035				
19/12/2012	-2,4792				
21/12/2012	5,2588				
26/12/2012	12,7715				
28/12/2012	8,0385				
02/12/2012	5,2588				
04/01/2013	6,7614				
07/01/2013	-2,4792				
09/01/2013	7,5126				

Tabela C11 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 5.

Prisma 5		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	1,5025	12/09/2012	-3,183	H0	P5 = IPTA
14/09/2012	5,2588	23/09/2012	-2,158	H1	P5 ≠ IPTA
17/09/2012	2,5543	04/10/2012	-1,781	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	1,5025	15/10/2012	-1,834		
24/09/2012	2,6294	26/10/2012	-1,158	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	-4,9583	06/11/2012	-0,292	n1	11
28/09/2012	5,2588	17/11/2012	0,733	R1	380
31/10/2012	6,7614	28/11/2012	0,496	U1	38
05/11/2012	6,7614	09/12/2012	-1,81	n2	32
07/11/2012	4,5076	20/12/2012	-0,404	R2	566
09/11/2012	5,2588	11/01/2013	1,689	U2	314
12/11/2012	3,7563				
14/11/2012	3,0051			Zcalc	-3,84
19/11/2012	1,5025			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-5,2588				
23/11/2012	3,7563			Conclusão	Rejeito H0
26/11/2012	0,7513				
28/11/2012	6,7614				
30/11/2012	3,7563				
03/12/2012	6,7614				
05/12/2012	5,2588				
10/12/2012	3,0051				
14/12/2012	4,8081				
17/12/2012	6,4609				
19/12/2012	2,4792				
21/12/2012	5,2588				
26/12/2012	3,0051				
28/12/2012	-4,9583				
02/12/2012	8,2639				
04/01/2013	4,8081				
07/01/2013	1,5025				
09/01/2013	3,7563				

Tabela C12 – Teste estatístico de Mann-Whitney para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e do prisma refletivo 6.

Prisma 6		IPTA		Hipótese	
Data	Deslocamento (mm)	Data	IPTA (mm)		
12/09/2012	0,7513	12/09/2012	2,252	H0	P6 = IPTA
14/09/2012	6,7614	23/09/2012	2,383	H1	P6 ≠ IPTA
17/09/2012	4,0568	04/10/2012	1,981	Teste bilateral ($\alpha = 5\%$)	
19/09/2012	0,7513	15/10/2012	1,314		
24/09/2012	3,1553	26/10/2012	1,235	Prova Mann-Whitney	
26/09/2012	-4,2822	06/11/2012	1,19	n1	11
28/09/2012	6,7614	17/11/2012	1,516	R1	343
31/10/2012	16,5278	28/11/2012	0,547	U1	75
05/11/2012	7,5126	09/12/2012	-2,61	n2	32
07/11/2012	0,0000	20/12/2012	-1,928	R2	603
09/11/2012	6,7614	11/01/2013	-1,379	U2	277
12/11/2012	4,5076				
14/11/2012	2,2538			Zcalc	-2,81
19/11/2012	0,7513			Zcrítico	-1,96
21/11/2012	-1,5025				
23/11/2012	5,2588			Conclusão	Rejeito H0
26/11/2012	3,7563				
28/11/2012	2,2538				
30/11/2012	5,2588				
03/12/2012	15,7765				
05/12/2012	8,2639				
10/12/2012	2,2538				
14/12/2012	4,5076				
17/12/2012	7,2873				
19/12/2012	-4,7330				
21/12/2012	6,7614				
26/12/2012	2,2538				
28/12/2012	-4,2822				
02/12/2012	6,7614				
04/01/2013	4,5076				
07/01/2013	3,8314				
09/01/2013	9,0152				

APÊNDICE D

Data	IPTA	Prisma 1	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-1,4	-7,763	Estatística	36
08/07/2012	0,653	-1,002	P-valor	0,12890625
19/07/2012	0,515	-1,157	Hipótese Nula	0
30/07/2012	0,867	0,751	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	0,759	0,526	(Pseudo) Mediana	1,968775
21/08/2012	1,525	2,254	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	0,643	3,005	Limite Inferior	-0,3537
12/09/2012	0,91	-3,756	Limite Superior	4,6663
23/09/2012	2,817	-4,117		

Data	IPTA	Prisma 2	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-1,233	-5,259	Estatística	25
08/07/2012	0,392	-1,252	P-valor	0,8203125
19/07/2012	0,384	-1,352	Hipótese Nula	0
30/07/2012	0,145	11,269	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	-0,443	0,526	(Pseudo) Mediana	0,7638
21/08/2012	0,046	-0,751	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	-1,43	6,511	Limite Inferior	-5,163375
12/09/2012	-1,49	-2,254	Limite Superior	2,73537
23/09/2012	-0,082	-3,816		

Data	IPTA	Prisma 3	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-1,398	-13,272	Estatística	41
08/07/2012	0,049	-4,007	P-valor	0,02734375
19/07/2012	0,461	-2,554	Hipótese Nula	0
30/07/2012	0,002	-1,503	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	-0,482	-3,230	(Pseudo) Mediana	2,88184
21/08/2012	-0,003	-4,883	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	-1,427	0,250	Limite Inferior	0,535483333
12/09/2012	-1,504	-4,508	Limite Superior	7,311333333
23/09/2012	-0,042	1,262		

Data	IPTA	Prisma 4	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-1,495	-4,257	Estatística	8
08/07/2012	-0,359	0,000	P-valor	0,09765625
19/07/2012	0,396	1,352	Hipótese Nula	0
30/07/2012	-0,342	3,005	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	-0,504	2,028	(Pseudo) Mediana	-2,15169
21/08/2012	-0,337	3,005	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	-1,401	6,010	Limite Inferior	-4,971766667
12/09/2012	-1,641	-3,005	Limite Superior	0,502566667
23/09/2012	-0,109	6,130		

Data	IPTA	Prisma 5	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-1,334	2,7547	Estatística	1
08/07/2012	-0,429	1,5025	P-valor	0,0078125
19/07/2012	0,217	5,5593	Hipótese Nula	0
30/07/2012	-0,706	8,2639	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	-0,966	-0,9766	(Pseudo) Mediana	-4,091583333
21/08/2012	-1,068	1,1269	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	-2,101	9,0151	Limite Inferior	-7,6024
12/09/2012	-2,592	1,5025	Limite Superior	-2,039033333
23/09/2012	-1,211	2,4040		

Data	IPTA	Prisma 6	TESTE DE WILCOXON	
			Informação	Valor
27/06/2012	-2,089	-13,022	Estatística	29
08/07/2012	-0,507	0,751	P-valor	0,49609375
19/07/2012	0,878	2,254	Hipótese Nula	0
30/07/2012	0,756	0,751	Método	Wilcoxon signed rank test
10/08/2012	1,345	0,526	(Pseudo) Mediana	0,7441
21/08/2012	1,871	-1,127	Intervalo de Confiança	95%
01/09/2012	1,851	5,760	Limite Inferior	-1,37578
12/09/2012	2,072	0,751	Limite Superior	5,468783333
23/09/2012	4,158	2,675		

Figura D1 – Teste estatístico de Wilcoxon para o período seco a partir da abordagem IPTA e dos prismas refletivos (interpolados).

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 1	
12/09/2012	2,207	-3,756	
23/09/2012	2,632	-4,117	
06/11/2012	0,744	5,259	
17/11/2012	1,208	3,907	
28/11/2012	0,248	5,259	
09/12/2012	-1,604	3,907	
20/12/2012	-1,463	-3,118	
11/01/2013	-1,351	-6,461	

Informação	Valor
Estatística	21
P-valor	0,7421875
Hipótese Nula	0%
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	0,3868875
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-5,0108
Limite Superior	5,92942

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 2	
12/09/2012	1,795	-2,254	
23/09/2012	2,33	-3,816	
06/11/2012	1,004	6,386	
17/11/2012	1,44	1,803	
28/11/2012	0,348	4,508	
09/12/2012	-1,853	1,953	
20/12/2012	-1,574	-1,953	
11/01/2013	-1,175	-5,033	

Informação	Valor
Estatística	19
P-valor	0,9453125
Hipótese Nula	0
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	0,0171075
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-4,1596
Limite Superior	4,0488

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 3	
12/09/2012	-0,727	-4,508	
23/09/2012	0,14	1,262	
06/11/2012	0,605	4,057	
17/11/2012	1,251	1,503	
28/11/2012	0,382	3,005	
09/12/2012	-1,901	0,000	
20/12/2012	-1,094	-3,869	
11/01/2013	0,245	4,508	

Informação	Valor
Estatística	12
P-valor	0,4609375
Hipótese Nula	0
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	-1,09921
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-3,44285
Limite Superior	1,76454

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 4	
12/09/2012	-0,1	-3,005	
23/09/2012	0,54	6,130	
06/11/2012	0,661	2,254	
17/11/2012	1,222	9,616	
28/11/2012	0,437	8,264	
09/12/2012	-2,185	11,269	
20/12/2012	-1,304	1,390	
11/01/2013	-0,067	17,504	

Informação	Valor
Estatística	3
P-valor	0,0390625
Hipótese Nula	0
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	-6,850435
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-12,98278
Limite Superior	-1,34262

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 5	
12/09/2012	-3,183	1,503	
23/09/2012	-2,158	2,404	
06/11/2012	-0,292	5,635	
17/11/2012	0,733	2,104	
28/11/2012	0,496	6,761	
09/12/2012	-1,81	3,456	
20/12/2012	-0,404	3,869	
11/01/2013	1,689	6,010	

Informação	Valor
Estatística	0
P-valor	0,0078125
Hipótese Nula	0
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	-4,72746
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-5,76562
Limite Superior	-2,96628

TESTE DE WILCOXON			
Data	IPTA	Prisma 6	
12/09/2012	2,252	0,751	
23/09/2012	2,383	2,675	
06/11/2012	1,19	3,756	
17/11/2012	1,516	1,352	
28/11/2012	0,547	2,254	
09/12/2012	-2,61	3,456	
20/12/2012	-1,928	1,014	
11/01/2013	-1,379	14,199	

Informação	Valor
Estatística	4
P-valor	0,0546875
Hipótese Nula	0
Método	Wilcoxon signed rank test
(Pseudo) Mediana	-2,30353
Intervalo de Confiança	95%
Limite Inferior	-9,07215
Limite Superior	0,1637

Figura D2 – Teste estatístico de Wilcoxon para o período chuvoso a partir da abordagem IPTA e dos prismas refletivos (interpolados).