

Sinergia entre Sentinel-6 e Jason-3: Observações de Ondas Internas em altímetros SAR e convencional

Ian de Grisi Lapa

Mestrado em Deteção Remota

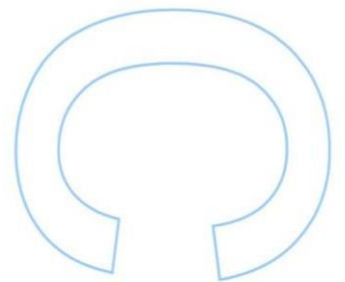
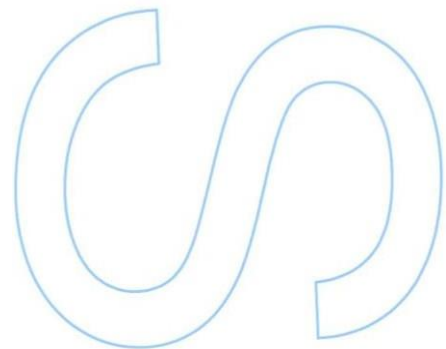
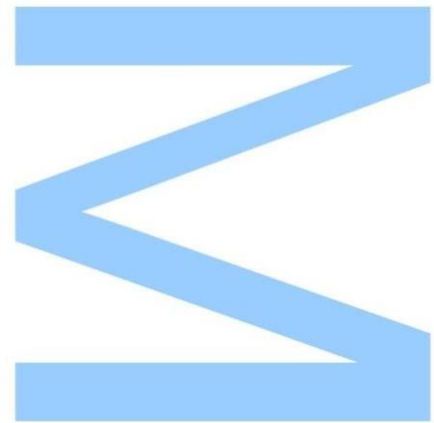
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2021/2022

Orientador

Jorge Manuel Reis Magalhães, Professor Convidado, Faculdade de Ciências da
Universidade do Porto

Coorientador

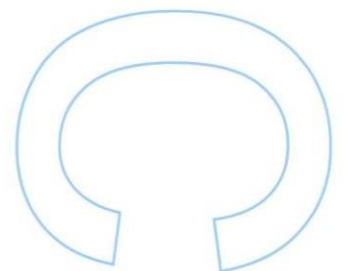
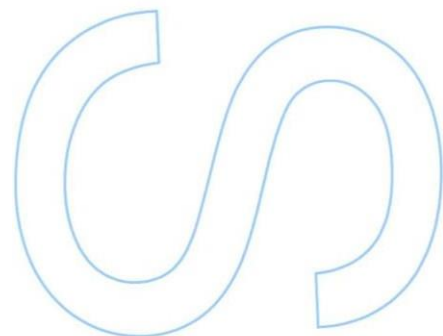
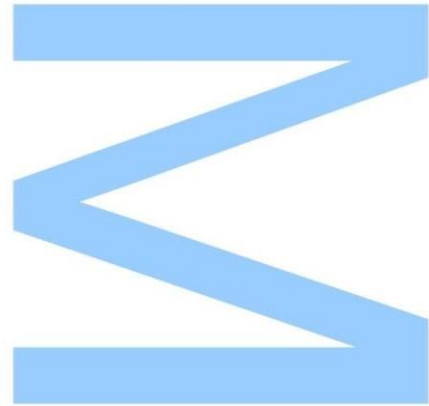
José Carlos Pinto Bastos Teixeira da Silva, Professor Associado, Faculdade de
Ciências da Universidade do Porto



Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, _____ / _____ / _____



Declaração de Honra

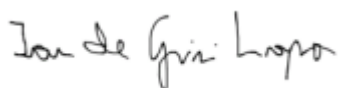
Eu, Ian de Grisi Lapa, natural de Brasil, residente em Rua Artur Luís Barbosa 46, 6e-f, 4460-244, Senhora da Hora com o telefone +351 936 732 883 nacional de Portugal, portador (a) do Cartão de Cidadão nº 32560423, inscrito(a) no Mestrado em Detecção Remota da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto declaro, nos termos do disposto na alínea a) do artigo 14.º do Código Ético de Conduta Académica da U.Porto, que o conteúdo da presente dissertação reflete as perspetivas, o trabalho de investigação e as minhas interpretações no momento da sua entrega.

Ao entregar esta dissertação, declaro, ainda, que a mesma é resultado do meu próprio trabalho de investigação e contém contributos que não foram utilizados previamente noutros trabalhos apresentados a esta ou outra instituição.

Mais declaro que todas as referências a outros autores respeitam escrupulosamente as regras da atribuição, encontrando-se devidamente citadas no corpo do texto e identificadas na secção de referências bibliográficas. Não são divulgados na presente dissertação quaisquer conteúdos cuja reprodução esteja vedada por direitos de autor.

Tenho consciência de que a prática de plágio e auto-plágio constitui um ilícito académico.

Ian de Grisi Lapa



Porto, 14/09/2022.

Agradecimentos

Assim como na minha graduação, esta foi uma das partes que mais gostei de escrever. Em alguns momentos durante esses dois anos, duvidei de que isso seria possível, por isso agradeço aos que sempre acreditaram: minha mãe Ana Paula, meu pai Rogério e meus irmãos Clara, Julia e Diego pelo imensurável amor e pela força que me deram para concluir esta etapa. Aos meus avós, sempre presentes em minha vida e em memória do meu avô Carlos, também sou grato. Aos meus pais e mães de vida e outros familiares que se reconhecerão ao ler este texto.

Sou grato ao meu orientador Jorge Magalhães, que não só foi responsável pelo meu primeiro contato com o mundo das ondas internas, como acreditou em mim mais do que eu mesmo. Recorro à uma frase clichê, mas nem por isso menos verdadeira: sem a sua ajuda, este trabalho não teria sido possível. Muito obrigado.

Ao professor José da Silva, meu coorientador, pelas conversas que tivemos antes do projeto começar, a paciência em explicar e em conduzir o processo de atribuição da bolsa, por ter me aceitado na equipe e por toda a contribuição geral dada no trabalho.

Agradeço ao projeto CC0 - 204170 - ESA/CLS Multisensor pela bolsa de mestrado concedida.

À Adriana, agradeço pela boa companhia na nossa sala de trabalho, pelas dúvidas tiradas em altimetria e ondas internas e também pelos pequenos desabafos no decorrer deste trabalho. A Yuri, meu amigo e também colega de mestrado: obrigado pelas histórias nesses dois anos, essa trajetória foi bem mais fácil com a sua ajuda. Ao também colega de mestrado Carlos por toda a ajuda com as matérias do curso.

À professora Joana pela ajuda que me deu antes que eu aplicasse a candidatura e também pelos ensinamentos durante o curso. Aos meus veteranos, principalmente Cátia e Bernard, pelo auxílio nesses dois anos.

À Júlia por todo o companheirismo e força dados de forma incessante após o nosso reencontro. Seu apoio foi muito importante e de grande motivação.

Aos meus amigos que estão no Brasil e aos de Portugal, vocês sabem quem são e o que significam para mim.

Há uma parte de um texto do filósofo espanhol José Ortega y Gasset que diz “eu sou eu e minhas circunstâncias”. Pois bem, agradeço - porquê não? - ao Ian que teve disposição e energia para finalizar esta ideia. E que venham as próximas circunstâncias, com tudo o que a magnitude e o belo absurdo da vida podem nos oferecer.

Resumo

A altimetria por satélite é uma técnica de Detecção Remota que pode ser usada para detetar assinaturas da superfície do mar de fenómenos oceânicos de alta frequência, como por exemplo as Ondas Internas (OIs, do inglês Internal Waves), que são especialmente evidentes em alguns parâmetros geofísicos como o coeficiente de retrodifusão de radar (σ_0), a Anomalia da Altura da Superfície do Mar (SSHA) e a Altura Significativa da Onda (SWH). As OIs, em particular, modificam a superfície do mar em padrões de secções rugosas e lisas, que por sua vez afetam a ondulação natural da superfície do mar e conseqüentemente alteram os parâmetros geofísicos medidos pelos altímetros, por exemplo, ao diminuir ou aumentar o σ_0 .

Assinaturas de OIs na superfície do mar foram detetadas recentemente nos dados de altímetro radar da missão convencional Jason-2 (Magalhaes e da Silva, 2017) e da missão SAR Sentinel-3, chamado SAR radar altímetro (SRAL). Neste cenário, fenómenos oceânicos como as ondas internas podem se beneficiar de missões em fase tandem, como no caso do altímetro convencional Jason-3 e o altímetro SAR Sentinel-6. O Sentinel-6 foi lançado em novembro de 2020 e, durante a missão *tandem*, até março de 2022, foi posicionado na mesma órbita do Jason-3, ficando apenas 30 segundos atrás dele.

Pela primeira vez na história da altimetria, um altímetro SAR estava posicionado na órbita de referência consagrada pela altimetria convencional. Nesta configuração de apenas 30 segundos de separação, podemos assumir que estão a medir o mesmo fenómeno oceânico e com as mesmas condições atmosféricas. Conseqüentemente, diferenças nas assinaturas dos dois altímetros devem estar relacionadas essencialmente com a resolução espacial destes, e uma Onda Interna nos dá a possibilidade de comparar como essas assinaturas da superfície do mar são detetadas de forma particular pelo Jason-3 e Sentinel-6.

Para este estudo, foram selecionadas três regiões dos oceanos do mundo, nomeadamente o Mar de Banda junto à Indonésia, o Mar do Sul da China e o Mar das Celebes junto às Filipinas. Em cada região, verificamos possíveis casos de OIs que estavam numa região ao longo do traço de passagem dos altímetros Jason-3 e Sentinel-6. Além disso, comparações com imagens de vários sensores óticos, como Ocean Land Color Imager (OLCI) do Sentinel-3A, MSI a bordo do Sentinel-2, MODISAQUA e MODIS-TERRA, bem como imagens SAR do Sentinel-1, foram feitas para fornecer informações adicionais da evidência das assinaturas de superfície das OIs, ou seja, seus padrões rugosos e lisos.

Foram comparados os dados do altímetro SAR Sentinel-6 com os mesmos parâmetros do altímetro convencional Jason-3 para analisar a sinergia entre os dois satélites e também os respectivos padrões relativos às ondas internas e assinaturas da superfície do mar em σ_0 , SSHA e SWH. É discutida a sensibilidade dos Jason-3 e Sentinel-6 perante as manifestações das Ols na superfície do mar, assim como as diferenças entre produtos operacionais de cada um e os algoritmos utilizados para obtenção dos parâmetros geofísicos, pois aqui apresentamos assinaturas notadas no σ_0 , SSHA e SWH para cada altímetro.

Nos três parâmetros analisados, ambos Jason-3 e Sentinel-6 identificam assinaturas de ondas internas, embora o segundo o faça com mais detalhes. É consistentemente demonstrada a existência de uma oposição de fase entre os sinais dos parâmetros σ_0 do Sentinel-6 e Jason-3 ao ser utilizado o algoritmo de *retracking* MLE4 para este último, onde foram calculados coeficientes de correlação para os algoritmos utilizados. Além disso, é também explorado um caso em que a espessura reduzida dos solitões e a angulação entre a direção de propagação das ondas internas e o traço dos altímetros sob a superfície influencia nos sinais dos altímetros. Finalmente, é apresentado um caso de modulação de sinal semelhante ao dos casos de ondas internas, para ilustrar a necessidade de explorar outros fenômenos e o que pode ser esperado para estes casos em investigações futuras.

Palavras-chave: altimetria convencional; altimetria SAR; ondas internas solitárias; fase tandem; algoritmo de *retracking*; retrodifusão de radar; altura significativa de onda; anomalia da altura da superfície do mar.

Abstract

Satellite altimetry is a Remote Sensing technique that can be used to detect sea surface signatures of high-frequency ocean phenomena such as Internal Waves (IWs). These waves are especially evident in geophysical parameters such as radar backscatter coefficient (σ_0), Sea Surface Height Anomaly (SSHA) and Significant Wave Height (SWH). IWs introduce in sea surface patterns of rough and slick sections (when compared with an unperturbed background), which in turn affect the sea surface wave field and consequently alter the geophysical parameters measured by the altimeters, for example, by decreasing or increasing σ_0 .

Signatures of IWs on the sea surface were recently detected in the radar altimeter data from the Jason-2 conventional altimeter mission (Magalhaes e da Silva, 2017) and from the SAR Sentinel-3 altimeter mission, called SAR radar altimeter (SRAL). In this framework, oceanic phenomena such as IWs can benefit from missions in tandem mode, as in the case of the conventional Jason-3 altimeter and the Sentinel-6 SAR altimeter. Sentinel-6 was launched in November 2020, and during the tandem mission until March 2022, it was positioned in the same orbit as Jason-3, just 30 seconds behind it.

This means that, for the first time in the history of altimetry, a SAR altimeter was positioned in the reference orbit established by conventional altimetry. In this configuration of just 30 seconds apart, we can assume that Sentinel-6 and Jason-3 are measuring the same ocean phenomenon with the same environmental conditions. Consequently, differences in the signatures of both altimeters should essentially be related to their acquisition geometries (including their different spatial resolution). In the case of Internal Waves, that allows us the possibility to compare how their different signatures of the sea surface are detected differently in Jason-3 and Sentinel-6.

For this study, three regions of the world's oceans were selected, namely the Banda Sea near Indonesia, the South China Sea and the Celebes Sea near the Philippines. In each region, we verified possible cases of IWs along the Jason-3 and Sentinel-6 altimeters' track (while in their tandem configuration). In addition, comparisons with images from various optical sensors such as Ocean Land Color Imager (OLCI) from Sentinel-3A, MSI aboard Sentinel-2, MODIS-AQUA and MODIS-TERRA, as well as SAR images from Sentinel-1, were made to provide additional information and evidence of the surface signatures of the IWs, i.e. their rough and slick patterns.

In these case studies, we compared data from the Sentinel-6 SAR altimeter with the same parameters as the Jason-3 conventional altimeter in order to analyze the synergy between them and their sensed parameters corresponding to IW sea surface signatures in σ_0 , SSHA and SWH. The sensitivity of the Jason-3 and Sentinel-6 to the IWs signatures on the sea surface is discussed, as well as differences between their operational products and the algorithms used to obtain the geophysical parameters - namely σ_0 , SSHA and SWH.

In the three parameters analyzed, both Jason-3 and Sentinel-6 identify internal wave signatures, although the second does so in more details. It is consistently demonstrated the existence of a phase opposition between the signals of the σ_0 parameters of Sentinel-6 and Jason-3 when using the MLE4 retracking algorithm for the latter, where correlation coefficients were calculated for the algorithms used. In addition, a case is also explored in which the reduced thickness of the solitons and the angulation between the propagation direction of the internal waves and the altimeter trace under the ocean surface influences the altimeter signals. Finally, a case of signal modulation similar to the cases of internal waves is presented, to illustrate the need to explore other phenomena and what can be expected for these type of cases in future investigations.

Keywords: conventional altimetry; SAR altimetry; internal solitary waves; retracking algorithm; tandem phase; radar backscatter; significant wave height; sea surface height anomaly.

Índice

Agradecimentos	3
Resumo	4
Abstract	6
Índice de Figuras	10
Índice de Tabelas	13
1. Introdução	15
1.1 Motivações e Objetivos	15
1.2 Altimetria por satélite.....	21
1.2.1 Parâmetros geofísicos.....	23
1.2.2 Altimetria convencional e Altimetria SAR	27
1.2.3 Fase tandem: Jason-3 e Sentinel-6.....	32
1.3 Ondas Internas	33
2. Metodologia	37
3. Resultados	42
3.1 Algoritmos de retracking	42
3.2 Sinergia entre Jason-3 e Sentinel-6: Casos de Estudo.....	44
3.3 Sinergia entre Jason-3 e Sentinel-6: Outras observações.....	56
4. Discussão	59

5. Conclusão.....	63
6. Referências.....	66
Anexo 1: Artigo com o título “Using a tandem flight configuration between Sentinel-6 and Jason-3 to compare conventional and SAR altimeters in sea surface signatures of Internal Solitary Waves”	72
Anexo 2: Registos altimétricos de casos de estudo.....	96
Anexo 3: Registos altimétricos para Sentinel-6 LRM.....	99

Índice de Figuras

- Figura 1 - O painel a) mostra as manifestações de superfície de um trem de ondas internas com secções lisas e rugosas visíveis na Baía de Massachusetts (Estados Unidos da América, ver mapa no canto superior esquerdo). Fotografia gentilmente cedida por J.C.B. da Silva. O painel b) mostra a região da Baía de Massachusetts numa imagem capturada pelo Sentinel-2 às 15:41 do dia 17 de agosto de 2021 (ver https://odl.bzh/bj_2Ptxc). O painel c) é análogo ao painel b) com uma imagem SAR do Sentinel-1 capturada às 22:35 do dia 21 de agosto de 2021 (ver <https://odl.bzh/4spVyRGI>). Ambos apresentam trem de ondas internas. O painel d) mostra um esquema ilustrativo da propagação de um trem de ondas internas ao longo da picnoclina. A primeira (e normalmente a maior) onda é identificada como a onda interna principal. 18
- Figura 2 - Esquema ilustrando a medição de um altímetro, em que R corresponde à distância entre o satélite e a superfície do mar e H é a distância do satélite ao elipsoide de referência da Terra. Em amarelo mostra-se a ilustração do pulso de radiação emitido pelo radar do altímetro. O SSH está indicado pela linha a ligar a superfície do mar e o elipsoide e é um parâmetro calculado através da subtração de H com R. Adaptado de Chelton et al. (2001). 22
- Figura 3 - Ilustração da diferença entre a reflexão do sinal de retorno do radar altímetro de acordo com as características da superfície oceânica na presença da passagem de ondas internas solitárias. Numa superfície rugosa, a reflexão do sinal é difusa, enquanto numa superfície lisa, a reflexão é especular. 25
- Figura 4 - Esquema de comparação entre as formas de ondas de um altímetro SAR e um altímetro convencional conforme a pegada altimétrica (ilustradas ao longo do tempo em quatro instantes de referências). Em vermelho, uma forma de onda correspondente à altimetria convencional; em verde, análogo para o SAR. O mesmo padrão de cor segue o mesmo para a geometria da pegada altimétrica. As partes das formas de onda de cor preta indicam em que estágio o sinal se encontra conforme a pegada altimétrica muda devido ao tempo ao longo do traço. Parâmetros como o σ_0 , R e SWH podem ser calculados em diferentes partes da forma de onda. Note-se que no início, quando não há iluminação da superfície, a pegada aparece em linha tracejada para ambos. Adaptado de Rosmorduc et al. (2011). 30
- Figura 5 - Esquema de comparação entre os modos de resolução altimétrica Low Resolution, SAR e SAR Interleaved. Para todos os casos, em cor vermelha estão os pulsos transmitidos pelo radar; em cor verde, os pulsos recebidos. Notar que que o modo Low Resolution é o do Jason-3 e o modo SAR Interleaved é o do Sentinel-6. Retirado de Donlon et al., 2021. 31
- Figura 6 - Representação esquemática de uma OIS que se propaga com velocidade de fase c e seus padrões de rugosidade da superfície do mar com secções rugosas e lisas. As pegadas dos altímetros são mostradas centradas na secção lisa para Jason-3 em forma redonda e Sentinel-6 retangular - as pegadas estão assumidas na direção do nadir, mas mostradas em ângulo por questão de simplicidade. Note-se que as escalas espaciais são escolhidas para destacar que, quando devidamente alinhadas, a pegada menor em um altímetro SAR pode mostrar ecos consecutivos em cada secção da OIS, enquanto a pegada maior em um altímetro convencional pode obter contribuições mistas de ambas as secções em simultâneo. No entanto, dependendo da direção de propagação da OIS relativamente ao traço dos altímetros, ambos os satélites podem obter

contribuições mistas, conforme ilustrado na visão alternativa de uma segunda OIS na parte traseira esquerda da figura..... 36

Figura 7 - Caso do Mar de Banda próximo à Indonésia (ver pequeno quadrado amarelo no globo terrestre). Imagem SAR Sentinel-1 capturada no dia 07/03/2022 às 10:00 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/IDiouW5X>), cerca de 26h (pouco mais de dois ciclos semidiurnos, $1M_2 = 12h25m$) antes das passagens dos altímetros Sentinel-6 e Jason-3, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 253 dos ciclos 48 e 223, respetivamente. A imagem apresenta evidências das manifestações na superfície do mar de três pacotes de OISs, que indicam tratar do mesmo pacote com diferença de ciclos de maré semidiurnos. O λ pacote é a distância entre o pacote central de OISs e o pacote anterior. O λ solitão é a espessura da secção rugosa (brilhante) na imagem..... 45

Figura 8 - Esquema ilustrativo análogo à Fig. 7 do caso do Mar de Celebes. Imagem SAR Sentinel-1 capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3, portanto 05/01/2022 às 21:42 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/1DTRtljZ>), menos de um ciclo semidiurno $1M_2 = 12.h25m$ após as passagens destes. Notar a faixa brilhante correspondente à secção rugosa da OIS principal com aproximadamente 3 quilómetros de largura. O traço em vermelho indica a direção da passagem 190 dos ciclos 42 e 217, respetivamente..... 46

Figura 9 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 7 e 8 do caso do Mar do Sul da China. Imagem OLCI Sentinel-3A capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3, portanto 15/05/2021 às 02:28 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/2HMMM7j>), cerca de $1M_2 = 12h25m$ antes das passagens destes, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 12 dos ciclos 19 e 194, respetivamente. Notar a diferença de ângulo entre as OISs e o traço, assim como a largura dos solitões em comparação com os outros casos. 47

Figura 10 - Caso do Mar de Banda em 8 de março de 2022 com a OIS principal marcada com um retângulo azul. Os painéis a) a c) mostram o σ_0 , SSHAs e SWHs obtidos de produtos operacionais de nível-2 do S6 a 20 Hz e processados com o Ocean Retracker. Análogo para o J3 nos painéis d) a f), processados com MLE4 e ALES (também em 20 Hz, exceto nas SSHAs para o MLE4). Nota-se que o σ_0 do J3 também é mostrado no painel a) em vermelho (usando o retracker MLE4) com um deslocamento para destacar as suas modulações opostas às do S6 nas proximidades das OISs. O mesmo é feito no painel d), onde se mostra o σ_0 do S6 com um deslocamento para destacar a sua correlação com o retracker ALES. 48

Figura 11 - Análoga à Fig. 11 para o caso do Mar de Celebes em 5 de janeiro de 2022. O destaque para este caso é a região de ausência de sinal no painel e), o que pode indicar perda de dados SSHA para os produtos operacionais do J3 de nível-2.49

Figura 12 - Análoga às Fig. 10 e 11 para o caso do Mar do Sul da China em 15 de maio de 2021. Assim como na Fig. 10, fica o destaque para as ausências de sinal no painel e) e neste caso também no painel f), indicando uma perda de dados SSHA e SWH nos produtos operacionais do J3 de nível-2. 49

Figura 13 - Coeficientes de correlação de Pearson (R) para todos os casos listados na Tabela 2 e calculados conforme descrito nesta subsecção. Os círculos verdes representam correlações entre S6 e J3 (ALES) e correlações a vermelho entre S6 e J3 (MLE4). Dois conjuntos de coeficientes de correlação são mostrados: à esquerda para as OISs principais (R OIS) e à direita para as regiões não perturbadas pelas ondas (R Superfície). O σ_0 de um caso representativo é mostrado para o Mar de Celebes utilizando dados suavizados com uma média de cerca de 10 quilómetros (ver também Fig. 8)..... 53

Figura 14 - Caso do Mar de Banda em 8 de março de 2022 com a OIS principal marcada com um retângulo azul. Os painéis a) a c) mostram sinais de σ_0 em 20Hz obtidos de produtos operacionais de nível-2 do S6 e J3 para diferentes algoritmos de retracking. O painel a) apresenta o σ_0 processado em modo SAR (S6 HR em cor preta) e em modo LRM (S6 LRM em cor azul). Análogo ao painel a), o painel b) apresenta o σ_0 do J3 MLE4 (vermelho) e do S6 LRM (azul). No painel c), semelhante aos anteriores, o σ_0 é apresentado para o S6 HR (preto) e para o J3 Adaptive (verde).
.....55

Figura 15 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 7, 8 e 9 referente ao caso de estudo do Mar de Banda do dia 04/02/2021. Imagem SAR Sentinel-1 capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3 às 20:47h do mesmo dia, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 253 dos ciclos 8 e 183 respectivamente. A imagem ilustra o que podem ser frentes oceânicas, que por sua vez podem vir a ser confundidas nos sinais dos parâmetros altimétricos como correspondentes às OISs.
.....57

Figura 16 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 10, 11 e 12 referente ao caso de estudo do Mar de Banda do dia 04/02/2021. Em retângulo azul, a região onde poderia haver má interpretação do sinal como decorrente à passagem de uma OIS. Nota-se que a característica de oposição de fase do σ do J3 (MLE4) e S6 também ocorre para este caso, mesmo não tratando-se de um sinal de OIS. 58

Índice de Tabelas

Tabela 1 - Resumo dos produtos operacionais nível-2 dos altímetros J3 (parte superior) e S6 (parte inferior). 39

Tabela 2 - Descrição geral dos 7 casos de estudo selecionados. Em vermelho, informações do dia e horário da passagem dos altímetros J3/S6, a coordenada da OIS principal (ver Figs. 7 a 9), velocidade do vento em superfície e o parâmetro SWH). Em azul, data da imagem de apoio (ver Figs 7 a 9), coordenadas das OISs na imagem, dimensões das secções lisas e rugosas, distância entre os solitões e ângulos entre o traço dos altímetros e a direção de propagação das OISs..... 41

Tabela 3 - Visão geral dos 7 casos supervisionados listados na Tabela 2 mostrando variações em σ_0 , SSHAs e SWHs nas principais OISs..... 54

Lista de siglas e acrónimos

ESA	<i>European Space Agency</i>
ISWs	<i>Internal Solitary Waves</i>
LRM	<i>Low-Resolution Mode</i>
MLE	<i>Maximum Likelihood Estimator</i>
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MSI	<i>MultiSpectral Instrument</i>
MSS	<i>Mean Sea Surface</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
OI	Onda Interna
OIS	Ondas Interna Solitária
OLCI	<i>Ocean and Land Colour Imager</i>
OR	<i>Ocean Retracker</i>
PL	<i>Pulse-limited</i>
PRF	<i>Pulse Repetition Frequency</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SRAL	<i>Synthetic Aperture Radar Altimeter</i>
SSHA	<i>Sea Surface Height Anomaly</i>
SWH	<i>Significant Wave Height</i>
UTC	<i>Universal Time Coordinates</i>
σ_0	sigma0 (coeficiente de retrodifusão de radar)
R	alcance
c	velocidade da luz
Δt	intervalo de tempo

1. Introdução

1.1 Motivações e Objetivos

O conjunto de técnicas de observação e monitorização da superfície terrestre e dos oceanos através de inúmeros sensores que captam energia eletromagnética refletida ou emitida é nomeado de Detecção Remota. A observação pode ser feita através de imagens ou sinais que transmitem a informação da superfície de forma remota (como o nome sugere), uma vez que os sensores de captação distam dos objetos de estudo em escalas de metros, como no caso de fotografias aéreas em avião ou Veículo Aéreo Não Tripulado, a até mesmo centenas de quilómetros de altitude no caso dos satélites e altímetros. Tais sensores, por sua vez, diferenciam-se em dois tipos particulares, nomeadamente sensores passivos e ativos (Alexander et al., 1983; Kupfer e Emerson, 2005).

Os sensores passivos medem a radiação eletromagnética proveniente do Sol que é refletida pela superfície ou atmosfera terrestre ou ainda a radiação térmica emitida pela Terra, como no caso dos sensores óticos de imagem (a exemplo do OLCI no Sentinel-3). Os sensores ativos, por sua vez, medem o sinal de retorno da energia emitida pelo próprio sensor, como por exemplo os satélites de imagem de Radar de Abertura Sintética (SAR do inglês Synthetic Aperture Radar) como o Sentinel-1 e altímetros radar como o Jason-3 e Sentinel-6 (Kupfer e Emerson, 2005; Lin, 2013).

Ao longo dos anos, os diversos campos de atuação da DR evoluíram desde a interpretação de fotografias aéreas até a análise de imagens de satélites. Em consequência dos avanços nas tecnologias dos sistemas de sensores e computação, estudos que antes eram concentrados apenas em áreas locais, agora podem ser realizados em escalas globais como as dos oceanos (Estes et al., 2001). Neste cenário, o oceano com a sua vasta magnitude é, provavelmente, o palco de operação principal das diversas técnicas de DR. Dessa forma, é possível obter parâmetros e medidas significativas e precisas das mais variadas regiões oceânicas que, em sua totalidade, correspondem a mais de 70% da área de superfície da Terra.

Quando se trata de ciências oceânicas em geral, a altimetria por satélite apresenta-se como uma das técnicas de DR mais utilizadas - há mais de 30 anos - que é de fundamental importância para inúmeras aplicações em estudos de dinâmica costeira e dos oceanos, como a monitorização do nível do mar ou de zonas aquíferas

continentais como lagos e rios (Stammer e Cazenave, 2017; Ribal e Young, 2019). Para esta monitorização, o radar presente no sensor altímetro emite um pulso de radiação eletromagnética que, ao ser refletido pela superfície oceânica, possibilita que sejam estimados parâmetros geofísicos através da análise deste sinal (Brown, 1977; Frappart et al., 2017).

Recentemente, a altimetria por satélite protagonizou um importante marco científico nesta categoria da Detecção Remota por satélite. Pela primeira vez na história, um altímetro SAR foi colocado em operação na chamada *órbita de referência* dos altímetros convencionais. Nesta configuração particular, que é chamada de fase *tandem*, o Sentinel-6 (satélite lançado em novembro de 2020 com um altímetro SAR) esteve em órbita apenas 30 segundos antes de seu antecessor (o altímetro convencional Jason-3 da série de missões Jason) (Donlon et al., 2021). Como veremos no decorrer deste trabalho, embora partilhem do mesmo princípio de medição altimétrica de emissão e receção de um pulso do radar, altímetros convencionais e SAR (i.e. Jason-3 e Sentinel-6, respetivamente) apresentam profundas diferenças nas suas geometrias de aquisição de dados. Nomeadamente, essa diferença evidencia-se mais no que é chamado de *pegada altimétrica*, ou seja, a área da superfície iluminada pela antena do altímetro que irá corresponder a região onde os ecos do altímetro serão captados.

Considerar essa diferença de aquisição é importante neste contexto de transição da altimetria convencional para altimetria com sensores com processamento SAR. De facto, é assumido nos chamados ecos do altímetro de Brown (ou *brownianos*) que as propriedades da superfície do mar iluminada são consideradas constantes dentro da pegada do altímetro (ver e.g. Brown, 1977 e Hayne, 1980). Na superfície oceânica real, isso pode significar que diferentes fenómenos podem modular a retrodifusão do radar em escalas menores do que a pegada típica do altímetro convencional, mas maiores do que (ou comparáveis com) a resolução dos altímetros SAR- significando, em última análise, que uma superfície uniforme de Brown poderia ser simultaneamente válida e inválida para um SAR e altímetros convencionais (respetivamente).

Na particularidade do cenário apresentado pela fase tandem, em que apenas 30 segundos separam os altímetros Sentinel-6 e Jason-3, podemos assumir que os altímetros estão a observar o mesmo fenómeno oceânico (como reportado por Rieu et al., 2021), embora com diferença nas áreas iluminadas (diferentes pegadas altimétricas) - sendo que em cada uma delas é assumido que a região iluminada obedece a condição de superfície uniforme de Brown.

Como, então, escolher um fenómeno que fosse ideal para ser amostrado nas escalas espaciais tanto dos altímetros convencionais como dos SAR? Sabe-se que em geral, a altimetria por satélite pode ser usada para detetar assinaturas na superfície do mar de fenómenos oceânicos de alta frequência. Portanto, à luz desta pergunta e desta possibilidade apresentada pela altimetria, naturalmente chegamos a fenómenos como as Ondas Internas (OIs, do inglês *Internal Waves*), uma vez que as OIs apresentam padrões de interação com a superfície do mar que alteram profundamente a rugosidade desta superfície. Além de perceptíveis na altimetria, os padrões de alteração em secções lisas e rugosas são visíveis desde o olho humano até as imagens de satélite, conforme pode ser visto na Fig. 1, que mostra uma classe especial de OIs que são conhecidas como Ondas Internas Solitárias (OISs, a ser aprofundado nas próximas subsecções).

Conforme a rugosidade da superfície oceânica é modificada devido à passagem de ondas internas, a superfície uniforme de Brown que é assumida na altimetria será mais ou menos válida dependendo da pegada do altímetro. Sendo assim, os altímetros de radar também são sensíveis a estes processos, de onde se destaca que os altímetros comparam o eco do altímetro recebido com as características de um eco padrão de uma superfície uniforme de Brown. Deste modo, nota-se que a passagem de uma onda interna se evidencia em parâmetros altimétricos como a retrodifusão de radar (σ_0), a Anomalia da Altura da Superfície do Mar e na Altura Significativa de Onda (Magalhães e da Silva, 2017; Magalhães et al., 2021; Santos-Ferreira et al., 2018, 2019, 2022).

Consequentemente, torna-se importante o estudo das particularidades das ondas internas no que diz respeito às assinaturas destes fenómenos na superfície do oceano e como é que elas se evidenciam e diferenciam nos diversos parâmetros geofísicos medidos pela altimetria por satélite. Além disso, também é necessário a descrição e comparação entre os produtos operacionais de altímetros que utilizam tecnologias diferentes para captar o mesmo fenómeno observado, como no caso do Jason-3 e Sentinel-6.

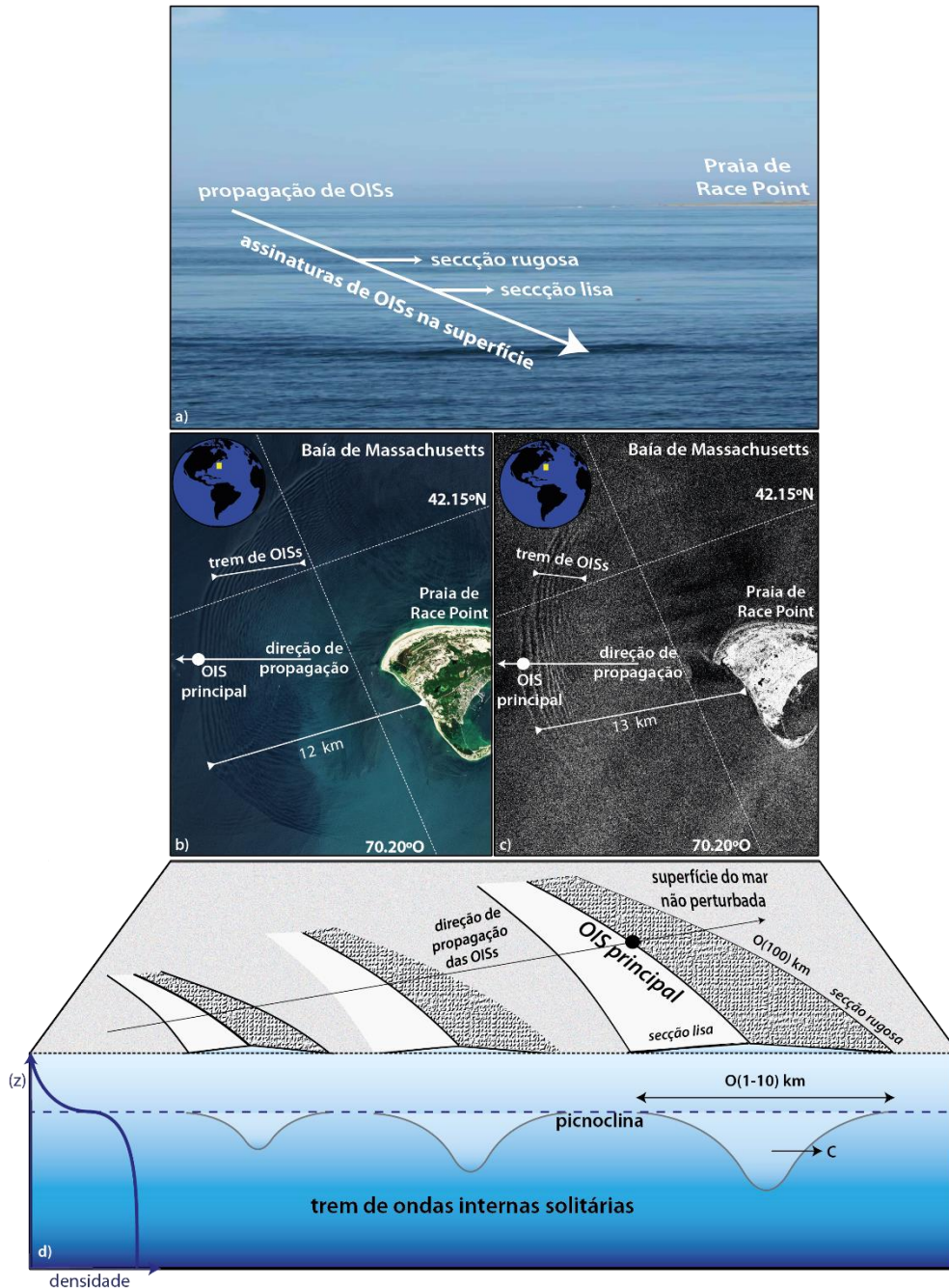


Figura 1 - O painel a) mostra as manifestações de superfície de um trem de ondas internas com secções lisas e rugosas visíveis na Baía de Massachusetts (Estados Unidos da América, ver mapa no canto superior esquerdo). Fotografia gentilmente cedida por J.C.B. da Silva. O painel b) mostra a região da Baía de Massachusetts numa imagem capturada pelo Sentinel-2 às 15:41 do dia 17 de agosto de 2021 (ver https://odl.bzh/bj_2Ptxc). O painel c) é análogo ao painel b) com uma imagem SAR do Sentinel-1 capturada às 22:35 do dia 21 de agosto de 2021 (ver <https://odl.bzh/4spVyRGI>). Ambos apresentam trem de ondas internas. O painel d) mostra um esquema ilustrativo da propagação de um trem de ondas internas ao longo da picnoclina. A primeira (e normalmente a maior) onda é identificada como a onda interna principal.

O Jason-3 (J3) é uma missão oceanográfica de altimetria por satélite para fornecer à comunidade científica dados e estudos sobre mudanças climáticas, fenómenos oceânicos e parâmetros como a anomalia do nível do mar, altura significativa das ondas, altura da superfície do mar, entre outros (Scharroo, 2016). A missão utiliza um radar altímetro convencional e foi lançada em 17 de janeiro de 2016 e foi criada em uma parceria entre o Centre National d'Études Spatiales (CNES), a NASA, a European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) e finalmente o National Oceanic and Atmospheric Satellites Administração (NOAA) (CNES et al., 2018).

O Sentinel-6 (S6) também é uma missão de altimetria por satélite e apresenta-se como sucessor do J3. Foi lançado em 21 de novembro de 2020, numa missão cooperativa envolvendo as mesmas organizações que o Jason-3 e incluindo a Agência Espacial Europeia (ESA). Ao contrário do seu antecessor, a missão Sentinel-6 opera com um altímetro SAR na mesma órbita do Jason-3 e foi desenhada para fornecer dados oceânicos mais precisos no que diz respeito à resolução espacial da pegada do altímetro (ver e.g. Donlon et al., 2021). No entanto, o S6 traz ainda uma outra novidade. Ao mesmo tempo em que introduz a tecnologia SAR na órbita de referência, o seu altímetro também realiza medições simultâneas no modo de resolução convencional equivalente ao J3. Este também é um marco inédito na história da altimetria e possibilita uma melhor intercalibração entre os dados históricos da altimetria convencional e os novos dados SAR (Scharroo et al., 2016; Donlon et al., 2021).

Tanto o J3 como o S6 fazem parte de uma série de missões da altimetria que começaram em 1992. Nesta série, que inclui ainda as missões TOPEX-POSEIDON e os Jason-1/2, cada altímetro foi lançado sequencialmente com uma órbita com as seguintes características: $\pm 66,05^\circ$ de inclinação, 1380 quilómetros de altitude no apogeu, 1328 quilómetros de altitude no perigeu e 112 minutos por revolução, resultando em um ciclo de repetição de aproximadamente 10 dias (Scharroo et al., 2016; Donlon et al., 2021). As características desta órbita são importantes, uma vez que esta é conhecida na altimetria por satélite como a *órbita de referência*.

Neste sentido, destacamos novamente que o S6 se apresenta como uma missão de extrema e particular relevância, devido ao fato de que pela primeira vez na história da altimetria por satélite, a tecnologia SAR é introduzida na órbita de referência, possibilitando medidas com maior resolução espacial nas mesmas regiões onde os altímetros convencionais vêm realizando observações desde 1992 (Donlon et al., 2021).

Uma vez que manifestações de OISs na superfície do mar foram detetadas recentemente nos dados de radar altímetro convencional da missão Jason-2 (Magalhães e da Silva, 2017) e do satélite Sentinel-3, denominado SAR radar altímetro (SRAL) (Santos-Ferreira et al., 2018, 2019, 2022; Zhang et al., 2020), a configuração em fase tandem dos altímetros J3 e S6 mostrou-se uma excelente oportunidade de analisar como é que as assinaturas de OISs na superfície oceânica são captadas de forma diferente para cada altímetro, sendo esta a motivação principal para o estudo realizado.

Deste modo, o objetivo deste trabalho é comparar essas assinaturas de superfície das OIs entre o altímetro de radar convencional do J3 e o novo altímetro SAR do S6, direcionando o estudo sob o foco de como os parâmetros geofísicos σ_0 , SSHA e SWH são afetados na perspetiva das manifestações de superfície das ondas internas. Ao assumirmos para a região oceânica uma superfície uniforme de Brown, podemos comparar como os parâmetros geofísicos medidos são alterados à luz da teoria de OIs. Para este efeito, no contexto da fase tandem entre o S6 e J3, identificamos passagens de OIs em casos de estudo nas regiões correspondentes ao Mar de Banda, Mar de Celebes e Mar do Sul da China. Para esta comparação, procurou-se detetar padrões de rugosidade da superfície oceânica decorrente da passagem de ondas internas solitárias com assinaturas diferentes nos conjuntos de dados do J3 e S6, bem como encontrar diferenças sistemáticas entre os diferentes algoritmos dos produtos operacionais de nível-2 de ambos altímetros em questão.

O presente trabalho conta com mais 4 secções posteriores a esta. No restante desta primeira secção há a fundamentação teórica por trás dos objetos de estudo deste trabalho, nomeadamente a altimetria por satélite e as particularidades entre as diferenças entre a altimetria convencional e SAR, a fase tandem do Sentinel-6 e Jason-3, e as ondas internas. Depois, na secção 2, abordamos a metodologia utilizada no trabalho para seleção dos casos de estudo e caracterização dos produtos operacionais. De seguida, na secção 3, apresentamos os resultados obtidos, começando por uma descrição e comparação dos produtos operacionais das missões altimétricas J3 e S6, bem como a descrição das diferenças entre os parâmetros e assinaturas de ondas internas captadas por cada altímetro. Por último, apresentamos nas secções 4 e 5 as discussões finais e conclusões sobre os casos abordados, respetivamente, além de possíveis direções de estudos futuros.

1.2 Altimetria por satélite

Atualmente, a altimetria é uma técnica de imensurável importância para os serviços de monitorização e estudo global do oceano, zonas costeiras e em zonas continentais como lagos e rios (Donlon et al., 2021). Neste cenário, os radares altímetros são capazes de medições globais da superfície do mar, sendo estas medidas utilizadas nos estudos dos mais variados processos de sub-mesoescala e mesoescala oceânica (o que engloba fenómenos com escalas espaciais da ordem de 1 a 100 quilómetros) que estão associados à circulação geral do oceano e alteram a topografia da superfície do mar (Shum et al., 1995; Stammer e Cazenave, 2017) - como é o caso das ondas internas, objeto de estudo deste trabalho.

Embora a altimetria por satélite tenha começado a ser desenvolvida no final da década de 1960, pode-se colocar como o marco inicial das missões altimétricas o início da década de 1990. Neste caso, em 1991, a Agência Espacial Europeia (ESA) lançou a missão ERS-1 e em 1992, numa missão conjunta entre a National Aeronautics Space and Administration (NASA) e o Centre National d'Études Spatiales (CNES), foi lançada a missão TOPEX/POSEIDON (Shum et al., 1995) na já mencionada órbita de referência da altimetria. Após este início, uma série de satélites com radares altímetros a bordo foram sequencialmente lançados nesta mesma órbita - o último e mais recente dos quais é o S6. Desde o marco inicial, as missões possuem uma base de dados climatológica que correspondem a mais de 30 anos de informações contínuas sobre a superfície oceânica (ver e.g. Chelton et al., 2001; Donlon et al., 2021).

O funcionamento da medição de um altímetro pode ser explicado de forma simples: enquanto o satélite voa sobre a superfície do oceano, o radar emite pulsos de radiação eletromagnética, onde a distância do satélite para a superfície do oceano é inferida a partir do intervalo de tempo entre o momento da emissão do pulso durante o voo e da receção do sinal após ser refletido pela superfície do oceano. As bandas de frequência mais utilizadas na emissão do sinal são as Ku e C, com frequências de 13.6GHz e 5.3GHz e comprimentos de onda aproximadamente de 2.2cm e 5.7cm, respetivamente. Nesse caso, a primeira frequência dá o melhor benefício entre a capacidade tecnológica e relação com as perturbações da atmosfera, enquanto a segunda tem a principal função de ajudar com correções geofísicas para as medições, uma vez que é mais sensível às perturbações da ionosfera e vapor d'água (ver e.g. Lee-Lueng e Cazenave, 2021). O intervalo de tempo entre o sinal emitido e recebido pelo altímetro pode ser transformado na distância do satélite para a superfície do oceano através da Equação 1 (Shum et al., 1995):

$$R = R_{obs} + \Delta R; R = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (1)$$

onde R_{obs} é o valor da distância propriamente medida pelo sensor; ΔR são todas as correções geofísicas necessárias e previamente estabelecidas devido à interação do sinal com o oceano, atmosfera (por exemplo, correções ionosféricas) e efeitos de maré; e c é a velocidade do pulso emitido pelo altímetro. A Fig. 2 ilustra este princípio de medição:

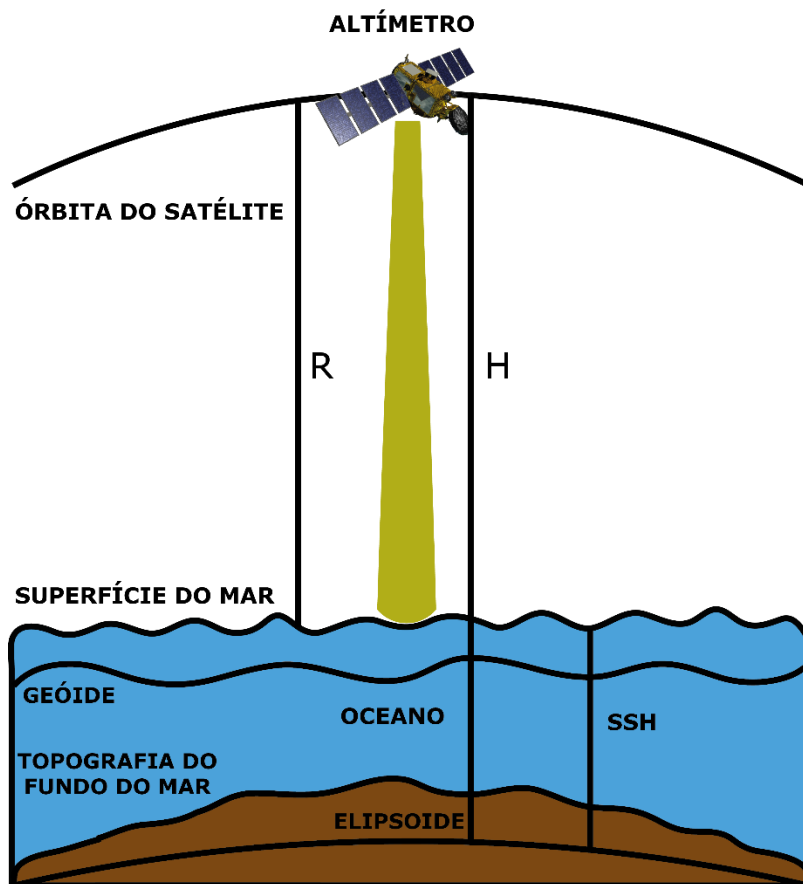


Figura 2 - Esquema ilustrando a medição de um altímetro, em que R corresponde à distância entre o satélite e a superfície do mar e H é a distância do satélite ao elipsoide de referência da Terra. Em amarelo mostra-se a ilustração do pulso de radiação emitido pelo radar do altímetro. O SSH está indicado pela linha a ligar a superfície do mar e o elipsoide e é um parâmetro calculado através da subtração de H com R . Adaptado de Chelton et al. (2001).

Uma vez conhecida a distância satélite-oceano (R), pode-se ainda calcular o fator SSH ilustrado na Fig. 2 (Chelton et al., 2001; Fernandes et al., 2014):

$$SSH = H - R \quad (2)$$

Após a emissão do pulso e receção da reflexão deste, o sensor ajusta o sinal do eco do altímetro numa curva modelo. Na comunidade científica, o eco do altímetro é uma função do sinal recebido ao longo tempo e é conhecido como forma de onda (do inglês *waveform*). É esta forma de onda que é ajustada num processo que é conhecido pelo nome de “*retracking*” (Quartly, 2021). Basicamente, a capacidade do altímetro de extrair parâmetros geofísicos através dos algoritmos de *retracking* é baseada numa interpretação da forma de onda onde se incluem, por exemplo, os declives da parte inicial e final do eco recebido (referido como o *leading* e *trailing-edge*) (Hammond et al., 1977).

Neste caso, portanto, é importante referir que as principais quantidades físicas inferidas pelo altímetro são: i) a já referida altitude do satélite em relação à superfície do oceano (decorrente do tempo de viagem da emissão e receção do pulso); ii) a altura significativa das ondas oceânicas (decorrente da forma do sinal); iii) o coeficiente de retrodifusão de radar decorrente da rugosidade e da velocidade do vento na superfície dos oceanos conhecido como σ_0 (Chelton et al., 2001; Fernandes et al., 2021).

1.2.1 Parâmetros geofísicos

De modo a explicar em mais detalhe o processo de observação da assinatura de uma onda interna pelos altímetros, começaremos por definir os principais parâmetros geofísicos medidos pela altimetria que são afetados no contexto da passagem de uma onda interna, nomeadamente: coeficiente de retrodifusão de radar (do inglês *radar backscatter*), a Anomalia da Altura da Superfície do Mar (SSHA, do inglês *Sea Surface Height Anomaly*) e a Altura Significativa da Onda (SWH, do inglês *Significant Wave Height*). Em consistência com a literatura científica e também com o artigo apresentado no Anexo 1 deste trabalho, iremos utilizar as siglas dos parâmetros em inglês nos capítulos que se seguem.

Coefficiente de retrodifusão de radar (σ_0)

O coeficiente de retrodifusão de radar (a partir de agora nomeado apenas como σ_0), é o parâmetro que mede a potência do sinal de retorno, ou seja, da forma de onda típica da superfície oceânica e, conforme dito anteriormente, é um dos principais parâmetros geofísicos medidos pela altimetria por satélite. A retrodifusão de radar está associada, entre outras coisas, à rugosidade da superfície oceânica em questão. Para este contexto, entende-se como rugosidade da superfície oceânica a ondulação natural encontrada na superfície do mar, que por sua vez estará relacionada com a parte do eco de radar que retorna ao altímetro (ver Fig. 3) (Magalhães e da Silva, 2017; Alpers, 1985).

Autores como Barrick e Peake (1968) mostraram que o sinal de retorno medido pelo altímetro radar consiste no retorno especular total de todas as facetas espelhadas orientadas perpendicularmente à radiação incidente dentro da área da pegada altimétrica, sendo por isto também denominado de Secção Transversal do Radar Normalizada (do inglês *Normalized Radar Cross Section*).

Nesse contexto, o σ_0 é o parâmetro primário no qual as OISs podem ser identificadas através da altimetria por satélite. Devido às alterações na rugosidade da superfície do mar causada por estes fenómenos, tais alterações induzem padrões de aumento e diminuição do σ_0 que se notam em escalas de poucos quilómetros e com transições quase instantâneas entre eles - tanto por altímetros convencionais como por altímetros SAR, de acordo com Magalhães e da Silva (2017) e Santos-Ferreira et al. (2018, 2019 e 2022), respetivamente.

Neste sentido, novamente conforme mostrado por Magalhães e da Silva (2017) e ilustrado na Fig. 3, uma vez aumentada a rugosidade na superfície, haverá perdas de potência do sinal de retorno medido pelo altímetro devido à reflexão difusa do sinal. Ainda segundo os mesmos autores, o contrário ocorre numa superfície lisa (i.e. onde a rugosidade da superfície do mar é reduzida), onde o retorno do sinal medido é aumentado na direção do nadir devido à reflexão especular.

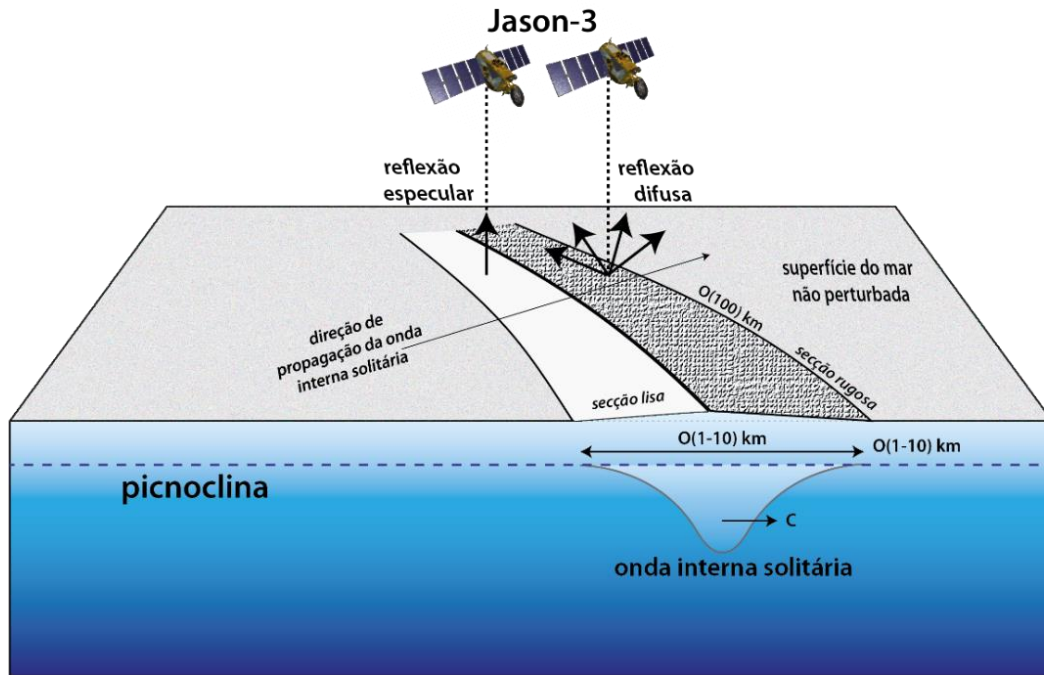


Figura 3 - Ilustração da diferença entre a reflexão do sinal de retorno do radar altímetro de acordo com as características da superfície oceânica na presença da passagem de ondas internas solitárias. Numa superfície rugosa, a reflexão do sinal é difusa, enquanto numa superfície lisa, a reflexão é especular.

No entanto, o σ_0 tem a tendência de apresentar assinaturas diferentes quando comparados os sinais medidos por altímetros convencionais e altímetros SAR, uma vez que o seu valor também é uma função da área da pegada altimétrica, que é diferente para cada tecnologia (Santos-Ferreira et al., 2018). Posteriormente, iremos explorar essas diferenças na perspectiva dos altímetros J3 e S6. De forma geral, tanto para a altimetria SAR quanto para a convencional, a equação do radar pode ser escrita como:

$$\sigma_0 = \frac{(4\pi)^3 R^4}{t_\lambda^2 G_0^2 \lambda^2 A_{eff} P_t} P_r \quad (3)$$

onde R é a distância entre o satélite e a superfície do mar, t_λ é a capacidade da atmosfera em transmitir energia eletromagnética, G_0 é o ganho máximo da antena, λ é o comprimento de onda do pulso, A_{eff} é a área de cobertura efetiva da pegada altimétrica sobre os ângulos subtendidos pela largura do feixe da antena e P_t é a potência do pulso transmitido (Chelton et al., 1989).

Como todas as quantidades no fator multiplicativo do lado direito da equação são parâmetros conhecidos do altímetro radar ou podem ser determinados a partir da geometria de medição, a potência de retorno Pr e, portanto, também o σ_0 dependem finalmente da rugosidade da superfície oceânica observada. A rugosidade de superfície, por sua vez, além de ser modulada pela própria passagem das ondas internas, também aumenta ou diminui de acordo com a velocidade do vento em superfície, pelo qual este é um parâmetro também medido pela altimetria por satélite e que deve ser considerado (Chelton et al., 2001).

Anomalia da Altura da Superfície do Mar (*Sea Surface Height Anomaly* - SSHA)

A Altura da Superfície do Mar (SSH, do inglês *Sea Surface Height*) é uma quantidade física que indica o valor da altura da superfície oceânica relativa ao elipsoide de referência (ver Fig. 2).

Conforme indicado pela Equação 3, uma vez conhecida a distância satélite-oceano (i.e. R na Fig. 2), bem como o elipsoide de referência da Terra, pode-se calcular o fator SSH. Neste sentido, a partir de uma série de medições do fator SSH feitas pelos altímetros ao longo dos anos, é possível que seja calculada a média das alturas da superfície oceânica, em inglês Mean Sea Surface (MSS).

Uma vez conhecida a MSS, podemos calcular o parâmetro SSHA que dá a alteração da altura da superfície oceânica. Deste modo, da MSS a SSHA pode ser calculada de acordo com (Nerem e Mitchum, 2001; Taqi, Ahmed M. et al., 2020):

$$SSHA = SSH - MSS \quad (4)$$

Altura Significativa da Onda (*Significant Wave Height* - SWH)

Em oceanografia física, pelo fato de existir uma grande variedade de alturas das ondas oceânicas, é comum definir a altura média do terço mais alto das ondas como a característica descritiva ao tratar da altura das ondas em geral. Esta quantidade física tem o nome de Altura Significativa de Onda (SWH, do inglês *Significant Wave Height*) (Talley et al., 2011).

Como dito anteriormente, a forma de medição da SWH é feita pelos altímetros na análise da forma de onda típica da superfície oceânica, pelo qual está relacionada com a inclinação da *leading-edge* da forma de onda. Nesse caso, de acordo com Chelton et al. (2001), o valor aproximado da SWH é definido estatisticamente como

quatro vezes o desvio padrão das alturas das ondas oceânicas que ocorrem na área da pegada altimétrica na superfície do mar.

1.2.2 Altimetria convencional e Altimetria SAR

Embora o princípio de medição dos altímetros seja o mesmo, a geometria de aquisição apresenta-se basicamente de duas formas: modo convencional e modo SAR (ver Fig. 4). Nesta secção, discute-se estes dois modos de operação, uma vez que possuem particularidades que irão influenciar diretamente na resolução dos sensores na superfície oceânica e, portanto, nas assinaturas das ondas internas captadas pelos altímetros.

Altimetria convencional

Como mencionado anteriormente, os altímetros produzem uma medição da intensidade e forma do sinal de retorno em função do tempo, no que é conhecido como forma de onda. No que se refere à altimetria convencional, sejam nas missões passadas ou nas atuais, a maioria dos altímetros desta categoria opera no que é chamado de modo de baixa resolução (LRM, do inglês *Low Resolution Mode*). No LRM, a geometria de aquisição utilizada é a geometria de pulso-limitado (PL, em inglês *pulse-limited*). A técnica PL baseia-se no princípio de emissão contínua de pulsos numa taxa de frequência de repetição de aproximadamente 2kHz (ver Fig. 7) que, após interação com a superfície do mar, produzirão o que chamamos de pegada altimétrica (Chelton et al., 1989).

Tradicionalmente, a pegada altimétrica é então definida como a área da superfície do mar iluminada pelo altímetro, que por sua vez depende da geometria do feixe (i.e. pela largura do feixe do padrão de emissão de sinais da antena) (Lee-Lueng e Cazenave, 2001). Neste caso, é importante notar que o pulso de radar emitido não é como um *laser*, em vez disso, ao deixar a antena, podemos observá-lo como um feixe de alargamento, ficando, portanto, mais largo à medida que avança. Sendo assim, a pegada altimétrica do LRM traz particularidades que irão definir a resolução do sensor na superfície.

Quando falamos de altimetria convencional, como no caso do J3, os pulsos emitidos pelo radar estão apontados ao nadir e originam um feixe que ilumina a superfície oceânica numa pegada altimétrica circular tipicamente de 3 a 5 quilómetros

de largura - dependendo principalmente do estado do mar, da altura da onda e da rugosidade da superfície oceânica. Neste contexto, um mar “calmo” ou uma superfície plana proporcionam uma pegada com resolução espacial com valor aproximadamente de 2 quilómetros, enquanto um mar que se apresenta muito agitado apresenta valores típicos de 10 quilómetros (Rosmorduc et al., 2011). A superfície iluminada, portanto, irá refletir o pulso emitido, o qual será captado de volta pelo sensor e originará a forma de onda, que será analisada com o objetivo de obter os parâmetros geofísicos, como dito anteriormente.

Como forma de contextualização, é importante relembrar que o Jason-3, uma das principais fontes de estudo desde trabalho, é uma missão oceanográfica que utiliza o modo de resolução LRM. A missão compreende um satélite com um radar altímetro convencional chamado *Poseidon-3* que utiliza duas bandas de frequência, Ku (13.575 GHz) e C (5.3 GHz), e funciona em ciclos de 254 passagens que revisitam a mesma área terrestre numa margem de ± 1 quilómetro. Como já vimos, isso significa que todos os locais ao longo do traço de passagem do Jason-3 são revisitados em torno de 10 dias, na chamada órbita de referência (CNES et al., 2018). Nas próximas secções deste trabalho, uma descrição maior das características e particularidades do Jason-3 será abordada, bem como os produtos operacionais existentes no conjunto de dados deste altímetro convencional.

Altimetria SAR

A altimetria SAR é a técnica mais recente e avançada da altimetria por satélite. Também conhecida pelo nome de Delay Doppler, neste tipo de tecnologia não ocorre a limitação pulso por pulso como no caso dos altímetros de radar convencionais, portanto, a largura de banda Doppler é explorada de forma completa para fazer uso mais eficiente da energia refletida pela superfície observada. A tecnologia SAR foi criada justamente com o objetivo de reduzir o tamanho da pegada do altímetro ao longo do traço quando comparada ao da altimetria convencional - ver Fig. 4 (Raney, 1998).

A técnica consiste na emissão de conjuntos fechados de pulsos (do inglês *closed-bursts*) como feixes. Em cada feixe, 64 pulsos são emitidos à uma taxa de frequência de repetição de aproximadamente 18 kHz, a exemplo dos primeiros altímetros SAR Cryosat-2 e Sentinel-3 (ver Fig. 5), sendo esta taxa maior quando comparados ao modo convencional (Moreau et al., 2021). Cada pulso recebido contém a resposta da superfície do mar referente à pegada original, como no caso da altimetria

convencional. Neste caso, a diferença é que os 64 pulsos de cada conjunto são processados de modo a gerar 64 feixes Doppler correspondentes, resultado da aplicação de uma Transformada Rápida de Fourier realizada na dimensão do tempo ao longo do traço do satélite.

Os feixes Doppler têm um padrão de iluminação limitado feixe por feixe na direção ao longo do traço, enquanto mantêm o pulso limitado na direção ortogonal, resultando numa pegada altimétrica retangular. Portanto, embora o modo SAR mantenha a resolução de um altímetro convencional na direção ortogonal (em inglês *across-track*), pelo fato do tamanho pequeno da pegada ao longo do traço do satélite (em inglês *along-track*) ser uma constante neste tipo de tecnologia, a resolução espacial nesta direção é da ordem de 300 m para um altímetro na banda Ku, o que se apresenta como uma enorme diferença em relação ao altímetro convencional. (Raney, 1998; Boy et al., 2017).

O modo SAR também fornece benefícios e tem um desempenho mais preciso do que a altimetria convencional para a observação de fenômenos de pequena escala oceânica - entre 1 e 30 quilômetros - como no caso das ondas internas, já que o efeito Doppler causado pelo movimento do satélite na direção ao longo do traço fornece o aprimoramento de resolução espacial nesta direção mencionado anteriormente (Raynal et al., 2018; Magalhães et al., 2021; Santos-Ferreira et al., 2018, 2019, 2022).

Devido a essas particularidades, altímetros convencionais e SAR também terão diferentes formas de ondas oceânicas (ver Fig. 4). No primeiro caso, este sinal tem uma forma característica que pode ser descrita analiticamente de acordo com o modelo de Brown (Brown, 1977), enquanto o segundo caso não segue o padrão previsto pelo modelo.

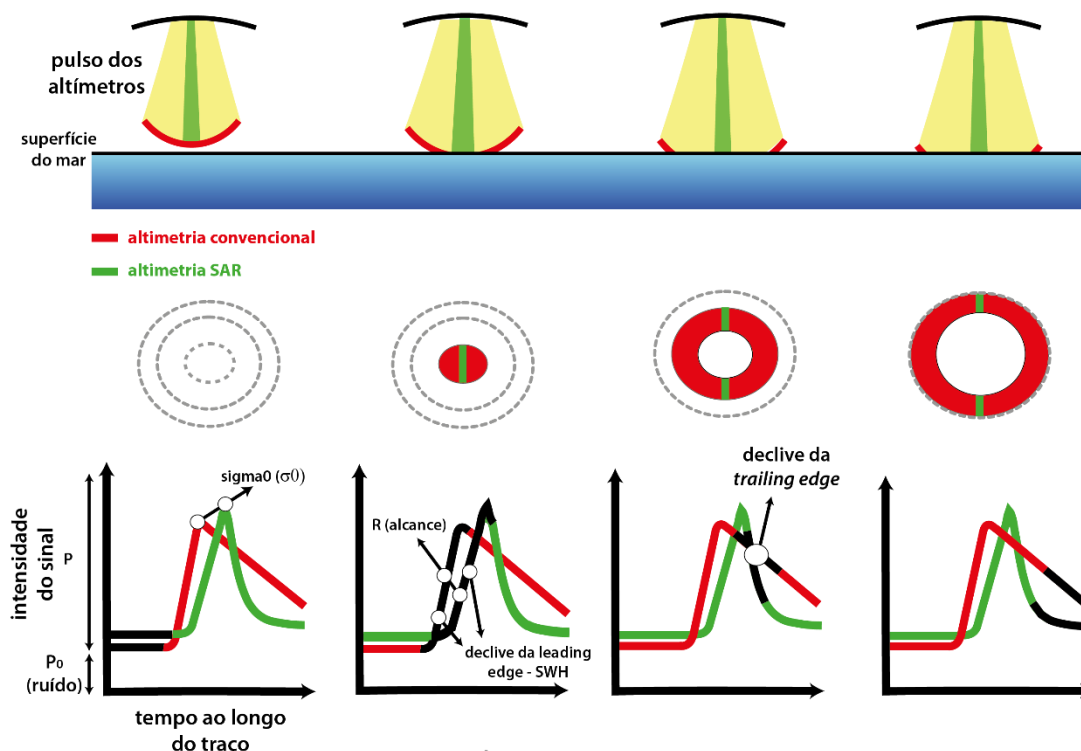


Figura 4 - Esquema de comparação entre as formas de ondas de um altímetro SAR e um altímetro convencional conforme a pegada altimétrica (ilustradas ao longo do tempo em quatro instantes de referências). Em vermelho, uma forma de onda correspondente à altimetria convencional; em verde, análogo para o SAR. O mesmo padrão de cor segue o mesmo para a geometria da pegada altimétrica. As partes das formas de onda de cor preta indicam em que estágio o sinal se encontra conforme a pegada altimétrica muda devido ao tempo ao longo do traço. Parâmetros como o σ_0 , R e SWH podem ser calculados em diferentes partes da forma de onda. Note-se que no início, quando não há iluminação da superfície, a pegada aparece em linha tracejada para ambos. Adaptado de Rosmorduc et al. (2011).

Relembramos também que o S6 utiliza a tecnologia SAR. No entanto, o S6 é equipado com um altímetro chamado *Poseidon-4* que utiliza um modo operacional inédito chamado de *SAR Interleaved*, sendo, portanto, diferente da tecnologia SAR tradicional apresentada até agora.

A taxa de frequência de repetição de pulso utilizada pelo modo *SAR Interleaved* é de aproximadamente 9kHz, o que é aproximadamente 4 vezes maior do que a utilizada no seu antecessor J3, mas é a metade da frequência que é utilizada nas missões CryoSat-2 e Sentinel-3 (ver Fig. 5), as outras missões de altimetria SAR lançadas. Isso significa que o modo *SAR Interleaved* possibilita uma operação simultânea dos modos de resolução SAR e LRM, sendo que esta operação simultânea tem o propósito de auxiliar na intercalibração do J3 e S6 e estudar a transição da altimetria convencional para a SAR (Donlon et al., 2021). Ainda segundo o autor, para

otimizar a abordagem de medição, foi criado para o S6 um cronograma intercalado de conjuntos de pulsos abertos, os *open-bursts*. O cronograma de transmissão e receção do pulso é organizado para que as receções ocorram no intervalo das transmissões, o que aumenta o número de observações de um único alvo. Esta configuração é possível pois o altímetro coloca uma banda de frequência a operar em modo SAR e outra a operar em modo LRM (equivalente ao utilizado no altímetro convencional J3) que também serve para correções ionosféricas, nomeadamente nas bandas Ku (13.575GHz) e C (5.41 GHz).

A Fig. 5 ilustra os três modos de operação da altimetria aqui citados. Entretanto, assim como no caso do J3, uma descrição mais detalhada sobre os produtos operacionais do S6 será apresentada nas próximas secções deste trabalho.

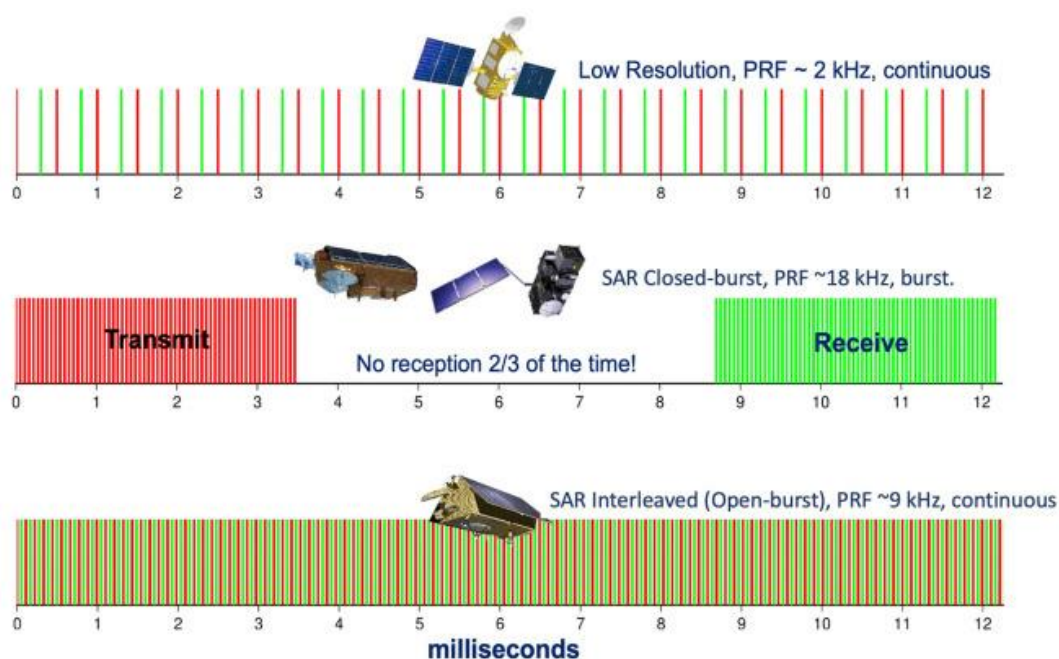


Figura 5 - Esquema de comparação entre os modos de resolução altimétrica Low Resolution, SAR e SAR Interleaved. Para todos os casos, em cor vermelha estão os pulsos transmitidos pelo radar; em cor verde, os pulsos recebidos. Notar que que o modo Low Resolution é o do Jason-3 e o modo SAR Interleaved é o do Sentinel-6. Retirado de Donlon et al., 2021.

1.2.3 Fase *tandem*: Jason-3 e Sentinel-6

Após o seu lançamento em novembro de 2020, o S6 esteve posicionado na mesma órbita do J3 (apenas 30 segundos atrás deste) até março de 2022, no que é conhecido na altimetria por satélite como fase *tandem* da missão. Os estágios de calibração em fase *tandem* são uma prática comum em missões de altimetria de referência, uma vez que se mostram essenciais para os procedimentos de intercalibração necessários para unificar conjuntos de dados científicos comuns, mas adquiridos por diferentes instrumentos de diferentes satélites (Leuliette et al., 2004, Quartly et al., 2021). No essencial, o novo satélite que está a chegar é colocado em órbita com o seu antecessor (normalmente separados por um intervalo de tempo curto). Deste modo, durante este estágio ambos os instrumentos podem ser assumidos como estando a medir os mesmos fenómenos no solo e quaisquer diferenças entre eles deverão ser (em princípio) de origem instrumental.

Quando se trata dos altímetros do J3 e do S6, é importante relembrar que a fase *tandem* traz um cenário inédito na história da altimetria por satélite, onde o alinhamento entre eles possibilita que as diferenças entre altímetros convencionais e SAR sejam exploradas de forma única. Nesse caso, embora seja natural que apresentem diferenças devido aos respetivos instrumentos, é esperada ainda uma diferença proveniente das diferentes geometrias de aquisição entre um altímetro convencional e um SAR.

Sendo assim, na comparação entre as duas tecnologias, não se pode negligenciar que fenómenos oceânicos serão observados de forma diferente dependendo de como suas escalas espaciais e orientação são amostradas nas geometrias de aquisição dos altímetros convencional e SAR. Como citado anteriormente, altímetros SAR e convencionais apresentam diferenças na resolução espacial ao longo do traço que vão da ordem de centenas de metros até quilómetros (ver Santos-Ferreira et al., 2018 e referências deste). Nesse caso, as OISs apresentam-se como um dos fenómenos de eleição onde essas diferenças podem ser exploradas, uma vez que ao alternam o padrão de rugosidade da superfície oceânica em escalas espaciais que também variam de centenas de metros até alguns quilómetros.

Portanto, este é o cenário que podemos esperar no caso do J3 e S6 em fase de missão *tandem*. No fim da próxima subsecção, após a definição teórica das OISs, apresentamos uma ilustração que resume a interação entre estes importantes fenómenos oceânicos e a altimetria convencional e SAR no contexto do J3 e S6.

1.3 Ondas Internas

De acordo com os relatos históricos e científicos, o estudo das ondas solitárias começou em 1834, quando o engenheiro civil Scott Russell observou o que foi descrito por ele como “uma grande elevação solitária” criada quando um barco parou abruptamente no canal que liga as cidades de Edimburgo e Glasgow. O engenheiro andava a cavalo e a elevação foi seguida, pelo qual observou-se que se movimentava para a frente “com grande velocidade, sem mudança de forma ou diminuição da velocidade, até que finalmente desapareceu depois de cerca de 1.5 quilómetros”. Mais tarde, Russell recriou ondas semelhantes em experimentos de laboratório a partir dos quais ele descobriu uma relação entre a velocidade da onda, sua amplitude e a profundidade da água na qual se propagava (Jeans, 1995). Desde então, a atenção da comunidade científica para estes fenómenos cresceu e eles estão a ser descritos e detetados na superfície do oceano, seja através de fotografias tiradas por astronautas, por imagens de satélite a partir da década de 1970 (Apel et al., 1975; Alpers, 1985) ou até mesmo com os altímetros nos dias atuais (ver e.g. Santos-Ferreita et al., 2022).

Na natureza em geral, a propagação de ondas na interface entre dois fluidos é um fenómeno bem conhecido na física, onde podemos encontrar uma série de exemplos familiares à sociedade como as ondas de superfície nos mares e oceanos: ondas de vento, marés, tsunamis e assim por diante (Holloway e Talipova, 2006). No entanto, a ação do vento e das marés também causam oscilações dentro da camada interna de densidade dos oceanos conhecida como picnoclina. Estas oscilações, ao interagirem com a topografia do fundo do mar, podem gerar ondas que se propagam no interior do oceano - i.e. ondas internas (Jeans, 1995; Jackson, 2012). Ainda segundo os mesmos autores, dada a sua ampla distribuição e o importante papel que desempenham na dinâmica do oceano, as ondas internas são uma importante área de estudo para o presente e futuro.

As Ondas Internas (OIs) são um dos fenómenos mais contraintuitivos existentes na natureza, mas podem ser consideradas - numa abordagem inicial - como o equivalente das ondas de superfície, mas com a particularidade de que viajam ao longo da picnoclina. As OIs são geradas perpetuamente em todo o mundo e podem se estender por centenas de quilómetros na horizontal e atingem até 200 metros de amplitude vertical, além de proporcionar uma das maiores velocidades verticais do oceano, da ordem de 1m/s (Gerkema e Zimmerman, 2008; Magalhães et al., 2021).

Em alguns casos, as OIs apresentam-se como fenómenos não lineares e

aparecem em pacotes de ondas isolados, consistindo em vários *solitões* internos, o que resulta na nomenclatura tradicional de ondas internas solitárias. Neste contexto, os termos solitões, solitão interno, onda interna solitária ou ainda onda solitária interna são muitas vezes usados na literatura científica de forma equivalente, pelo qual fazemos aqui a menção de Ondas Internas Solitárias (relembrar o acrónimo OISs, em inglês Internal Solitary Waves) como escolha de termo ao fenómeno observado no oceano (Osborne e Burch, 1980; Jeans, 1995).

Uma das principais características das OISs é a interação com a superfície do mar. Estas ondas possuem a particularidade de alterar a superfície do mar da região em que se propagam, ao alternar padrões de secções lisas e rugosas, que por sua vez afetam os parâmetros geofísicos típicos medidos pelos altímetros, como por exemplo ao diminuir ou aumentar o coeficiente de retrodifusão do radar (Magalhães e da Silva, 2017). Em outras palavras, o que os altímetros ou outros sensores (activos como os sensores de imagem SAR; ou passivos como os sensores óticos de imagem) observam não são as OISs em si, mas sim as assinaturas destes fenómenos na superfície oceânica (como por exemplo mostrado na Fig. 6).

Deste modo, uma série de observações do oceano vêm sendo feitas ao longo dos anos com o objetivo de captar as assinaturas das OISs. Recentemente, por exemplo, manifestações de OISs na superfície do Mar do Sul da China foram detetadas nos dados de radar altímetro convencional da missão Jason-2 por Magalhães e da Silva (2017). Além deste caso, manifestações de OISs nas regiões do Mar de Andamão e no Atlântico tropical próximo à foz do Rio Amazonas também foram detetadas por Santos-Ferreira et al. (2018, 2019) e novamente no SCS por Zhang (2020), ambos utilizando dados da missão de altimetria SAR do satélite Sentinel-3 denominado de SAR radar altímetro (SRAL).

Neste contexto, cabe novamente uma menção ao fato de que as imagens SAR se destacam na deteção de OISs, cujas secções à frente e à direita aumentam (feição rugosa) e diminuem (feição lisa) a rugosidade da superfície do mar (ver Fig. 6) e aparecem como bandas paralelas claras e escuras no fundo acinzentado do radar, respetivamente (ver Fig. 1 na Introdução). Para maiores informações sobre o modo de funcionamento de sensores de imagem SAR e as suas assinaturas de OISs, o leitor poderá consultar os trabalhos publicados por Alpers (1985), da Silva et al. (1998, 2000) e Magalhães et al. (2021).

No entanto, é necessário realçar que é preciso ter em atenção o alinhamento entre os altímetros e as OISs. Apesar da diferente resolução espacial ao longo do traço, os altímetros SAR e convencionais compartilham a mesma resolução espacial no

sentido ortogonal. Nesse caso, quando as OISs se propagam com um ângulo com a direção do traço dos altímetros, as secções lisas e rugosas das OISs podem ser amostradas simultaneamente e, portanto, introduzir contribuições mistas nos sinais dos altímetros. Caso os altímetros e as OISs se movam na mesma direção, pelo fato do altímetro SAR ter maior resolução espacial ao longo do traço, pode-se esperar que apresente em seu sinal contribuições individuais das formas de ondas, enquanto contribuições mistas podem ocorrer nos altímetros convencionais (ver Fig. 6).

Finalmente, os três parâmetros anteriormente definidos (i.e. σ_0 , SSHA e SWH) foram escolhidos como forma de estudar as assinaturas das OISs em superfície oceânica e as diferenças dessas assinaturas entre o J3 e o S6. Para a passagem de OISs, podemos definir como esperados as seguintes características nos sinais: i) SSHAs positivos centrados na OIS da ordem de algumas dezenas de centímetros; ii) SWHs crescentes e σ_0 decrescentes na região da *leading-edge* da forma de onda do oceano, que correspondente à secção rugosa; iii) SWHs decrescentes e σ_0 crescentes na região da *trailing-edge* da forma de onda do oceano, correspondente à secção lisa. Sendo assim, para finalizar esta secção de fundamentação teórica, destacamos na Fig. 6 a pegada altimétrica do J3 e S6 na passagem de uma OIS e o padrão de sinal descrito anteriormente (ver também Fig. 4 em Santos-Ferreira et al., 2018), bem como a configuração singular em fase tandem de ambos os altímetros.

Mestrado em Detecção Remota

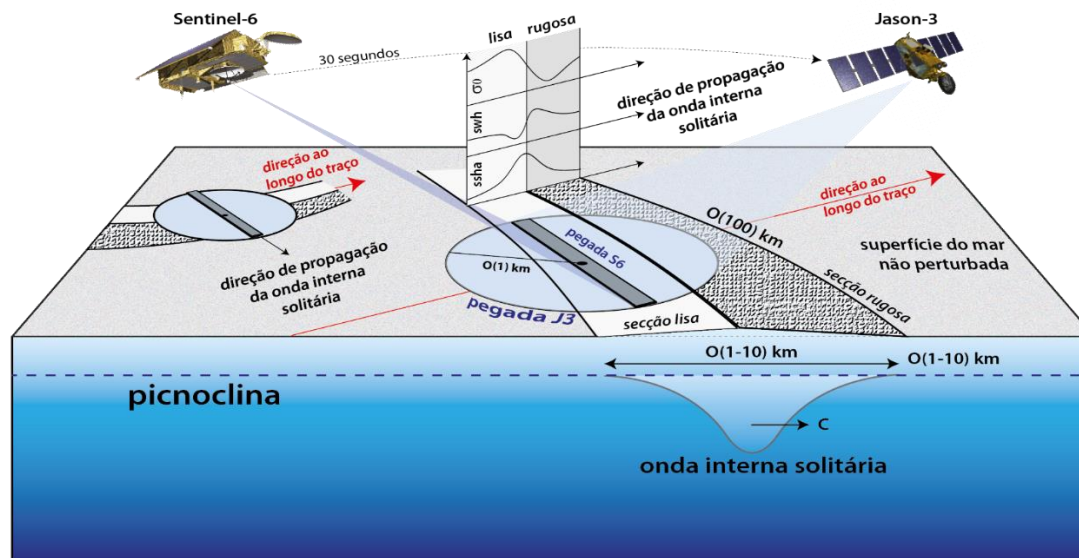


Figura 6 - Representação esquemática de uma OIS que se propaga com velocidade de fase c e seus padrões de rugosidade da superfície do mar com secções rugosas e lisas. As pegadas dos altímetros são mostradas centradas na secção lisa para Jason-3 em forma redonda e Sentinel-6 retangular - as pegadas estão assumidas na direção do nadir, mas mostradas em ângulo por questão de simplicidade. Note-se que as escalas espaciais são escolhidas para destacar que, quando devidamente alinhadas, a pegada menor em um altímetro SAR pode mostrar ecos consecutivos em cada secção da OIS, enquanto a pegada maior em um altímetro convencional pode obter contribuições mistas de ambas as secções em simultâneo. No entanto, dependendo da direção de propagação da OIS relativamente ao traço dos altímetros, ambos os satélites podem obter contribuições mistas, conforme ilustrado na visão alternativa de uma segunda OIS na parte traseira esquerda da figura.

2. Metodologia

Nesta secção, iremos descrever a metodologia utilizada na procura dos casos de OISs nas passagens sinérgicas dos altímetros J3 e S6. Aqui, cabe relembrar que o altímetro de tecnologia SAR S6 foi colocado em operação na órbita de referência da altimetria, apenas 30 segundos atrás do altímetro convencional J3. Sendo assim, o trabalho iniciou-se com a abordagem dos vários produtos operacionais oferecidos pelos J3 e S6. É importante salientar que o foco da busca se concentrou no intervalo em que os altímetros estiveram em fase tandem, portanto de novembro de 2020 a março de 2022.

O J3 apresenta três famílias de produtos operacionais principais diferenciados predominantemente pelo tempo de latência de aquisição, qualidade e processamento dos dados. As três possuem na nomenclatura o acrónimo GDR, que vem do inglês *Geophysical Data Records* e representa os produtos operacionais altimétricos de nível-2 no conjunto de dados do J3. O produto primário é o *Operational GDR* (OGDR), seguido do *Interim GDR* (IGDR) e por último o GDR final, respetivamente com os tempos de latência das medidas sendo de 3-5 horas, 1 dia (24h) e 90 dias. Todos os produtos estão disponibilizados no repositório *online* (ver websites na secção de Referências) no formato NetCDF (do inglês *Network Common Data Form*). Do mesmo modo, os produtos operacionais altimétricos de nível-2 do S6 seguem um processo estrutural semelhante. Estes são nomeados como *Near-Real Time* (NRT), *Short-Time Critical* (STC) e *Non-Time Critical* (NTC) e, de forma análoga ao Jason-3, a diferença entre os produtos apresentados se dá basicamente pelo tempo de latência de aquisição, que é de 3 horas, 36 horas e 60 dias, respetivamente (o que também irá interferir na qualidade e processamento dos dados).

Os produtos operacionais do J3 também se diferenciam entre as correções geofísicas utilizadas. As três famílias de produtos apresentam correções à medida de distância altimétrica, como correções ionosféricas, troposféricas (húmida e seca) e ainda uma correção do radiómetro para o teor de água da chuva que pode vir a influenciar a retrodifusão de radar (CNES, 2018). O produto OGDR, por se tratar de um produto com menor latência, utiliza correções com valores de modelos climatológicos preestabelecidos nas missões Jason anteriores. Ainda de acordo com o manual, no caso dos produtos (I)GDR, uma vez aumentada a latência, aumenta-se também a qualidade das correções, que passam a utilizar modelos com maior precisão. Correções ionosféricas precisas decorrentes das duas bandas de frequência do J3 (Ku e C) são utilizadas neste caso. Porém, pelo facto do produto IGDR ser intermediário, este não é

totalmente validado e também apresenta algumas correções preliminares assim como o OGDR, como por exemplo valores referentes à órbita. Finalmente, o produto de maior destaque do J3 é o GDR, uma vez que é totalmente validado por equipas da CNES e NASA e utiliza uma órbita precisa, com correções altimétricas calculadas com exatidão, inclusive por utilizar medições dos dois produtos anteriores (CNES, 2018). Sendo assim, durante este trabalho priorizou-se a utilização do produto GDR.

Embora não exista ainda um manual oficial do S6 (o manual do J3, por exemplo, foi disponibilizado cerca de dois anos e seis meses após o lançamento do mesmo), a literatura científica indica que os produtos operacionais do S6 seguem o mesmo padrão de correções altimétricas do J3 (Scharroo, 2016; Donlon et al., 2021). O produto primário NRT apresenta apenas correções geofísicas de modelos climatológicos preestabelecidos de modo a ser rapidamente disponibilizado. Ainda segundo os autores, o produto NRT pode servir, por exemplo, no cálculo de dados auxiliares (i.e. correção *bias*) para os produtos STC e NTC, uma vez que estes dois últimos apresentam correções de maior precisão. Análogo ao J3, o produto de latência intermediária STC utiliza órbitas mais precisas, embora apresente, de forma geral, tanto correções preestabelecidas como outras de maior qualidade. Assim como o GDR, o produto final NTC é totalmente validado por equipas científicas e apresenta correções consolidadas (como uma órbita de precisão e calibrações do radiómetro), bem como reprocessamento regulares com o objetivo de garantir a qualidade dos parâmetros geofísicos apresentados (Scharroo et al., 2016). O NTC, portanto, foi o produto do S6 utilizado com prioridade neste trabalho.

Ainda que os produtos do J3 e S6 sejam análogos, aqui há uma primeira grande diferença quando os comparamos entre eles: para o parâmetro SSHA, o S6 disponibiliza os dados diretamente em 20Hz, ou seja, *a priori* é uma frequência maior do que a oferecida pelo 1Hz do J3 para o mesmo parâmetro (ver Tabela 1). Embora o J3 não disponibilize diretamente os dados em 20Hz, este o faz com os parâmetros utilizados no cálculo da SSHA (como range e altitude da órbita do altímetro a 20Hz, por exemplo). Além disso, os dados do S6 ainda apresentam uma particularidade para os três produtos operacionais: no repositório online podemos encontrar as opções baixa e alta resolução para o nível-2. No modo baixa resolução, como o próprio nome sugere, é utilizado no processamento o LRM - equivalente ao modo convencional (como indicado na subsecção 1.2) - enquanto no modo alta resolução, é utilizado no processamento o modo SAR (Donlon et al., 2021), este último como sendo o modo utilizado prioritariamente no decorrer do trabalho para o S6.

Tabela 1 - Resumo dos produtos operacionais nível-2 dos altímetros J3 (parte superior) e S6 (parte inferior). Notar a diferença entre o J3 e S6 no parâmetro SSHA: o primeiro fornece a medida apenas em 1Hz, enquanto o segundo fornece também em 20Hz.

Produto	Latência	Frequência
J3 OGDR	3-5h	1Hz-SSHA + 20Hz
J3 IGDR	1 dia	1Hz-SSHA + 20Hz + forma de onda
J3 GDR	90 dias	1Hz-SSHA + 20Hz + forma de onda
S6 NRT	3h	1Hz + 20Hz
S6 STC	36h	1Hz + 20Hz + forma de onda
S6 NTC	60 dias	1Hz + 20Hz + forma de onda

Além da compreensão dos produtos operacionais de cada altímetro, foi realizado também uma procura por casos de estudo em diversas regiões do oceano, pelo qual selecionamos casos no Mar de Banda próximo à Indonésia, Mar do Sul da China e no Mar de Celebes. O foco direto nessas regiões deveu-se a trabalhos anteriores onde também foram feitas outras análises das assinaturas de OISs em altimetria, a conferir em referências já citadas neste trabalho como Magalhães e da Silva, (2017) e Santos-Ferreira et al. (2018, 2019, 2022) - para maiores informações sobre as principais localizações de OISs nos oceanos, ver Jackson (2007, 2012).

Como forma de evitar perdas ou sobreposição de casos de estudo, foi necessário criar um método de busca sistemático para esses procedimentos de procura. Sendo assim, embora algumas etapas desta busca tenham acontecido ao mesmo tempo, de forma a organizar a informação, iremos descrevê-las em tópicos separados que não representam exatamente uma ordem cronológica:

1. Visualização de imagens de diversos sensores óticos como o *Ocean Land Color Imager* (OLCI) do Sentinel-3, MSI a bordo do Sentinel-2, MODIS-AQUA e MODIS-TERRA, bem como imagens SAR do Sentinel-1, onde procurou-se imagens que estivessem a captar OISs correspondente ao mesmo período da passagem dos altímetros. A visualização foi feita através

das ferramentas online *Ocean Virtual Lab*, *Sentinel Hub Browser* e *NASA World View* (repositórios online podem ser conferidos na secção das Referências);

2. Visualização das passagens dos altímetros J3 e S6 correspondentes ao dia das passagens a serem observadas (ver também repositórios online na secção das Referências). Aqui, levou-se em conta a disponibilidade dos dados conforme o período escolhido, bem como a qualidade do mesmo em decorrência de cada produto operacional;
3. Análise dos sinais dos parâmetros geofísicos σ_0 , SSHA e SWH em gráficos gerados através do software MATLAB;
4. Interpretação dos sinais dos parâmetros, classificação e seleção dos casos de estudo com base em critérios como: teor de água de chuva e/ou vapor de água no radiómetro, velocidade entre solitões e o tempo entre a captura da imagem e a passagem dos altímetros (os limites de valores para os critérios aqui descritos serão esclarecidos mais adiante na subsecção de Resultados).

Para investigar e comparar as assinaturas na superfície do mar de OISs no J3/S6, foi necessário focar a busca sistemática em algumas regiões do oceano. Ainda que as OISs sejam um fenómeno oceânico praticamente omnipresente, algumas regiões já foram previamente identificadas como *hotspots* para OISs de grande escala espacial (i.e. neste estudo consideradas com dimensões da ordem de 10 quilómetros, ver e.g. Jackson et al., 2012). Neste trabalho, a primeira região escolhida e também com a maior quantidade de casos de estudo é o Mar de Banda próximo à Indonésia, que já apareceu em trabalhos como Jackson (2007) e Mitnik e Dubina (2009), e ainda em Santos-Ferreira et al. (2022) onde foi documentado as assinaturas na superfície do mar de OISs captadas no altímetro SAR do Sentinel-3. Além do Mar de Banda, outras duas regiões também validadas previamente como *hotspots* para OISs foram escolhidas, nomeadamente o Mar de Celebes e o Mar do Sul da China (a ver em Hu et al., 2021 e Alford et al., 2015, respetivamente).

No entanto, é importante esclarecer com mais detalhes os passos aqui descritos que foram indispensáveis para que pudéssemos chegar a esta seleção de 7 casos chamada de casos supervisionados (ver Tabela 2). Durante a busca sistemática, inúmeros casos foram encontrados onde inicialmente ponderou-se a possibilidade de se tratar de OISs. Estes casos foram analisados de forma a descartar os que tinham teor de água líquida e/ou vapor d'água do radiómetro acima de 0.01 g/cm² ou 60 g/cm² (respetivamente) por suspeita de interferência de chuva (assim como em Tournadre,

1997, Magalhães e Silva, 2017 e Santos-Ferreira et al., 2018). Além disso, ao analisar a Tabela 2, observa-se que os casos cobrem locais com diferentes ventos de superfície e também alturas médias de ondas de superfície (SWH), que variam aproximadamente de 2 a 7 m/s e 0.4 a 1.3 metros, respetivamente (ver coluna SWH em vermelho na Tabela 2) - i.e. condições ambientais típicas de mar aberto.

Tabela 2 - Descrição geral dos 7 casos de estudo selecionados. Em vermelho, informações do dia e horário da passagem dos altímetros J3/S6, a coordenada da OIS principal (ver Figs. 7 a 9), velocidade do vento em superfície e o parâmetro SWH). Em azul, data da imagem de apoio (ver Figs 7 a 9), coordenadas das OISs na imagem, dimensões das secções lisas e rugosas, distância entre os solitões e ângulos entre o traço dos altímetros e a direção de propagação das OISs. Em verde, a variação do tempo entre a passagem e a captura da imagem, a distância entre os pontos correspondentes às coordenadas em vermelho e azul e, por último, a velocidade média das OISs.

Casos Supervisionados												
Data S6/J3	Altimetria			Data da sinergia	Sinergia			Entre OISs no S6/J3 e sinergia				
	OIS principal	Vento (m/s)	SWH (m)		OIS	Secções rugosas/lisas	Dist. solitões	$\Delta\alpha$	Δt (1M2 = 12h25m)	ΔX	Velocidade média	
05 Abril 2021 - 10h24 Mar de Banda	≈ -5.43°N	3 a 4 do NO	1.0	5 Abril 2021 10h01	≈ -6.61°N ≈ 125.91°E	1 a 2 km 1 a 2 km	NA	0-10°	0M2+23m	NA	NA	
13 Julho 2021 - 14h09 Mar de Banda	≈ -7.20°N	3 a 4 do SE	1.3	13 Julho 2021 01h27	≈ -7.97°N ≈ 125.40°E	1 km NA	NA	NA	12h42 1M2+17m	114 km	2.5 m/s	
11 Set. 2021 - 02h00 Mar de Banda	≈ -6.30°N	5 a 6 do E	1.1	12 Set. 2021 01h46	≈ -7.52°N ≈ 124.94°E	3 a 4 km 1 a 2 km	5 km	NA	23h46 2M2-1h4m	NA	NA	
10 Out. 2021 - 19h56 Mar de Banda	≈ -5.75°N	3 a 4 do E	0.6	10 Out. 2021 21h20	≈ -5.60°N ≈ 126.25°E	2 a 3 km < 1 km	10 km	10-20°	0M2+1h25m	17 km	3.3 m/s	
8 Março 2022 - 13h34 Mar de Banda, Fig. 10	≈ -6.34°N	3 a 4 do SO	0.5	8 Março 2022 10h01	≈ -6.54°N ≈ 125.95°E	2 a 3 km NA	10 km	20-30°	27h33m 2M2+2h43m	24 km	2.5 m/s	
5 Jan. 2022 - 14h42 Mar de Celebes, Fig. 11	≈ 2.52°N	3 a 4 do NE	0.5	5 Jan. 2022 21h42	≈ 1.83°N ≈ 120.53°E	2 a 3 km < 1 km	10 km	0-10°	0M2+7h	80 km	3.2 m/s	
15 Maio 2021 - 14h23 Mar S. da China, Fig. 12	≈ 21.38°N	2 a 3 do S	0.6	15 Maio 2021 02h28	≈ 21.42°N ≈ 115.86°E	≈ 1km ≈ 1km	≈ 1km	40-50°	11h55m 1M2 - 30m	5 km	2.8 m/s	

Ainda como forma de validação dos casos, fez-se uma análise do tempo entre a imagem capturada e o horário da passagem do J3/S6, bem como com a distância entre os solitões identificados nesses dois conjuntos de dados. Neste sentido, nota-se que a Tabela 2 fornece estimativas para velocidades de propagação de OISs ao assumir que os sinais de OISs observados nos altímetros podem ser rastreados para trás ou para a frente a partir de referências visuais das assinaturas dessas ondas em imagens de satélite (sugere-se a consulta dos *permalinks* contidos nas legendas das Figs. 7 a 9). Sendo assim, as estimativas fornecem de forma consistente velocidades de propagação em torno de 3m/s, que se comparam bem com estimativas de pacotes consecutivos de OISs nas imagens de satélite, tornando um argumento forte para que os casos supervisionados se confirmem como casos de OISs. Com o objetivo de fornecer resultados que abrangem uma descrição ainda mais detalhada dos sinais J3/S6 na passagem de OISs, dentre os 7 casos indicados na Tabela 2, escolhemos finalmente 3 deles para serem apresentados na secção dos Resultados.

3. Resultados

3.1 Algoritmos de *retracking*

Conforme mencionado na subsecção 1.2, o processo de ajuste da forma de onda de uma superfície oceânica é conhecido na altimetria por satélite pelo nome de *retracking*. Algoritmos de *retracking*, portanto, referem-se aos processos numéricos e computacionais realizados a partir dos quais se podem inferir os parâmetros geofísicos de acordo com as características da forma de onda e das medições feitas pelo altímetro (Chelton et al., 2001; Quartly, 2021).

Neste contexto, nota-se que a comparação de algoritmos de *retracking* é importante na altimetria uma vez que desde Brown (1977) e Hayne (1980), uma série de diferentes algoritmos foram desenvolvidos para acomodar os desenvolvimentos tecnológicos intrínsecos nas sucessivas missões altimétricas, bem como as mudanças na capacidade de detetar diferentes características da superfície do mar trazidas por cada uma das particularidades tecnológicas. Isso, por exemplo, não é diferente para as assinaturas da superfície do mar de OISs e para o caso da comparação entre a altimetria convencional e SAR. Deste modo, para os propósitos deste estudo, destacamos cinco algoritmos de *retracking* particularmente importantes.

Iremos começar mais uma vez pela altimetria convencional, já que quatro dos cinco algoritmos de destaque são parte da mesma. Portanto, citamos o primeiro algoritmo que é o MLE3 (do inglês *Maximum Likelihood Estimation*), ao qual nos referimos aqui por ser pioneiro numa série de aplicações de altimetria (ver e.g. Dumont, 1985, Magalhães e da Silva, 2017 para o caso de OISs e também Tourain et al. 2021 para outras aplicações). Aqui, cabe destacar que o MLE3 é um algoritmo que foca nos primeiros estágios da forma de onda (i.e. *leading edge*), enquanto o MLE4 é mais sensível aos estágios finais (i.e. *trailing edge*) (ver Thibaut et al, 2010). Por ora, podemos assumir que o algoritmo MLE4 apresenta-se como um estimador amplamente utilizado nas missões convencionais da série Jason (e.g. em Amarouche et al., 2004 e Scharroo et al., 2016), e mostrou ter um desempenho melhor na deteção das manifestações da superfície do mar de OISs (Magalhães e da Silva, 2017). Deste modo, entre os dois algoritmos citados, priorizamos neste trabalho a utilização do MLE4. Como ressalva final, lembramos que ambos algoritmos se encontram dentro do conjunto de dados nível-2 dos produtos operacionais J3 descritos anteriormente.

Ainda no âmbito da altimetria convencional, destacamos um terceiro algoritmo de *retracking* chamado ALES (do inglês *Adaptive Leading Edge Subwaveform*, detalhado em Passaro et al., 2014). No essencial, este algoritmo selecciona de forma computacional os estágios iniciais das formas de ondas. Por outras palavras, o algoritmo trabalha apenas com a *leading-edge* em detrimento da *trailing-edge* (ver esquema da Fig. 4 na subsecção 1.2). Isto é feito com o objetivo de melhorar as capacidades de medições altimétricas em regiões próximas à costa, e por isso antecipamos que é especialmente importante neste estudo (a ser discutido mais adiante nas próximas secções).

Como último algoritmo de *retracking* da altimetria convencional, destacamos o Adaptive, este que também pode ser encontrado nos produtos operacionais de nível-2 do J3. O Adaptive é um algoritmo tido como sucessor do MLE3 e MLE4 uma vez que introduz um parâmetro que estima a rugosidade da superfície com maior eficiência (Thibaut et al, 2021). Uma vez que a rugosidade da superfície está diretamente relacionada com o σ_0 , o autor (Thibaut et al, 2021) apresenta resultados - sugere-se ver ainda um estudo anterior em Thibaut et al. (2017) - que indicam que o Adaptive se comporta melhor que os algoritmos MLE3 e MLE4 em casos de deteção de OISs. No entanto, antecipamos que nos casos de estudo deste trabalho, os resultados do algoritmo Adaptive são incoerentes na perspectiva de assinaturas de OISs (conforme ilustrado na Fig. 14 na próxima subsecção). Atualmente, isto continua a ser alvo de investigações no âmbito do projeto que deu origem aos resultados presentes nesta tese.

O quinto algoritmo de *retracking* de destaque refere-se ao S6. Por ser um altímetro SAR, mais uma vez tem-se uma diferente abordagem do que a da altimetria convencional, uma vez que as formas de ondas em altímetros SAR são mais complexas e precisam de algoritmos de *retracking* especiais, como por exemplo o modelo SAMOSA usado no Sentinel-3 (Ray et al., 2015 e Dinardo, 2020). Sendo assim, nos produtos operacionais nível-2 do S6 que foram citados anteriormente, notamos que atualmente estes algoritmos são rotulados como *Ocean Retracker* (OR) nos produtos de nível-2. Deste modo, notamos ainda que foi este o algoritmo utilizado nos resultados que se apresentam a seguir sempre que nos referirmos ao S6 e (apenas brevemente) ao Sentinel-3. Por último, embora não venha a tratar-se em essência de um algoritmo diferente, destacamos também para o S6 uma apresentação do sinal do σ_0 no modo LRM. É esperado, portanto, que este sinal tenha uma modulação análoga ao MLE4 no J3, uma vez que são modos equivalentes.

De modo resumido, portanto, os casos de estudo seleccionados foram sistematicamente abordados sob a ótica de três algoritmos de *retracking*: MLE4 e ALES para o J3 e mais um (OR) para o S6, sempre com o foco em como cada um destes algoritmos se comporta no contexto dos parâmetros altimétricos σ_0 , SSHA e SWH.

3.2 Sinergia entre Jason-3 e Sentinel-6: Casos de Estudo

Mar de Banda - 08/03/2022

O primeiro caso apresentado é no Mar de Banda (ver localização na Fig. 7). Enquanto em sua configuração em *tandem*, S6 e J3 sobrevoaram esta região na passagem 253 (ciclos 48 e 223, respetivamente), durante o dia 8 de março de 2022 às 13h34m UTC (ver também Tabela 2). Uma visão típica do local é apresentada na Fig. 7, onde uma imagem SAR adquirida em 7 de março de 2022 às 10h UTC mostra três pacotes de OISs propagando-se para o norte/nordeste, que por sua vez se alinham convenientemente com a direção da passagem 253 do J3/S6. Uma vez que um ciclo de maré semidiurno tem o valor de $1M_2 = 12h25m$, isto significa que os altímetros J3/S6 sobrevoaram a região aproximadamente dois ciclos de maré semidiurnos após a aquisição da imagem.

No caso referido, enfatizamos ainda que na Fig. 7 as OISs aparecem principalmente como secções brilhantes, enquanto as secções mais escuras das ondas são difíceis de distinguir no fundo cinzento da imagem SAR (como é habitual em imagens SAR de OISs - ver e.g. Alpers, 1985). Além disso, observa-se que as distâncias entre pacotes são de aproximadamente 140 quilómetros, valor dentro do previsto para os comprimentos de onda de pacotes consecutivos de OISs gerados com uma periodicidade semidiurna em oceano profundo (i.e. profundidades maiores que 1000 metros). Destacamos, então, que estas duas características - nomeadamente as assinaturas brilhantes das ondas e a periodicidade semidiurna - serão importantes na interpretação dos resultados do altímetro que se seguem.

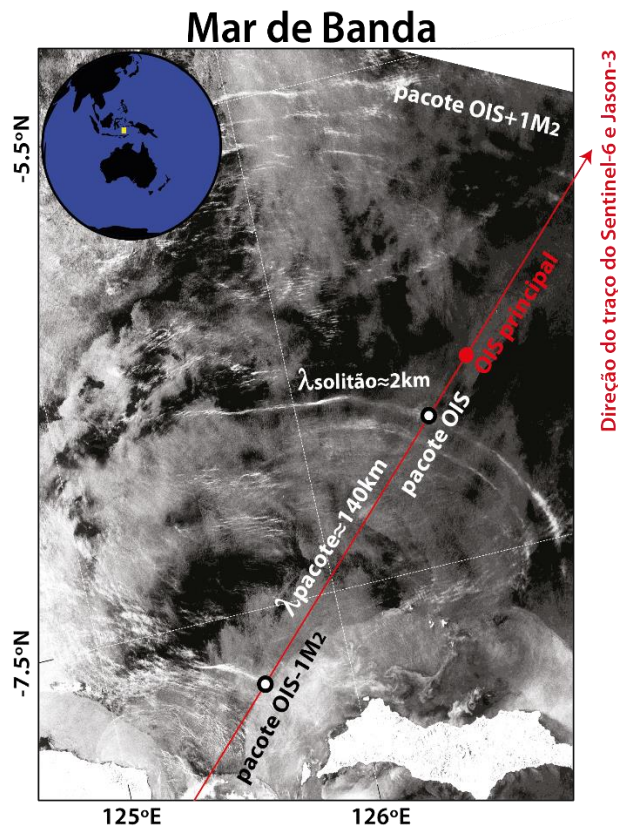


Figura 7 - Caso do Mar de Banda próximo à Indonésia (ver pequeno quadrado amarelo no globo terrestre). Imagem SAR Sentinel-1 capturada no dia 07/03/2022 às 10:00 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/IDiouW5X>), cerca de 26h (pouco mais de dois ciclos semidiurnos, $1M_2 = 12h25m$) antes das passagens dos altímetros Sentinel-6 e Jason-3, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 253 dos ciclos 48 e 223, respetivamente. A imagem apresenta evidências das manifestações na superfície do mar de três pacotes de OISs, que indicam tratar do mesmo pacote com diferença de ciclos de maré semidiurnos. O λ_{pacote} é a distância entre o pacote central de OISs e o pacote anterior. O $\lambda_{solitão}$ é a espessura da secção rugosa (brilhante) na imagem.

Mar de Celebes - 05/01/2022

De forma a seguir o mesmo padrão de descrição anterior, apresentamos o segundo caso, este no Mar de Celebes (ver localização na Fig. 8). Os altímetros S6 e J3 sobrevoaram esta região na passagem 190 (ciclos 42 e 217, respetivamente), durante o dia 05 de janeiro de 2022 às 14h42m UTC (ver Tabela 2). A Fig. 8 ilustra a imagem SAR do Sentinel-1 capturada no mesmo dia da passagem às 21h42m, portanto apenas 7h após a passagem do altímetro. Embora não apresente o mesmo padrão dos pacotes de OISs encontrados no caso do Mar de Banda, podemos conferir na Fig. 8 um solitão onde a secção brilhante na imagem SAR (i.e. rugosa) do mesmo indica uma largura de aproximadamente 3 quilómetros. Deste modo, e por isso diferente do caso anterior, nota-se que nesta imagem SAR é possível observar com maior facilidade uma faixa

escura em contraste com o cinza da imagem, o que talvez pode indicar corresponder à uma secção lisa do pacote de OISs (embora não seja possível confirmar), indicada entre 1.8°N e 2.2°N.

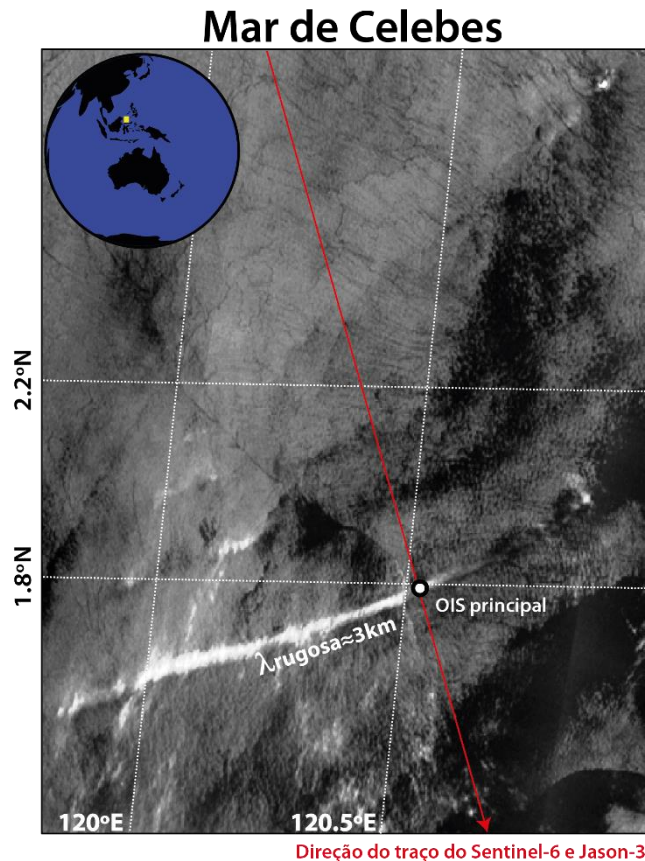


Figura 8 - Esquema ilustrativo análogo à Fig. 7 do caso do Mar de Celebes. Imagem SAR Sentinel-1 capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3, portanto 05/01/2022 às 21:42 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/1DTRtljZ>), menos de um ciclo semidiurno $1M_2 = 12.h25m$ após as passagens destes. Notar a faixa brilhante correspondente à secção rugosa da OIS principal com aproximadamente 3 quilómetros de largura. O traço em vermelho indica a direção da passagem 190 dos ciclos 42 e 217, respetivamente.

Mar do Sul da China - 15/05/2021

Como terceiro caso de análise, escolhemos o do Mar do Sul da China (ver localização na Fig. 9). Os altímetros S6 e J3 sobrevoaram esta região na passagem 12 (ciclos 19 e 194, respetivamente), durante o dia 15 de maio de 2021 às 14h23m UTC (ver Tabela 2). Ainda de modo diferente dos dois anteriores, encontramos para este caso uma imagem de validação que não é uma imagem SAR, mas sim do sensor OLCI do Sentinel-3. A imagem consta na Fig. 9 abaixo e foi capturada no mesmo dia da passagem, cerca de um período semidiurno antes da mesma (precisamente às

02h28m, uma diferença de $11h55m = 1M_2 - 30m$). Pode-se notar que o pacote de OISs apresenta visualmente uma assinatura diferente dos que foram mostrados anteriormente, com solitões mais próximos entre si e as secções rugosas também apresentam uma dimensão espacial menor, de aproximadamente 1 a 2 quilómetros (ver Fig. 9 e Tabela 2). Além disso, outra anotação importante neste caso (discutida mais adiante) é o ângulo de aproximadamente 50° entre a direção de propagação das ondas e a direção do traço - i.e. significativamente maior que nos casos anteriores (ver Tabela 2).

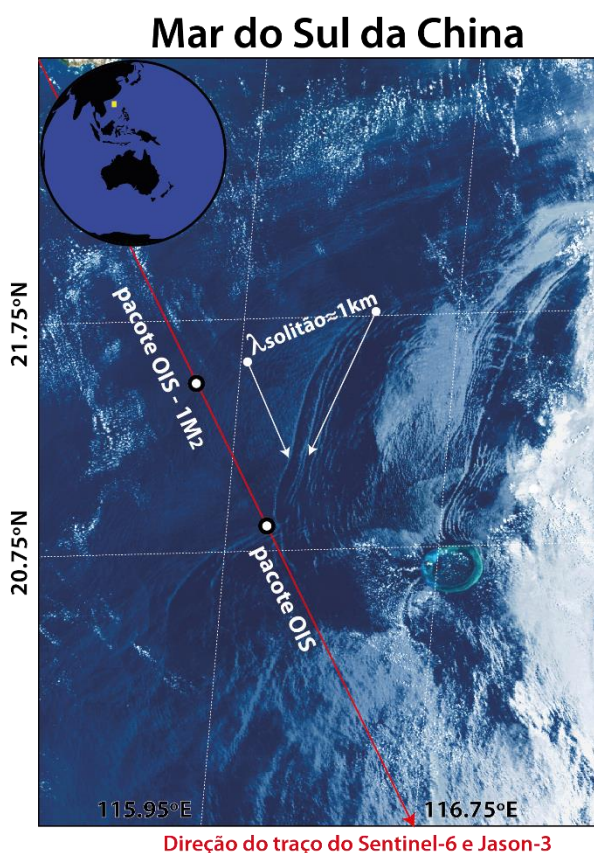


Figura 9 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 7 e 8 do caso do Mar do Sul da China. Imagem OLCI Sentinel-3A capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3, portanto 15/05/2021 às 02:28 UTC (ver permalink <https://odl.bzh/2HMMMG7j>), cerca de $1M_2 = 12h25m$ antes das passagens destes, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 12 dos ciclos 19 e 194, respetivamente. Notar a diferença de ângulo entre as OISs e o traço, assim como a largura dos solitões em comparação com os outros casos.

Em seguida, incluímos os registos dos produtos operacionais do J3 e S6 para os parâmetros geofísicos σ_0 , SSHAs e SWHs dos *retrackers* ALES e MLE4 para o J3 e

Ocean Retracker para o S6. Os registos estão apresentados nas Figs. 10, 11 e 12, e indicados pelos painéis de a) a f). De modo a ser consistente com Jackson et al. (2012), salientamos que OISs geradas em vários ciclos de maré sucessivos são frequentemente visíveis na mesma imagem (conforme podemos conferir nas Figs. 7, 8 e 9). Conforme descrito na secção 1.3. relembramos também que as OISs tendem a ser agrupadas em pacotes e ordenadas de modo a apresentar a maior onda na parte da frente do pacote. Os resultados apresentados a seguir correspondem a esta primeira onda, que é designada aqui como OIS principal (indicado nos painéis c e f das Figs. 10 a 12 e também pelo retângulo azul em todos os painéis).

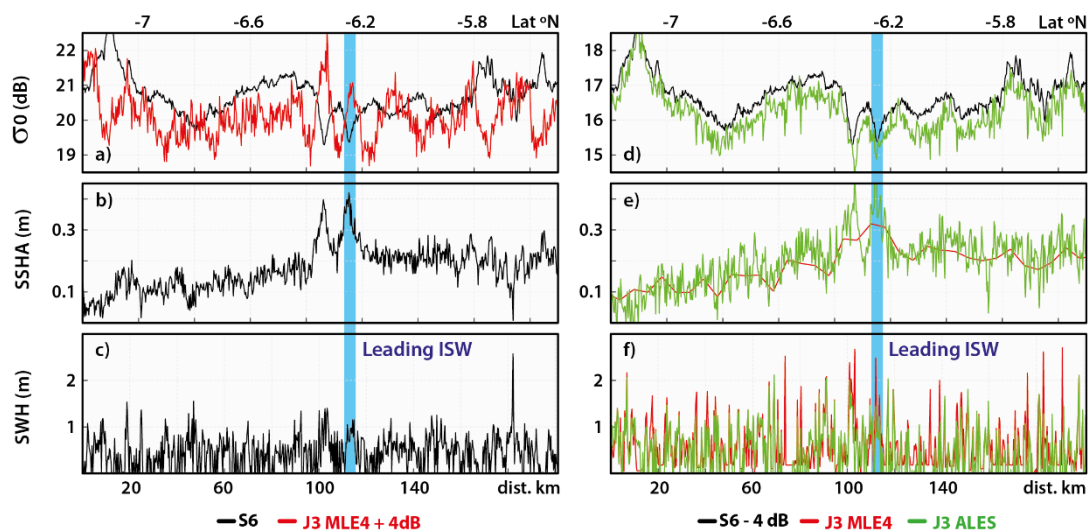


Figura 10 - Caso do Mar de Banda em 8 de março de 2022 com a OIS principal marcada com um retângulo azul. Os painéis a) a c) mostram o σ_0 , SSHAs e SWHs obtidos de produtos operacionais de nível-2 do S6 a 20 Hz e processados com o Ocean Retracker. Análogo para o J3 nos painéis d) a f), processados com MLE4 e ALES (também em 20 Hz, exceto nas SSHAs para o MLE4). Nota-se que o σ_0 do J3 também é mostrado no painel a) em vermelho (usando o retracker MLE4) com um deslocamento para destacar as suas modulações opostas às do S6 nas proximidades das OISs. O mesmo é feito no painel d), onde se mostra o σ_0 do S6 com um deslocamento para destacar a sua correlação com o retracker ALES.

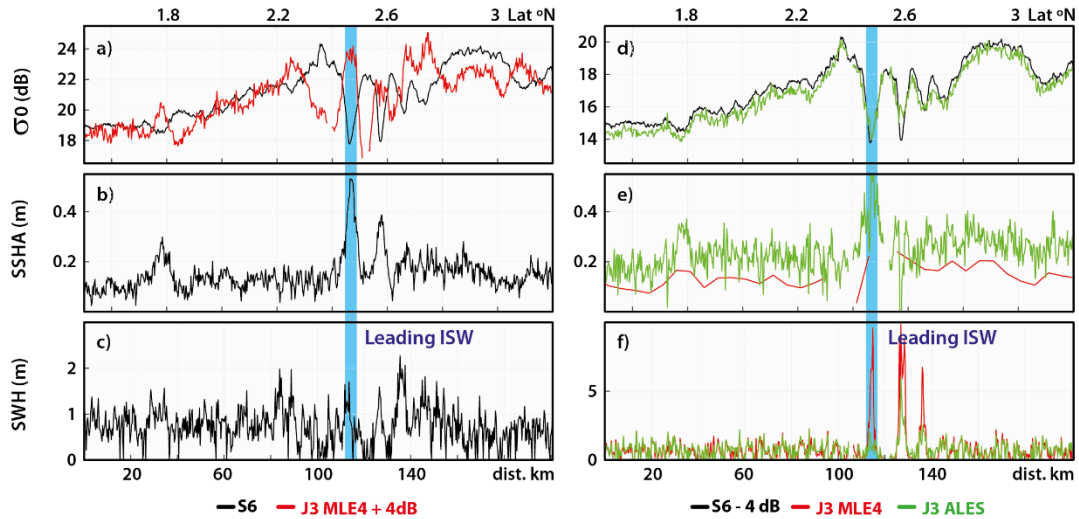


Figura 11 - Análoga à Fig. 11 para o caso do Mar de Celebes em 5 de janeiro de 2022. O destaque para este caso é a região de ausência de sinal no painel e), o que pode indicar perda de dados SSHA para os produtos operacionais do J3 de nível-2.

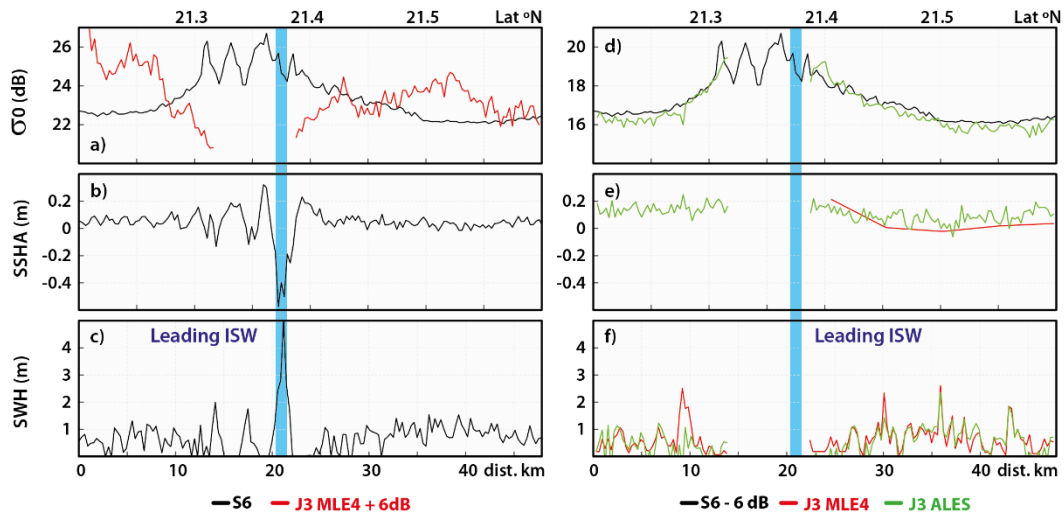


Figura 12 - Análoga às Fig. 10 e 11 para o caso do Mar do Sul da China em 15 de maio de 2021. Assim como na Fig. 10, fica o destaque para as ausências de sinal no painel e) e neste caso também no painel f), indicando uma perda de dados SSHA e SWH nos produtos operacionais do J3 de nível-2.

Ao observar os painéis das três figuras, nota-se que as assinaturas na superfície do mar causadas pelos padrões de secções lisas e rugosas de OISs são observadas em todos os parâmetros geofísicos mostrados. No caso do Mar de Banda, a Fig. 10 - painéis (a) a (c) - mostra algumas assinaturas típicas de OISs na superfície do mar no S6. No destaque retangular azul (em torno de -6.25°N) por exemplo, há padrões que são muito semelhantes aos da Fig. 4 em Santos-Ferreira et al. (2018) para o altímetro SAR no Sentinel-3 e, portanto, consistente com o esperado conforme a teoria de OISs (como ilustrado em nossa Fig. 6; ver também Osborne e Burch, 1980). Por outras palavras, nota-se diminuições no sinal do σ_0 (cerca de 1 dB) em relação a uma superfície do mar não perturbada, bem como acréscimos em SSHAs e SWHs de cerca de 0.2 e 1 metro, respetivamente (ver Tabela 3 no fim desta subsecção).

Vale a pena destacar novamente a contribuição destes eventos nas imagens SAR, uma vez que as OISs são observadas principalmente como secções brilhantes, conforme visto nas Figs. 7 e 8. Isto significa um aumento na retrodifusão do sinal na imagem SAR e resulta, portanto, neste padrão de diminuição do sinal do σ_0 no altímetro (conforme ilustrado na Fig. 2 em Magalhães e da Silva, 2017 e na secção 1.3). Por outro lado, para o mesmo contexto de medições - uma vez que estão em fase tandem - o J3 apresenta um comportamento que se assemelha muito mais ao da Fig. 3 em Magalhães e da Silva (2017). No entanto, ainda que exista um comportamento típico do sinal na passagem de OISs, os dados de SSHAs (fornecidos a 1 Hz em produtos de nível-2 para MLE4) e SWHs aparentam fornecer menos detalhes e ser mais suscetíveis a ruídos, conforme podemos observar no sinal vermelho na Fig. 12a e nas Figs. 11 e 12 nos painéis d) e e).

Conforme continuamos a análise, nota-se que os padrões gerais no comportamento do sinal persistem para os dois outros casos de estudos representativos, estes no Mar de Celebes e no Mar do Sul da China (ilustrados nas Figs. 8 e 9, respetivamente). Novamente, como esperado da teoria, o altímetro SAR no S6 mostra oscilações do σ_0 em torno de 2 a 4 dB, simultaneamente com aumentos em SSHAs e SWHs de cerca de 0.4 e 2 metros, respetivamente (ver Tabela 3). No entanto, uma exceção é notada para o Mar do Sul da China (especialmente na OIS principal indicada pelo retângulo azul em torno de 21.4°N), no qual o S6 apresenta SSHAs negativos e os SWHs têm valores excessivamente altos acima de 4 metros (a ser discutido na próxima secção). Ao mesmo tempo, assim como no caso anterior, as medições correspondentes do J3 também mostram oscilações semelhantes em σ_0 - embora maiores em intensidade de 1 a 2 dB - mas o detalhe na estrutura das ondas piora e os produtos MLE4 nível-2 são frequentemente sinalizados como dados ausentes (ver falhas do sinal nas linhas vermelhas nas Figs. 11 e 12). Além disso, as estimativas

para SSHAs e SWHs que são fornecidas parecem um tanto irrealistas à luz da teoria (por exemplo, SWHs excessivamente altos no J3 (MLE4) na Fig. 11 para o Mar de Celebes).

É importante destacar novamente o parâmetro σ_0 , uma vez que este protagonizou uma marcante característica neste contexto de investigação da fase tandem entre a altimetria convencional pelo J3 e a altimetria SAR pelo S6. Tal característica é perceptível nas Fig. 10 a 12 e indica que o coeficiente de retrodifusão do radar entre a altimetria SAR e a convencional aparentam estar em oposição de fase (o que resulta, portanto, em assinaturas na superfície do mar em σ_0 opostas). Este é um resultado novo e intrigante que se destaca do ponto de vista da fase *tandem* entre o S6 e o J3.

Porém, uma vez que assumimos a superfície do mar como uma superfície uniforme de Brown, o σ_0 oposto entre o altímetro SAR e o convencional com o *retracker* MLE4 não deve estar relacionado com as características da região iluminada - ou seja, área dentro das pegadas dos altímetros -, mas sim com a geometria de aquisição, pelo qual vale a pena explorar a situação com mais detalhes na próxima secção.

O resultado fica ainda mais interessante quando se nota que em todos os casos supervisionados, as modulações nos sinais do σ_0 nas OISs principais são opostas entre S6 e J3 apenas para a situação em que o algoritmo de *retracking* usado no processamento de dados do J3 é o MLE4. No caso do *retracker* ALES, que está apresentado em cor verde nas Fig. 10 a 12, este resultado não se verifica. Pode-se ver prontamente que os valores de σ_0 para o J3 com o ALES e o S6 são muito semelhantes, apenas com uma magnitude menor.

Neste sentido, uma maneira simples de investigar como a retrodifusão do radar se compara entre altímetros SAR e convencionais nos sete casos de estudo da Tabela 2 é por meio dos coeficientes de correlação de *Pearson* (R), que são normalmente usados para avaliar como duas variáveis estão relacionadas. Nos nossos casos com OISs, para as comparações serem mais representativas, duas secções distintas foram analisadas separadamente: uma correspondente a sinais típicos de OISs e outra para uma superfície oceânica não perturbada (ou seja, longe das OISs e, portanto, não afetada por elas). Na primeira configuração, para isolar os sinais de OISs no S6/J3, uma média espacial foi feita nos dados originais de 20Hz usando escalas de comprimento típicas para as ondas observadas nos altímetros (i.e. da ordem de 1 quilómetro), que essencialmente remove qualquer conteúdo de alta frequência (i.e. frequências maiores que as das OISs) do sinal original.

No segundo caso, as comparações entre S6 e J3 também foram feitas usando este sinal espacialmente suavizado, no qual a superfície não perturbada foi selecionada imediatamente à frente dos sinais semelhantes a OISs. É importante notar que, em conjunto, isso significa que nas análises que se seguem está implícito que frequências superiores às das OISs não são contabilizadas nos nossos coeficientes de correlação - nem nas próprias ondas nem nas suas superfícies não perturbadas. Os coeficientes de correlação para nossos casos supervisionados na Fig. 13 (em círculos vermelhos) confirmam que a retrodifusão de radar no S6 e J3 é consistentemente correlacionada de forma negativa entre o algoritmo de *retracking* do S6 e o MLE4 do J3 na presença de OISs (ou seja, um em oposição de fase com o outro como nas Figs. 10 a 12). Nos dados referentes às superfícies não perturbadas para estes mesmos algoritmos de *retracking*, no entanto, os coeficientes de *Pearson* aparecem dispersos em torno de zero e, portanto, não apontam para correlações positivas nem negativas (a serem discutidas na próxima secção).

No caso do *retracker* ALES do J3 ocorre um resultado especialmente interessante. Conforme dito anteriormente na subsecção 1.2, o ALES destina-se a lidar com transições terra-mar em altímetros de radar convencionais, tornando-o um candidato natural para atuar nas transições do σ_0 que são características em OISs. É interessante notar que no caso do ALES, (visível nos painéis das Figs. 10 a 12) a modelação do σ_0 no J3 (ALES) segue o mesmo padrão que o S6. Consequentemente, não é surpresa que esse resultado também fosse traduzido nos coeficientes de correlação da Fig. 13 entre o S6 e J3 (ALES), que por sua vez se agrupam em torno de 1 tanto na região das OISs como nas superfícies não perturbadas para os nossos casos supervisionados.

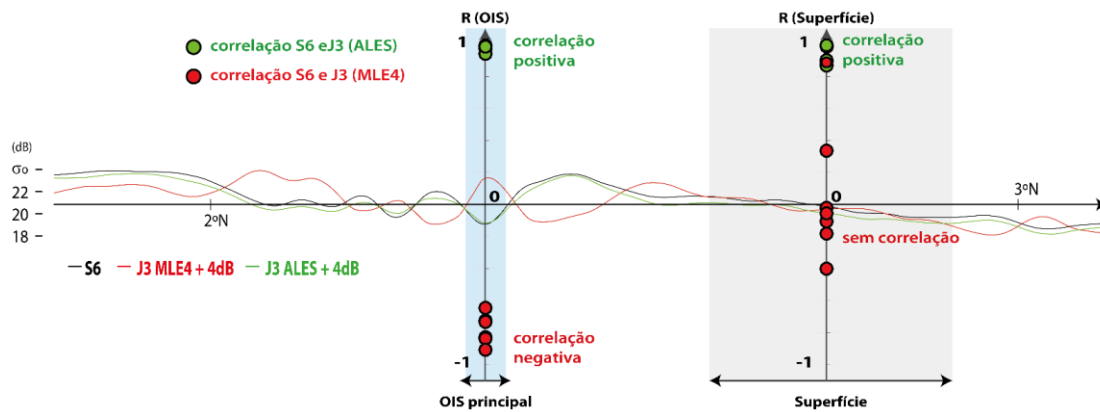


Figura 13 - Coeficientes de correlação de Pearson (R) para todos os casos listados na Tabela 2 e calculados conforme descrito nesta subsecção. Os círculos verdes representam correlações entre S6 e J3 (ALES) e correlações a vermelho entre S6 e J3 (MLE4). Dois conjuntos de coeficientes de correlação são mostrados: à esquerda para as OISs principais (R OIS) e à direita para as regiões não perturbadas pelas ondas (R Superfície). O σ_0 de um caso representativo é mostrado para o Mar de Celebes utilizando dados suavizados com uma média de cerca de 10 quilómetros (ver também Fig. 8).

Para sintetizar o que foi apresentado, uma visão geral destes resultados é fornecida na Tabela 3. Os nossos casos supervisionados mostram consistentemente modulações na retrodifusão do radar (ou seja, $\Delta\sigma_0$) nas OISs principais que são opostas ou semelhantes entre S6 e J3, dependendo se o último foi processado com MLE4 ou ALES (respetivamente). Além disso, é observado que a variação do σ_0 no J3 é sistematicamente de 1 a 2 dB maior do que no S6 - mas é importante salientar que os valores absolutos no J3 são 4 a 6 dB menores do que no S6, tanto nas OISs quanto nas regiões de superfície não perturbada (ver também Figs. 10 a 12).

As mudanças nos SSHAs devido às OISs principais (ou seja, $\Delta SSHAs$) são, em média, da ordem de +10 centímetros no Sentinel-6 (exceto na onda principal no Mar do Sul da China), enquanto no J3 os dados de 1Hz degradam o detalhe fornecido na estrutura espacial das ondas (ou são simplesmente sinalizados como dados ausentes) quando processado com MLE4. Os dados ALES, que são processados a 20Hz, parecem fornecer estimativas mais próximas com as do S6, embora algumas perdas de detalhes também sejam encontradas neste *retracker*.

Da mesma forma, as oscilações de SWH (ou seja, $\Delta SWHs$) no S6 são da ordem de 1 metro (novamente, exceto na onda principal no Mar do Sul da China). O J3, neste caso, normalmente fornece estimativas mais altas e em alguns casos demasiado altas, como 9.9 metros para o caso do Mar de Celebes (marcado com o círculo amarelo na Tabela 3) para MLE4 e ALES. Além disso, há novamente perda de detalhes na estrutura das ondas ou até mesmo perda de sinal.

Tabela 3 - Visão geral dos 7 casos supervisionados listados na Tabela 2 mostrando variações em σ_0 , SSHAs e SWHs nas principais OISs. Note-se que, para manter a consistência, todos os valores assumem que as ondas se propagam para a direita. No caso de $\Delta\sigma_0$, cada par representa a modulação de retrodifusão nas secções traseiras/dianteiras em comparação com uma superfície não perturbada (i.e. à frente da OIS). Os círculos amarelos marcam valores ausentes em produtos de nível-2 ou estimativas que não estão de acordo com o esperado da teoria de OISs.

Casos Supervisionados	$\Delta\sigma_0$ dB			ΔSSHA m			ΔSWH m		
	S6	J3MLE4	J3ALES	S6	J3MLE4	J3ALES	S6	J3MLE4	J3ALES
05 Abril 2021 Mar de Banda	+0.5/-0.5	-1/+1	+0.5/-0.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.3	1.8	1.4
13 Julho 2021 Mar de Banda	+0.5/-0.5	-1/+1	+0.5/-0.5	+0.1	+0.1	+0.1	1.1	1.4	2.0
11 Set. 2021 Mar de Banda	+0.5/-0.5	-2/+2	+0.5/-0.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.5	1.7	1.5
10 Out. 2021 Mar de Banda	+0.5/-1	-2/+2	+0.5/-1	+0.1	+0.2	+0.1	1.1	1.5	1.4
08 Março 2022 Mar de Banda, Figs. 9, 12	+1/-1	-2/+2	+1.5/-1.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.1	2.3	1.5
05 Jan. 2022 Mar de Celebes, Figs. 10, 13	+4/-5	-7/+5	+4/-5	+0.4	NA	0.3	1.7	9.9	2.5
15 Maio 2021 Mar S. da China, Figs. 11, 14	+2/-2	NA	NA	-0.7	NA	NA	5	NA	NA

Os resultados apresentados neste trabalho são consistentes para os outros casos de estudo supervisionados (ver Anexo 2 onde estão os registos altimétricos dos outros casos como nas Figs. 10, 11 e 12). Entretanto, como última abordagem aos sinais altimétricos típicos de OISs, acrescentamos a modulação do σ_0 para o caso do Mar de Banda do dia 8 de março de 2022 com os algoritmos J3 Adaptive e S6 em modo LRM (equivalente ao modo convencional do J3). Uma vez que estes dados também se encontram nos produtos operacionais de nível-2 do J3 e S6 e assim como descrito na subsecção 3.1, incluímos o registo do sinal na Fig. 14.

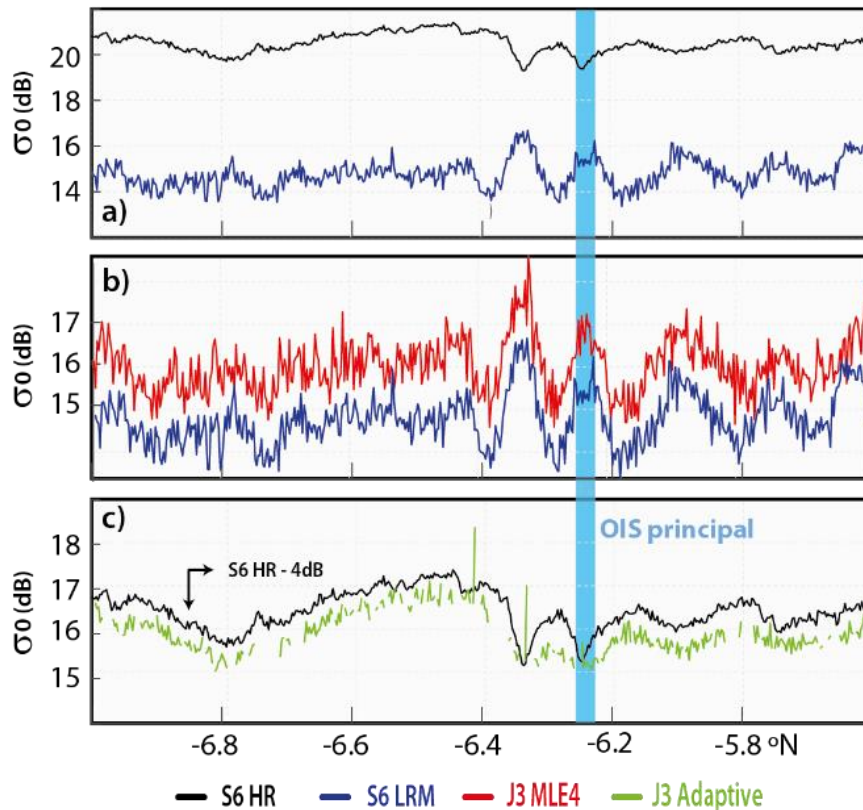


Figura 14 - Caso do Mar de Banda em 8 de março de 2022 com a OIS principal marcada com um retângulo azul. Os painéis a) a c) mostram sinais de σ_0 em 20Hz obtidos de produtos operacionais de nível-2 do S6 e J3 para diferentes algoritmos de retracking. O painel a) apresenta o σ_0 processado em modo SAR (S6 HR em cor preta) e em modo LRM (S6 LRM em cor azul). Análogo ao painel a), o painel b) apresenta o σ_0 do J3 MLE4 (vermelho) e do S6 LRM (azul). No painel c), semelhante aos anteriores, o σ_0 é apresentado para o S6 HR (preto) e para o J3 Adaptive (verde).

Aqui, destacamos dois resultados importantes. Em primeiro lugar, na Fig. 14a e 14b, os sinais correspondentes ao J3 MLE4 (vermelho) e S6 LRM (azul) apresentam modulação semelhante (o S6 LRM está cerca de 1 dB abaixo), o que é esperado, uma vez que estão em modos equivalentes. No material suplementar presente no Anexo 3 deste trabalho, pode-se conferir que este resultado é consistente para os outros casos de estudo supervisionados. Deste modo, sob o pretexto de estudarmos a sinergia entre o J3 e o S6, justificamos assim neste trabalho a utilização dos dados J3 MLE4 que foram apresentados e discutidos nas secções seguintes, e não os do S6 LRM uma vez que são equivalentes aos anteriores.

Como segundo destaque para a Fig. 14c temos os dados do J3 Adaptive apresentado na cor verde. Em geral, este algoritmo apresenta uma modulação bastante semelhante com o S6 HR (*Ocean Retracker*), embora com um sinal em cerca de 4 dB

abaixo. No entanto, para este caso do Mar de Banda, nas regiões de OISs, o J3 Adaptive apresenta algumas ausências de sinal (assim como em outras regiões com modulações de frequência alta). Nos registos altimétricos dos outros casos de estudo que estão no material suplementar presente no Anexo 3 deste trabalho (como na Fig. 14), nota-se que estas modulações do J3 Adaptive e S6 HR persistem para os outros seis casos de estudo. Porém, em relação à perda de sinais nas regiões de OISs, três casos do Mar de Banda (5 Abr. 2021, 13 Jul. 2021 e 11 Set. 2021) não apresentam esta ausência de sinal. Diante destes resultados, vale ressaltar novamente que o algoritmo Adaptive do J3 ainda se encontra sob investigação pela CLS no âmbito do projeto ESA/CLS - MULTISENSOR na altura da escrita desta tese.

3.3 Sinergia entre Jason-3 e Sentinel-6: Outras observações

Até aqui, o presente trabalho teve como resultados casos de OISs validados a partir de imagens de sensores óticos e dados altimétricos na perspectiva da fase *tandem* do J3 e S6. Nesta subsecção, trataremos brevemente de casos nos quais esta validação de eventos de OISs não foi possível ou que a investigação nos mostrou que, embora os sinais apresentassem semelhança aos padrões dos casos anteriores, estes a priori referiam-se a outros fenômenos.

Aqui, vale uma ressalva. Quando utilizamos a altimetria por satélite para observar as variações em superfície do oceano decorrente de OISs, devemos sempre ter em mente que o oceano é um sistema fundamentalmente turbulento. Neste sentido, ao investigarmos as assinaturas em superfície oceânica detetáveis nos sinais altimétricos, além das OISs, estamos suscetíveis aos mais variados processos de pequena e/ou meso-escala (1-30km) que também podem alterar a circulação e dinâmica da superfície oceânica, estas que são, de facto, dominadas pela variabilidade decorrentes de vórtices, correntes, frentes oceânicas sinuosas, variações do vento em superfície ou até mesmo água da chuva (Morrow e Le Traon, 2012).

Durante o trabalho, foi apresentado que sistemas de detecção remota que utilizam sinais de radar de alta frequência correspondentes à retrodifusão na superfície do oceano (no nosso caso, os altímetros) são capazes de mapear variações nesta superfície, como também consta em Paduan et al., 2013. Neste sentido, trabalhos como Mitchum et al. (2014) já abordaram o tema da possível contaminação de dados altimétricos em decorrência de outros fenômenos oceânicos que não as OISs, contaminação esta evidente especialmente na retrodifusão de radar, pelo que ocorrem de acréscimos substanciais no sinal do σ_0 .

Em consequência destes fatores, apresentaremos em seguida um caso de

estudo onde os sinais dos parâmetros geofísicos σ_0 , SSHA e SWH indicaram a possibilidade da existência de OISs, mas que a princípio decorreram de outros fenômenos.

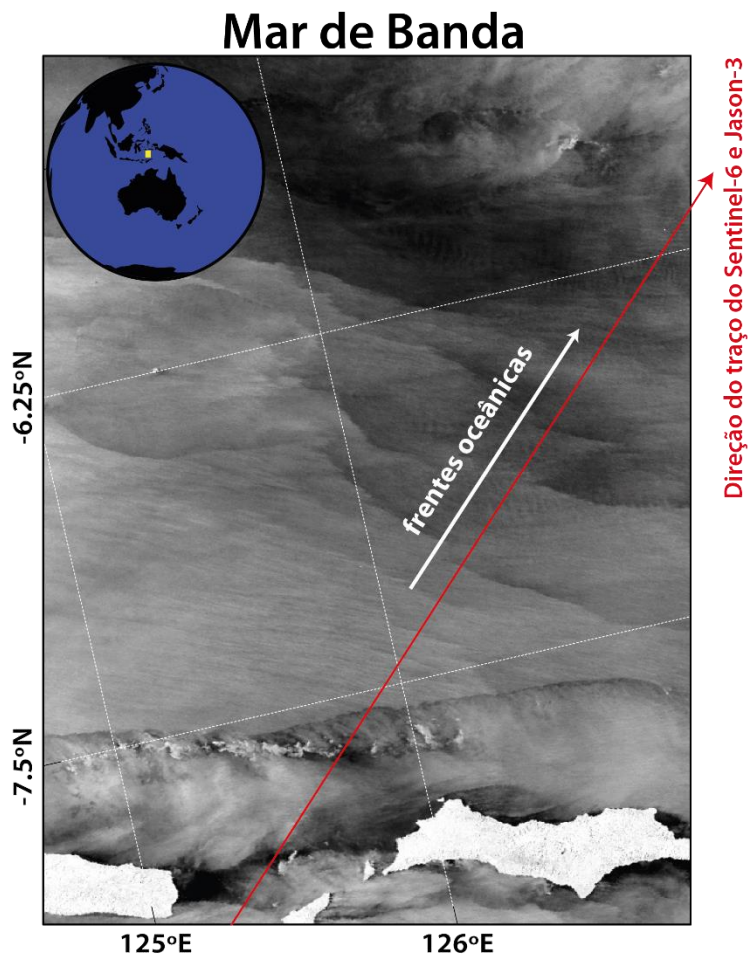


Figura 15 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 7, 8 e 9 referente ao caso de estudo do Mar de Banda do dia 04/02/2021. Imagem SAR Sentinel-1 capturada no mesmo dia da passagem do Sentinel-6 e Jason-3 às 20:47h do mesmo dia, onde o traço em vermelho indica a direção da passagem 253 dos ciclos 8 e 183 respetivamente. A imagem ilustra o que podem ser frentes oceânicas, que por sua vez podem vir a ser confundidas nos sinais dos parâmetros altimétricos como correspondentes às OISs.

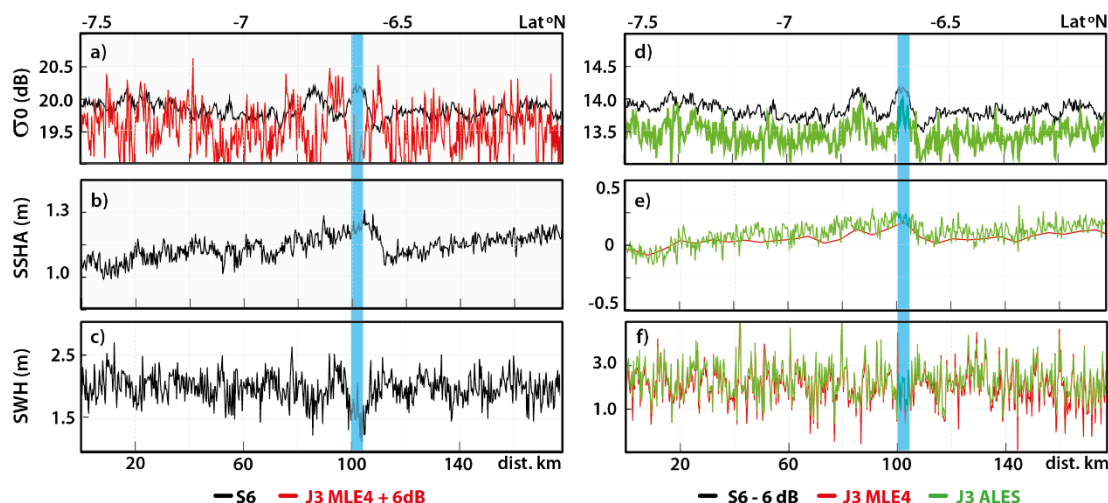


Figura 16 - Esquema ilustrativo análogo às Figs. 10, 11 e 12 referente ao caso de estudo do Mar de Banda do dia 04/02/2021. Em retângulo azul, a região onde poderia haver má interpretação do sinal como decorrente à passagem de uma OIS. Nota-se que a característica de oposição de fase do σ_0 do J3 (MLE4) e S6 também ocorre para este caso, mesmo não se tratando de um sinal de OIS.

Durante a busca sistemática descrita na Metodologia, casos semelhantes a este foram encontrados, pelo qual julgamos poder se tratar de sinais correspondentes à OISs. No decorrer da investigação destes casos, era comum chegarmos no seguinte resultado: ou não era possível a validação dos casos como sendo sinais de OISs ou, em contrapartida, estava claro e validado de que não eram. Embora o foco deste trabalho tenha sido estudar as assinaturas típicas de OISs nos parâmetros altimétricos do J3 e S6, julgamos ser importante a inclusão dos casos citados neste parágrafo nos nossos resultados, uma vez que eles ilustram como as escalas dos fenômenos oceânicos muitas vezes podem causar conflito de informação nos sinais dos altímetros.

4. Discussão

De modo geral, as medições de OISs do J3 e S6 apresentadas neste estudo confirmam as capacidades de ambas missões altimétricas para detetar as assinaturas na superfície do mar destas ondas em produtos de nível-2 - nomeadamente em σ_0 , SSHAs e SWHs. Estes resultados eram esperados, à semelhança dos resultados já apresentados para a altimetria convencional e SAR no Jason-2 e no Sentinel-3 (ver Magalhães e da Silva, 2017 e Santos-Ferreira et al. 2018, 2019 e 2022, respetivamente). No entanto, do ponto de vista da fase *tandem* S6 e J3, três resultados em especial merecem mais discussões.

O primeiro deles e também o resultado mais marcante deste trabalho são as fases opostas do σ_0 entre J3 e S6 ao utilizarmos o *retracker* MLE4 para o J3, oposições que são bastante acentuadas nas regiões de OISs. Embora explorado na secção anterior, este problema requer explicações adicionais, uma vez que as correlações negativas apresentadas anteriormente entre o altímetro SAR e os altímetros convencionais nas OISs com o *retracker* MLE4 mudam rapidamente para correlações positivas quando o *retracker* ALES é usado.

Neste contexto, também é importante lembrar que estamos a assumir que é o mesmo fenómeno com sinais do tipo de OISs que está a ser observado e medido pelos altímetros SAR (S6) e convencional (J3). Também é importante ressaltar que o que assumimos para a superfície do mar é uma superfície uniforme de Brown que, portanto, será igual em características dentro da região iluminada pela pegada altimétrica, mas diferente em área e resolução ao longo do traço entre um altímetro SAR e convencional (ver ilustração na Fig. 7). Portanto, à luz destes pressupostos, é natural assumir que os sinais opostos de σ_0 podem ser uma consequência das diferentes geometrias de aquisição desses sensores, uma vez que todos os outros fatores permanecem os mesmos devido ao tempo de apenas 30 segundos entre as passagens dos altímetros. Além disso, poderíamos supor que os dados do S6 representam mais fidedignamente a superfície oceânica - especialmente porque comparam bem com o que esperávamos da teoria de OISs - o que significa que, nesse caso, as medições do J3 (no *retracker* MLE4) seriam naturalmente invertidas do esperado.

Curiosamente, esta hipótese é consistente com os resultados apresentados em Magalhães e da Silva (2017), em que medições quase em sinergia entre o Jason-2 e uma imagem do satélite Envisat-ASAR já haviam revelado um sinal σ_0 invertido no altímetro convencional - ou seja, um aumento da retrodifusão do radar nas secções rugosas da frente das ondas e uma diminuição nas secções lisas atrás (o que é o

oposto do que seria esperado). Nesse mesmo estudo (Magalhães e da Silva, 2017) os autores reconheceram que as heterogeneidades dentro da pegada altimétrica convencional poderiam desencadear esse efeito, e observam que as pegadas podem ser grandes o suficiente para incluir secções lisas ainda centradas em secções rugosas das OISs e vice-versa. Por sua vez, isso também é consistente com a suposição inicial do S6 fornecer representações precisas destas secções rugosas e lisas, uma vez que a resolução mais nítida do S6 ao longo do traço altimétrico permitiria que formas de ondas individuais fossem amostradas de forma distinta em cada secção.

Em face destas ponderações, uma pergunta inicial ajudou a por os nossos resultados em perspetiva: por que motivo o *retracker* ALES teria um desempenho melhor do que o *retracker* MLE4 no J3 e, para OISs de grande escala, aparentemente tão bom quanto o altímetro SAR no S6? Ao colocarmos esta pergunta sob a ótica da teoria, lembramos que de acordo com Passaro et al. (2014), o *retracker* ALES foi concebido para lidar com as transições acentuadas mar-terra presentes nas regiões costeiras. Para fazer isso, este *retracker* visa apenas os estágios iniciais das formas de onda convencionais (ou seja, as *leading-edges* - ver a secção 3.3 do mesmo autor). Neste caso, isso significa que o foco está essencialmente numa parte reduzida da pegada do altímetro.

Em Thibaut et al. (2010), é documentado um efeito semelhante de oposição de fase na modulação do σ_0 para os algoritmos MLE3 e MLE4 do Jason-2. Este efeito foi explicado devido aos algoritmos focarem estágios diferentes das formas de onda: enquanto o MLE3 (e, mais tarde, também o ALES) tem uma sensibilidade maior ao estágio inicial (*leading edge*), o MLE4 tem o seu foco no estágio final (*trailing edge*). De certo modo, podemos assumir que isso também significa que devido ao processamento do sinal, o MLE3 e o ALES estão aprimorando artificialmente a resolução espacial do altímetro e, portanto, seria esperado que seus resultados convergissem para os de um altímetro SAR. Por outro lado, numa situação em que o altímetro esteja centrado numa secção rugosa que esteja a contribuir para a *leading edge* e a secção lisa para a *trailing edge*, pelo fato do MLE4 privilegiar a segunda, isto pode resultar em um sinal que artificialmente centra a forma de onda na secção lisa - o oposto da assinatura SAR (que podemos admitir como a correta). Ao observarmos a Fig. 13, esta informação é traduzida nas correlações negativas e positivas entre o S6 e J3 com MLE4 e ALES, respetivamente.

Um segundo problema diz respeito ao caso do Mar do Sul da China, onde as medições do S6 parecem não estar de acordo com as esperadas da teoria, e as medições do J3 em MLE4 e ALES estão sinalizadas como ausência de dados (ver Fig.

12). Para este caso, as medições também podem ser interpretadas à luz das diferentes geometrias de aquisição do S6 e J3. Embora os sinais do tipo OISs nos nossos casos supervisionados estejam todos na escala de quilómetros, existem duas diferenças fundamentais que vão diferenciar este caso do Mar do Sul da China. Por um lado, os solitões deste caso têm dimensões características de cerca de 1 quilómetro e as distâncias entre eles são da mesma ordem (ver Tabela 2 e também *λsolitão* na Fig. 9). Por outro lado, a direção de propagação das ondas não parece ser tão convenientemente alinhada com a trilha do solo dos altímetros (o ângulo entre eles pode chegar a 50°, a ver também na Tabela 2). Ao considerar as geometrias de aquisição ilustradas nas Figs. 5 e 7, isso significa que o altímetro SAR pode não ser mais capaz de distinguir ondas individuais e as suas secções rugosas e lisas.

Como as ondas são menores, mais próximas entre si e se propagam com um ângulo elevado com a direção do traço dos altímetros, a resolução não alcança as escalas que os eventos de OISs necessitam. É importante notar que, embora a resolução na direção ao longo do traço seja maior no S6 do que no J3, estes partilham a mesma resolução quilométrica na direção ortogonal ao traço. Consequentemente, na situação do caso do Mar do Sul da China (onde a direção de propagação das OISs não está alinhada com o traço dos altímetros), o S6 teria uma probabilidade maior de iluminar secções rugosas e lisas em simultâneo do que nos outros casos. Isso introduziria contribuições de retrodifusão que competem entre si ao longo dos diferentes estágios das formas de ondas do altímetro SAR, o que poderia tornar o seu sinal mais longe de quaisquer estimativas reais (por exemplo, como na Fig. 12b e 12c). O mesmo se aplica ao MLE4 e ALES no caso do J3, uma vez que na pegada de um altímetro convencional, várias ondas podem ser amostradas de uma só vez. Neste cenário, contribuições ainda mais aleatórias, muitas vezes numa alternância de σ_0 alto e baixo podem, em última instância, estar sinalizadas nos produtos altimétricos de nível-2 como dados ausentes (como na Fig. 12d a 12f).

Por último, abordamos uma terceira problemática encontrada no decorrer deste trabalho. Durante a busca de casos de OISs, percebemos que alguns casos de estudo mostravam que as modulações de sinal se comportavam em escalas próximas aos sinais de OISs, mas que posteriormente confirmávamos não se tratar desse fenómeno ao analisarmos as imagens de evidência de sensores óticos. Para estes casos, há uma maior probabilidade de que os sinais altimétricos apresentem estes padrões semelhantes aos típicos de OISs devido ao que é conhecido na oceanografia como fenómenos de alta frequência, e.g. frentes oceânicas, altos acréscimos repentinos em σ_0 (do inglês σ_0 *blooms*) ou efeitos de vento ou chuva na superfície (ver Siegelman et al., 2020; Tournadre et al., 2006; Picard et al., 2021). Além disso, devido à geometria de

aquisição dos altímetros, os sinais podem ser interpretados como se estivessem por modular a superfície à frente das ondas e, portanto, *a priori* regiões não perturbadas (mas que podem também se tratar dos outros eventos que não as OISs). Embora não fossem casos referentes às OISs, julgamos ser importante a menção destes acontecimentos uma vez que também são parte de fenómenos oceânicos que podem ser identificados pela altimetria. Notou-se, por exemplo, que essas modulações de alta frequência da superfície oceânica também parecem introduzir a principal característica investigada por este trabalho: o efeito de oposição de fase entre o σ_0 dos altímetros S6 e J3 com o algoritmo MLE4.

5. Conclusão

Este trabalho explora as medições em sinergia de assinaturas na superfície do mar de OISs entre um altímetro SAR e um convencional do ponto de vista da fase *tandem* do S6 e J3, respetivamente. Os resultados apresentados mostram que as assinaturas na superfície do mar causadas por padrões alternados de secções rugosas e lisas de OISs são observadas em todos os parâmetros geofísicos mostrados (i.e. σ_0 , SSHA e SWH). O destaque está nas diferenças na modulação desses sinais entre o S6 e o J3, que são discutidas como sendo uma consequência das geometrias diferentes das pegadas altimétricas e dos algoritmos de *retracking* utilizados para cada altímetro.

O altímetro SAR do S6 é capaz de identificar manifestações detalhadas na superfície do mar de OISs de grande escala (ou seja, da ordem de 10 quilómetros) que são consistentes com aquelas apresentadas anteriormente para o altímetro SAR do Sentinel-3 em Santos-Ferreira et al. (2018, 2019 e 2022). Em geral, os resultados apresentados aqui para o S6 estão de acordo com os esperados da teoria de propagação de OISs na modulação dos parâmetros σ_0 , SSHAs e SWHs. Uma exceção é destacada para um caso no Mar do Sul da China, onde as escalas horizontais das OISs tornam-se da ordem de 1 quilómetro e onde elas propagam-se com um ângulo mais elevado com o traço dos altímetros na superfície do mar. Neste caso em particular, os resultados apresentados pelos produtos de nível-2 do altímetro SAR afastam-se dos esperados pela teoria.

No caso do altímetro convencional J3, a mesma investigação é feita sob a ótica de dois algoritmos de *retracking*: o tradicional MLE4 que é fornecido em produtos de nível-2 e o ALES que é concebido para lidar com as transições terra-mar acentuadas. Ambos os *retrackers* apresentam uma perda geral de detalhes na estrutura das ondas em SSHAs e SWHs quando comparados com o S6, e onde se nota também que os parâmetros no altímetro convencional parecem ser mais influenciados por ruído em geral do que no altímetro SAR. Além disso, no σ_0 , um intrigante resultado destaca-se da sinergia entre o S6 e o J3, onde é consistentemente demonstrado nos casos de estudo que os altímetros SAR e convencional são correlacionados negativa ou positivamente nos sinais de σ_0 em OISs, ao usar o padrão MLE4 ou o *retracker* alternativo ALES em J3 (respetivamente).

Estes resultados são discutidos sob o contexto das geometrias de aquisição intrinsecamente diferentes entre a altimetria SAR e a convencional. Argumenta-se que, quando a propagação das ondas está alinhada com a propagação do altímetro, a resolução ao longo do traço mais nítida do S6 (de cerca de 300 metros) pode identificar

os detalhes da estrutura completa dos pacotes de OISs (i.e. de cada onda individualmente). No entanto, a pegada maior no altímetro convencional J3 (normalmente alguns quilómetros de diâmetro) não consegue detetar o mesmo nível de detalhe dos eventos de OISs.

Nesse caso, o sinal é contaminado com contribuições mistas entre secções distintas da OIS (ou até de várias ondas em simultâneo). No entanto, embora no contexto da resolução ao longo do traço isso não ocorra no altímetro SAR, o mesmo não se aplica quando as OISs se propagam com um ângulo mais elevado com o traço do altímetro. Pelo fato da resolução na direção ortogonal ao traço dos altímetros SAR ser também numa escala quilométrica como nos altímetros convencionais, secções distintas da mesma OIS ou mesmo de uma série de OISs podem ser iluminadas ao mesmo tempo, o que acaba por contaminar o sinal.












As evidências fornecidas nos casos de OISs ilustram muito bem a necessidade de assumir uma superfície oceânica conforme o modelo de Brown (1977), ou seja, uma superfície homogénea isotrópica perfeitamente refletora. Em face a tal condição, a altimetria por satélite funciona conforme o esperado. No entanto, quando as contribuições mistas competem na mesma forma de onda (por exemplo, em secções rugosas e lisas de OISs), os *retrackers* parecem não ser mais capazes de ajustar a forma de onda medida às expectativas da teoria de OISs.

Isto é importante no âmbito mais amplo da altimetria por satélite, uma vez que a superfície do oceano é muito menos uniforme nas escalas menores que a altimetria SAR é capaz de atingir do que nas tradicionais escalas maiores da altimetria convencional (cerca de 300 metros e 2 quilómetros na resolução ao longo do traço, respetivamente). As OISs demonstram isso, mas fenómenos oceânicos semelhantes podem ser igualmente significativos - e.g. frentes oceânicas, ventos de superfície, efeitos da água de chuva, aumentos repentinos no σ_0 - são alguns dos fenómenos que podem afetar as medições de altimetria em escala de quilómetros.

Pode-se então perguntar como as medições de altimetria passadas, presentes e futuras - com geometrias de aquisição intrinsecamente diferentes - podem ser reconciliadas nas frequências espacialmente mais curtas e mais altas do espectro oceânico. Neste contexto, sugere-se aqui que algoritmos de *retracking* da altimetria convencional como o ALES (Passaro et al., 2014), que exploram regiões limitadas das formas de ondas oceânicas, possam atuar ao mesmo nível dos altímetros SAR ao lidar com transições acentuadas de secções lisas e rugosas na superfície oceânica.

As descobertas apresentadas neste estudo justificam investigações futuras, e.g. em casos de OISs de menor escala (secções até 1 quilómetro de espessura), nas situações que se propagam em ângulos maiores com a direção de propagação do traço dos altímetros, ou ainda em outros fenómenos diferente das OISs. Seja qual for o caso, a fase *tandem* entre S6 e J3 parece ser a chave para o sucesso da nova era de altímetros SAR na órbita de referência da altimetria, esta que se apresenta consagrada histórica e climatologicamente pela altimetria convencional ao longo de mais de 30 anos.

6. Referências

-  Alexander, F. H. Goetz; Barrett, N. Rock; Lawrence, C. Rowan. Remote sensing for exploration; an overview. *Economic Geology* (1983) 78 (4): 573-590.
-  Alford, M. H., Peacock, T., MacKinnon, J. A., Nash, J. D., Buijsman, M. C., Centurioni, L. R., & Paluszkiwicz, T. (2015). The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature*, 521(7550), 65-69.
-  Alpers, W. (1985). Theory of radar imaging of internal waves. *Nature*, 314(6008), 245-247.
-  Amarouche, L., P. Thibaut, O. Z. Zanife, J. P. Dumont, P. Vincent, and N. Steunou (2004). Improving the Jason-1 ground retracking to better account for attitude effects. *Marine Geodesy* 27:171-197.
-  Apel, J.R.; Byrne, H.M.; Proni, J.R.; Charnell, R.L. Observations of oceanic internal and surface waves from the earth resources technology satellite. *J. Geophys. Res. Oceans* 1975, 80, 865-881.
-  Barrick, D. E.; Lipa, B. J. "Chapter 3 Analysis and Interpretation of Altimeter Sea Echo". *Advances in Geophysics*, vol. 27, pp. 61-100, DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60403-3, 1985.
-  Barrick, D. "Rough Surface Scattering Based on the Specular Point Theory," in *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 16, no. 4, pp. 449-454, July 1968, doi: 10.1109/TAP.1968.1139220.
-  Brown, G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Trans. Antennas Propag.* 1977, 25, 67-74.
-  Chelton, D. et al. "Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 6 (1989): 407-438.
-  Chelton, D. B.; Ries, J. C.; Haines B. J.; Fu, L.-L.; Callahan, P.S. "Satellite Altimetry. In L. Fu & A. Cazenave (Eds)", *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, 2001.
-  CNES, EUMETSAT, NOAA. Jason-3 Products Handbook Iss :1.5 - date: September 17th, 2018.

- 📖 Da Silva, J. C. B., Ermakov, S. A., & Robinson, I. S. (2000). Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf: 3. Mode transitions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C10), 24089-24104.
- 📖 Dinardo, S. (2020). Techniques and Applications for Satellite SAR Altimetry over water, land and ice. Ph.D. Thesis Technische Universität Darmstadt. URL: <https://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/11343/> iISBN: 9783935631457 Volume: 56.
- 📖 Donlon, C. J., Cullen, R., Giulicchi, L., Vuilleumier, P., Francis, C. R., Kuschnerus, M., ... & Tavernier, G. (2021). The Copernicus Sentinel-6 mission: Enhanced continuity of satellite sea level measurements from space. *Remote Sensing of Environment*, 258, 112395.
- 📖 Dumont, J.-P., Estimation optimale des paramètres altimétriques des signaux radar Poséidon, Ph.D. dissertation, Univ. Toulouse-ENSEEIH, Toulouse, France, 1985.
- 📖 Estes, J., Kline, K., Collins, E., Remote Sensing, *International Encyclopedia of the Social & Behavioral Sciences*, Pergamon, 2001, Pages 13144-13150.
- 📖 Fernandes, M.J.; Lázaro, C.; Nunes, A.L.; Scharroo, R. Atmospheric Corrections for Altimetry Studies over Inland Water. *Remote Sens.* 2014, 6, 4952-4997.
- 📖 Fernandes, M. J., Lázaro, C., Vieira, T., On the role of the troposphere in satellite altimetry, *Remote Sensing of Environment*, Volume 252, 2021.
- 📖 Frappart, F., Blumstein, D., Cazenave, A., Ramillien, G., Birol, F., Morrow, R., & Rémy, F. (1999). Satellite altimetry: Principles and applications in Earth sciences. *Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronics Engineering*, 1-25.
- 📖 Hammond, D., Mennella, R. and Walsh, E., "Short pulse radar used to measure sea surface wind speed and SWH," in *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. 2, no. 1, pp. 61-67, January 1977.
- 📖 Hayne, G. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5), 687-692.
- 📖 Holloway, P. & Talipova, T.. (2006). Internal Tide Transformation and Oceanic Internal Solitary Waves. 10.1007/0-306-48024-7_2.
- 📖 Hu, B., Meng, J., Sun, L., & Zhang, H. (2021). A Study on Brightness Reversal of

- Internal Waves in the Celebes Sea Using Himawari-8 Images. *Remote Sensing*, 13(19), 3831.
- 📖 Jackson, C. (2007). Internal wave detection using the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).
 - 📖 Jackson, C. R.; da Silva, J. C. B.; Jeans, G. "The generation of nonlinear internal waves". *Oceanography*, vol. 25, DOI: 10.5670/oceanog.2012.46, 2012.
 - 📖 Jeans, D.R.G., *Solitary Internal Waves in the Ocean: A Literature Review Completed as Part of the Internal Wave Contribution to Morena*, UCES, Marine Science Labs, University of North Wales, Rep. U-95, 1995.
 - 📖 Kupfer, J. A., Emerson, C. W., *Remote Sensing*, Editor(s): Kimberly Kempf-Leonard, *Encyclopedia of Social Measurement*, Elsevier, 2005, Pages 377-383.
 - 📖 Leuliette, E.W., Steven Nerem, R., Mitchum, G.T., 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Mar. Geod.* 27, 79-94.
 - 📖 Lin, S-K. *Introduction to Remote Sensing*. Fifth Edition. By James B. Campbell and Randolph H. Wynne, The Guilford Press, 2011. *Remote Sensing*. 2013; 5(1):282-283.
 - 📖 Magalhães, J.M., and J.C.B. da Silva. 2017. Satellite altimetry observations of large-scale internal solitary waves. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 14:534-538.
 - 📖 Magalhães, J. M., Alpers, W., Santos-Ferreira, A. M., & Da Silva, J. C. (2021). SURFACE WAVE BREAKING CAUSED BY INTERNAL SOLITARY WAVES. *Oceanography*, 34(2), 166-176.
 - 📖 Mitnik, Leonid, and Vyacheslav, Dubina. "Non-linear internal waves in the Banda Sea on satellite synthetic aperture radar and visible images." 2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Vol. 3. IEEE, 2009.
 - 📖 Nerem, R.S. and Mitchum, G.T., Chapter 8 Sea Level Change, Editor(s): Lee-Lueng Fu, Anny Cazenave, *International Geophysics*, Academic Press, Volume 69, 2001, Pages 329-xxiii.
 - 📖 Osborne, A. R., & Burch, T. L. (1980). Internal solitons in the Andaman Sea.

Science, 208(4443), 451-460.

- 📖 Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G. D., & Snaith, H. M. (2014). ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 145, 173-189.
- 📖 Picard, B., Picot, N., Dibarboure, G., & Steunou, N. (2021). Characterizing Rain Cells as Measured by a Ka-Band Nadir Radar Altimeter: First Results and Impact on Future Altimetry Missions. *Remote Sensing*, 13(23), 4861.
- 📖 Quartly, G. D., Chen, G., Nencioli, F., Morrow, R., & Picot, N. (2021). An overview of requirements, procedures and current advances in the calibration/validation of radar altimeters. *Remote Sensing*, 13(1), 125.
- 📖 Raney, R.K. "The Delay/Doppler Radar Altimeter". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, NO. 5, DOI: 10.1109/36.718861,1998.
- 📖 Ray, C., Martin-Puig, C., Clarizia, M. et al. (2015). SAR Altimeter Backscattered Waveform Model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 53, 911-919. doi:10.1109/TGRS.2014.2330423.
- 📖 Raynal, M., S. Labroue, T. Moreau, F. Boy, N. Picot, From conventional to Delay Doppler altimetry: A demonstration of continuity and improvements with the Cryosat-2 mission, *Advances in Space Research*, Volume 62, Issue 6, 2018, Pages 1564-1575.
- 📖 Ribal, A., Young I. R., 2019. 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations. *Nat-Sci Data* (77), 1-15.
- 📖 Rieu, P., Moreau, T., Cadier, E., Raynal, M., Clerc, S., Donlon, C., Borde, F., Boy, F., Maraldi, C., 2021. Exploiting the Sentinel-3 tandem phase dataset and azimuth oversampling to better characterize the sensitivity of SAR altimeter sea surface height to long ocean waves. *Adv. Space Res.*, 67(1), 253. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.09.037>.
- 📖 Rosmorduc, V. & Benveniste, J & Bronner, E & Dinardo, Salvatore & Lauret, Olivier & Maheu, C & Milagro-Pérez, Maria & Picot, N. (2011). *Radar Altimetry Tutorial*.
- 📖 Santos-Ferreira, A.M., J.C.B. Da Silva, and J.M. Magalhaes. 2018. SAR mode altimetry observations of internal solitary waves in the tropical ocean: Part 1. Case studies. *Remote Sensing* 10:644.

- 📖 Santos-Ferreira, A.M., J.C.B. da Silva, and M. Srokosz. 2019. SAR mode altimetry observations of internal solitary waves in the Tropical Ocean: Part 2. A method of detection. *Remote Sensing* 11(11):1339.
- 📖 Santos-Ferreira, A.M.; da Silva, J.C.B.; Magalhaes, J.M.; Amraoui, S.; Moreau, T.; Maraldi, C.; Boy, F.; Picot, N.; Borde, F. Effects of Surface Wave Breaking Caused by Internal Solitary Waves in SAR Altimeter: Sentinel-3 Copernicus Products and Advanced New Products. *Remote Sens.* 2022, 14, 587.
- 📖 Scharroo, R., Bonekamp, H., Ponsard, C., Parisot, F., von Engeln, A., Tahtadjiev, M., & Montagner, F. (2016). Jason continuity of services: continuing the Jason altimeter data records as Copernicus Sentinel-6. *Ocean Science*, 12(2), 471-479.
- 📖 Siegelman, L., Klein, P., Thompson, A. F., Torres, H. S., & Menemenlis, D. (2020). Altimetry-based diagnosis of deep-reaching sub-mesoscale ocean fronts. *Fluids*, 5(3), 145.
- 📖 Shum, C. K., Ries, J. C., Tapley, B. D. (1995). The accuracy and applications of satellite altimetry, *Geophysical Journal International*, Volume 121, Pages 321-336.
- 📖 Stammer, D., & Cazenave, A. (Eds.). (2017). *Satellite altimetry over oceans and land surfaces*. CRC press.
- 📖 Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H., Chapter 8 - Gravity Waves, Tides, and Coastal Oceanography, *Descriptive Physical Oceanography* (Sixth Edition), Academic Press, 2011, Pages 223-244.
- 📖 Thibaut, P., Poisson, J. C., Bronner, E., & Picot, N. (2010). Relative performance of the MLE3 and MLE4 retracking algorithms on Jason-2 altimeter waveforms. *Marine Geodesy*, 33(S1), 317-335.
- 📖 Tourain, C., Piras, F., Ollivier, A., Hauser, D., Poisson, J. C., Boy, F., & Tison, C. (2021). Benefits of the Adaptive algorithm for retracking altimeter nadir echoes: results from simulations and CFOSAT/SWIM observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(12), 9927-9940.
- 📖 Tournadre, J., Chapron, B., Reul, N., & Vandemark, D. C. (2006). A satellite altimeter model for ocean slick detection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C4).
- 📖 Zhang, X., J. Zhang, J. Meng, C. Fan, and J. Wang. 2020. Observation of internal

waves with OLCI and SRAL on board Sentinel-3. Acta Oceanologica Sinica 39(3):56-62.

Websites relevantes para a realização deste trabalho:

- Visualização e transferência de imagens OLCI, SAR, MODIS, MSI etc: ovl.oceandatalab.com; <https://worldview.earthdata.nasa.gov>; <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>
- Repositório público para transferência de dados do altímetro convencional Jason-3 <https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/jason3/>
- Repositório público para transferência de dados do altímetro SAR Sentinel-6: <https://podaac.jpl.nasa.gov/datasetlist?search=sentinel-6>;
- Análise da direção e velocidade do vento: ovl.oceandatalab.com; <https://earth.nullschool.net>;
- Análise da altura das ondas oceânicas: <https://earth.nullschool.net>.

Anexo 1: Artigo com o título “Using a tandem flight configuration between Sentinel-6 and Jason-3 to compare conventional and SAR altimeters in sea surface signatures of Internal Solitary Waves”

Using a tandem flight configuration between Sentinel-6 and Jason-3 to compare conventional and SAR altimeters in sea surface signatures of Internal Solitary Waves

Jorge M. Magalhaes^{1,2}, Ian G. Lapa², José C.B. da Silva^{2,3,*}, Adriana M. Santos-Ferreira^{1,2} Marcelo Passaro⁴, Christian Schwatke⁴, Michael Hart-Davis⁴, Samira Amraoui⁵, Thomas Moreau⁵, Claire Maraldi⁶ et al., and Craig Donlon⁷

1 Interdisciplinary Centre of Marine and Environmental Research (CIIMAR) and Department of Geoscience, Environment and Spatial Planning (DGAOT), Faculty of Sciences, University of Porto, Rua do Campo Alegre, s/n, 4169-007 Porto, Portugal

2 Department of Geoscience, Environment and Spatial Planning (DGAOT), Faculty of Sciences, University of Porto, Rua do Campo Alegre, s/n, 4169-007 Porto, Portugal

3 Instituto de Ciências da Terra, Polo Porto, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre 687, 4169-007 Porto, Portugal

4 Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut der Technischen Universität München (DGFI-TUM), Arcisstraße 21, 80333 Munich, Germany

5 Collecte Localisation Satellites (CLS), 11 Rue Hermès, Parc Technologique du Canal, 31520 Ramonville St. Agne, France; samraoui@groupcls.com (S.A.); tmoreau@groupcls.com (T.M.)

6 Centre National d'Études Spatiales (CNES), 18 Avenue Edouard Belin, CEDEX 9, 31401 Toulouse, France; claire.maraldi@cnes.fr (C.M.);

7 European Space Agency/European Space Research and Technology Centre (ESA/ESTEC), Keplerlaan, 1, 2201 AZ Noordwijk, The Netherlands;

*** Corresponding Author**

To be considered for publication in MDPI Remote Sensing

August, 2022

Ian de Grisi Lapa

73

Abstract

Satellite altimetry has been providing a continuous record of ocean measurements with numerous applications across the entire range of ocean sciences. A reference orbit has been used since 1992 with TOPEX/Poseidon, which was repeated in the Jason missions, and in the newly launched Sentinel-6 Michael Freilich (in November 2020) to continuously monitor the trends of sea level rise and other properties of the sea surface. These multidecadal missions have evolved alongside major technological advances, whose measurements are unified into a single data record owing to continuous intercalibration and validation efforts. However, the new Sentinel-6 provides synthetic aperture radar (SAR) processing, which improves the along-track resolution of conventional altimeters from a few kilometres (e.g. for Jason-3) down to about 300 metres. This means a major leap in sampling towards higher frequencies of the ocean spectrum, which inevitably means reconciling the assumption of a uniform Brown between the footprints of the larger kilometre-scale conventional altimetry and those of the finer-scale SAR altimetry. To explore this issue, this study uses the vantage point of the Sentinel-6/Jason-3 tandem phase to compare simultaneous sea surface signatures of large-scale Internal Solitary Waves between SAR and conventional altimetry. These waves can modulate the sea surface into arrayed sections of increased and decrease roughness with horizontal scales up to 10 km, which inflict sharp transitions between increased and decreased backscatter in the radar altimeters. It is found that Sentinel-6 can provide more detailed structures of ISWs in standard level-2 products, when comparing with those from the conventional Jason-3 (similarly to previous results reported from the SAR altimeter from Sentinel-3). However, a new and striking feature is found when comparing the radar backscatter between Sentinel-6 and Jason-3, which are found to be in opposite phases in the ISWs. These intriguing results are discussed in light of the intrinsically different acquisition geometries of SAR and conventional altimeters as well as possible implications thereof.

1. Introduction

Satellite altimetry has been providing a continuous monitoring of ocean dynamics for more than 30 years (**Ribal and Young, 2019**). Its fundamental principle is quite simple and relies in measuring the time taken by a microwave radar pulse to travel from the satellite antenna to the sea surface and back, which translates to distance after a series of corrections have been accounted (**Frappart et al., 2017**). Nonetheless, over the last three decades the contents of the returned radar echo have been found to provide additional information about the sea surface. For instance, nowadays level-2 altimetry products provide Sea Surface Height Anomalies (SSHAs), Significant Wave Heights (SWHs) and Normalized Radar Cross Sections (or radar backscatter, σ_0), which are routinely used in a wide range of applications ranging from operational oceanography to climatological studies (e.g. to gauge sea-level rise, for a detailed description of satellite altimetry applications see **Stammer and Cazenave, 2017** and references there in).

Nowadays, motivations are being driven to survey near-shore coastal areas and inland water bodies (see e.g. **Passaro et al., 2014**) which means improving ground resolution. In particular, conventional (pulse-limited) radar altimeters (with footprints of the order of a few kilometres) are being replaced with SAR altimeters. These new and more advanced altimetry sensors use Synthetic Aperture Radar (SAR) technology to improve their along-track resolution to a few hundred meters – which nonetheless retain the original across-track resolution of a few kilometres (**Dinardo et al., 2021**).

To ensure the continuity of a consistent and intercomparable global altimetry data record throughout all altimetry missions flown in these last 30 years (and those to come), new generations of satellites altimeters replace the previous missions in precisely the same orbit. This orbit is often referred to as the *satellite altimetry reference orbit*, and in the early stages both new and previous missions are placed in a tandem configuration with one satellite lagging the other (see e.g. **Donlon et al., 2019; Donlon et al., 2021; Quartly et al., 2021**). This strategy allows the same ground-track to be repeated mission after mission, and hence ensure the continuity of the satellite altimetry record.

The recently launched Sentinel-6 Michael Freilich satellite (**Donlon et al., 2021**) is no exception and its tandem phase with the previous altimetry reference mission (Jason-3, still in operation) was done approximately between December 2020 and March 2022. However, Sentinel-6 provides for the first time the capability to acquire SAR altimeter data along the reference orbit of the previous multi-decadal altimetry missions. We note in passing that a SAR altimeter (SRAL) was already aboard Sentinel-3a and 3b (launched in 2016 and 2021), which nonetheless was not in this reference altimetry orbit.

Therefore, in a way, the Sentinel-6 and Jason-3 tandem flight configuration is unique as it places for the first (and perhaps only) time a SAR and a Jason-class conventional radar altimeter in exactly the same orbit with one lagging the other by just 30 seconds. This means an opportunity to explore how previous conventional and newly SAR altimeters sense the same phenomena under the same environmental conditions – namely, surface wind and wave fields are not expected to change in a timeframe of 30 seconds (except for swell waves as reported by Rieu et al., 2021).

Even so, all tandem missions are temporary (lasting no more than a few months), and hence offer only a limited amount of data. To overcome this issue, the new Sentinel-6 mission provides yet another novelty. Its Poseidon 4 altimeter can acquire simultaneously conventional and SAR altimetry data (sometimes referred to as Low and High Resolution Modes respectively – i.e. LRM and HR, see e.g. **Donlon et al., 2021**). In other words, the LRM in Sentinel-6 is meant as a heritage of the Jason-class altimeters (namely, Jason-3) which can be directly compared with its new SAR measurements throughout the entire mission in the altimetry reference orbit – and hence key in conventional/SAR altimetry intercalibration purposes. This adds to the motivations in the tandem configuration, since the ability of LRM data in Sentinel-6 to replicate that of Jason-3 can be verified directly (again with a small time lag of just 30 seconds).

Nonetheless, while exploring the vantage points of this tandem configuration, it is important to recall that there are different instrumental and radiometric properties expected a priori between Sentinel-6 and Jason-3. But in spite of these differences, there is another potential source for inconsistencies between the measurements in these satellites. Despite illuminating the same ground area with a time difference of just 30 second, the ground footprints in a conventional and a SAR altimeter are very different with one being much larger than the other. This is important because in the assumption of Brownian waveforms the properties of the illuminated sea surface are considered constant within the altimeter footprint (see e.g. **Brown, 1977** and **Hayne, 1980**). In the real ocean that could mean that some phenomena can modulate the radar backscatter in scales smaller than the typical conventional altimeter footprint but larger than (or comparable to) the sharpened SAR along-track resolution – ultimately meaning that a uniform Brown surface could simultaneously be valid and invalid for a SAR and conventional altimeters (respectively).

Therefore, to ensure robust and meaningful comparisons between the multidecadal legacy data from previous conventional altimetry missions and the newcoming SAR altimeters, it is important to understand how these distinct altimeters sense different phenomena and scales of the sea surface. Ideally, pursuing this goal would mean to intentionally breakdown the assumption of a constant sea surface backscatter within the altimeter footprint in spatial scales ranging between those of conventional and SAR altimeters, and assess their different responses in comparison with some reference background.

Internal Solitary Waves (ISWs) in the ocean naturally provide this contrasting scenario in sea surface roughness. It has already been well-documented that waves, that propagate along the ocean's pycnocline, can increase and decrease the radar backscatter in scales of a few kilometres with quasi-instantaneous transitions between them – both in conventional altimeters (**Magalhaes and Silva, 2017**) as well as in SAR altimeters (**Santos-Ferreira et al., 2018, 2019, 2022**).

Therefore, in this paper we focus in sea surface signatures of ISWs from the vantage point of a tandem configuration between Jason-3 and Sentinel-6, and use them to investigate how conventional and SAR altimeters compare while sensing sharp transitions in radar backscatter from the sea surface. The rest of the paper is organized as follows. Section 2 highlights the fundamental of conventional and SAR altimetry needed to interpret their sea surface signatures of ISWs. In Sections 3 and 4 we present and discussed our results and the paper concludes in Section 5 with a summary of our findings.

2. ISWs observations in a tandem configuration between Sentinel-6 and Jason-3

The details of satellite altimetry needed to interpret ISW sea surface signatures have already been described in the literature and the reader is referred to the studies presented by **Magalhaes and da Silva (2017)**, **Santos-Ferreira et al (2018, 2019 and 2022)** and **Magalhaes et al. (2021)** and references therein. Nonetheless, it is important to recall and discuss some fundamental differences between conventional and SAR altimetry needed to interpret their ISW sea surface signatures during the Sentinel-6/Jason-3 tandem period.

Tandem calibration stages are common practice in reference altimetry missions and are essential for intercalibration procedures needed in unifying common science datasets acquired by different instruments (**Quartly et al., 2021**). In essence, the new coming satellite is placed closely in orbit with its predecessor, meaning that during this stage both instruments can be assumed to measure the same ground-truth and any differences therein should be of instrumental (or processing) origin. Nevertheless, Sentinel-6 is the first SAR altimeter to be introduced in the altimetry reference record (**Donlon et al., 2021**), meaning that the differences between SAR and conventional altimeters need to be accounted for. Note that these differences may be of instrumental nature, but not only. Another source of differences can be attributed to the different acquisition geometries between a conventional and a SAR altimeter. On the one hand, as illustrated in Figure 1, the ground footprint in a conventional altimeter is circular-shaped and typically of a few kilometres (depending on sea state conditions). On the other hand, the ground footprint in a SAR altimeter is very different. It is rectangular in shape and sharpened in the along-track spatial resolution (around 300 m for the unfocused SAR in Sentinel-6), whereas in the across-track direction it is still limited to the diameter of a conventional altimeter (for more details see e.g. **Santos-Ferreira et al., 2018** and references therein).

In our case, that means differences between Sentinel-6 and Jason-3 can still be explored while safely assuming that they are not related to the characteristics of the illuminated surface. But it cannot be neglected that different ocean phenomena will be sensed differently depending on how their spatial scales and orientation are sampled in the across and along-track acquisition geometries of a SAR versus a conventional altimeter. Interestingly, that may ultimately mean that the assumption of a uniform Brown surface may be realistic in the former but invalid in the latter – especially in ocean phenomena with spatial scales raging in-between those of SAR and conventional ground footprints (i.e. hundreds of meters to kilometres).

This issue is the focus of this study which is investigated from the vantage point of the Sentinel-6/Jason-3 tandem period (from December 2020 to March 2022) and their sea surface measurements of ISWs. Note that, with a delay of just 30 seconds between these satellites the ISWs can be considered stationary (their typical propagation velocities in the ocean are of the order of 1m/s, see e.g. **Gerkema and Zimmerman, 2008**) and hence their measurements simultaneous in both SAR and conventional altimeters. This is illustrated in Fig. 1, which shows that typical scales in ISWs can modulate an unperturbed sea surface into consecutive arrayed sections of increased and decreased sea surface roughness. This inevitably breaks down the assumption of a uniform Brown surface in the transition between their rough and slick-like sections, which can be considered instantaneous at the scales of both SAR and conventional

altimeters. At the same time, the rough and slick-like sections of the ISWs are expected to be sampled by a number of individual echoes, which in principle should be different between Sentinel-6 and Jason-3 and hence can be explored to compare how SAR and conventional altimeters perform.

A word of caution is warranted nonetheless regarding the alignment between altimeters and ISWs (see Fig. 1). If moving in the same direction a sufficient number of individual waveforms is expected in each section of the ISWs from the sharpened waveforms in the Sentinel-6 altimeter, while mixed contributions can contaminate the larger footprint in Jason-3. However, when propagating at an angle with the altimeter, the ISW's rough and slick-like sections can be sampled simultaneously and hence introduce mixed contributions in both SAR and conventional altimeters (which share their across-track resolution) – as illustrated in the back left-hand side of Fig. 1 in the limiting case of a right-angle between the altimeters' track and the ISWs' propagation direction.

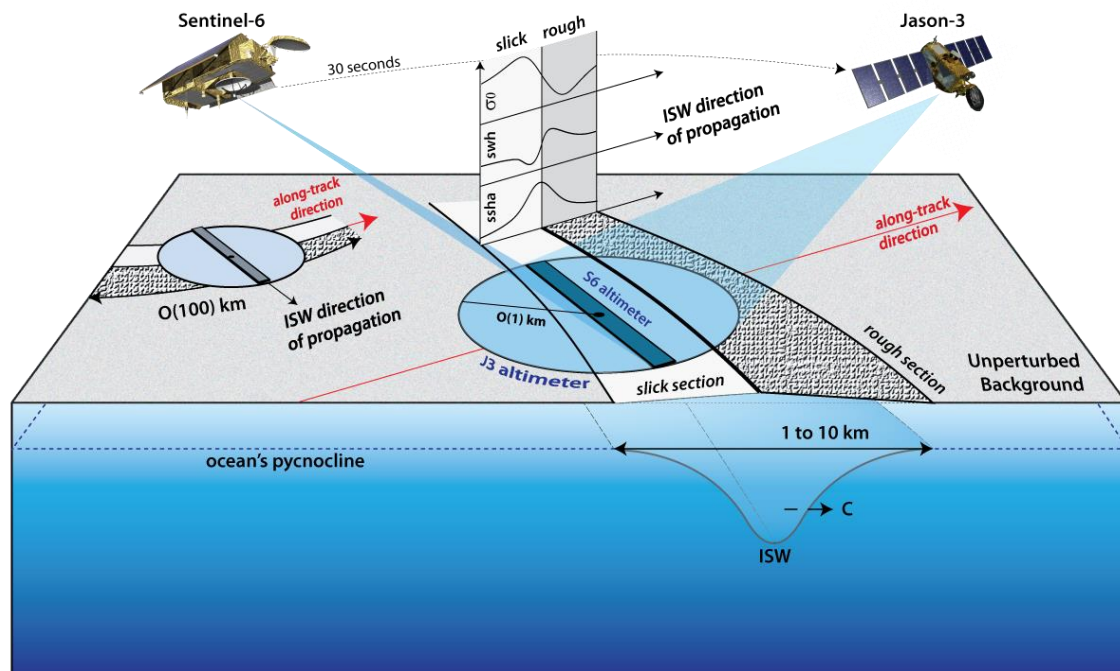


Figure 1. Schematic representation of an ISW propagating with phase velocity \vec{c} and its sea surface roughness patterns with leading rough and trailing slick-like sections. Footprints are shown over the slick-like section for Jason-3 (round-shaped) and Sentinel-6 (rectangular) – assumed at nadir but shown at an angle for simplicity. Note that, spatial scales are chosen to highlight that, when properly aligned, the smaller footprint in a SAR altimeter can sample consecutive echoes in each section of the ISW, while the larger footprint in a conventional altimeter can get mixed contributions from both sections in simultaneous. However, both satellites can get mixed contributions as illustrated in the alternative view in the back left-hand side.

When properly aligned, Santos-Ferreira et al. (2018, 2019, 2022) have shown that the SAR altimeters aboard Sentinel-3 can unambiguously detect the sea surface signatures of large-scale ISWs (i.e. with scales of a few kilometres), including in radar backscatter, SSHAs and SWHs. As illustrated in our Fig. 1 (see also Fig. 4 in Santos-Ferreira et al., 2018), we recall that according to theory, and ISW should have characteristics signatures in these signals. Namely, positive SSHAs are expected centred with the ISW of the order of a few tens of centimetres, together with increasing SWHs and decreasing σ_0 in the its leading (rough) section, and decreasing SWHs and increasing σ_0 in the its trailing (slick-like) section. Similar sea surface

signatures can be also found in the SAR altimeter aboard Sentinel-6, which we present and investigate in the next section.

Before proceeding with our results, however, we recall that radar pulses being reflected back to the altimeter (i.e. backscattered) are recorded over a period of time, generating what is commonly referred to as “return waveforms”. These waveforms have been investigated in **Brown (1977)** and **Hayne (1980)** in the case of homogeneous, isotropic, and perfectly reflecting surfaces, which showed that waveforms returning from the ocean surface can be processed to fit these idealized conditions in order to retrieve valuable geophysical information – namely, NRCs, SSHAs and SWHs. This process of fitting is known as *retracking* (see e.g. **Quarty et al., 2021**). This is important because, since **Brown (1977)** and **Hayne (1980)**, a series of different retracking algorithms have been developed to accommodate the intrinsic technological developments in the succeeding altimetry missions, their ability to sense different features of the sea surface and the different demands therein. This is no different for sea surface signatures of ISWs, and for the purposes of this study we briefly highlight here a few particularly important retracking algorithms.

On the one hand, for conventional altimeters, we briefly refer first to the maximum likelihood estimator MLE3, since it is was pioneer in a series of altimetry applications (**Dumont, 1985** and **Tourain et al., 2021**), but which nonetheless has been shown to perform poorly in the detection of ISWs (see e.g. **Magalhaes and da Silva, 2017**) – and hence will not be pursued further in this study. Its successor, the MLE4 that is widely used in the conventional Jason missions (see e.g. **Amarouche et al., 2004** and **Scharroo et al., 2016**), was shown to perform much better in detecting the sea surface manifestations of ISWs (**Magalhaes and da Silva, 2017**). Still in the framework of conventional altimetry, we highlight a third retracking algorithm (ALES, see full details in **Passaro et al., 2014**) that essentially selects the initial stages of the waveforms (i.e. neglects the trailing edges) to improve the altimetry capabilities in near-coastal regions – which we anticipate will be especially important in this study (to be further discussed). The last of the algorithms to be investigated in conventional altimetry is the Jason-3 Adaptive retracker. This particular algorithm was shown in Thibaut et al. (2021, and references therein) to perform well across a wide range of ocean phenomena, including ISWs. A novelty in this product is that it includes sea surface roughness in the retracking algorithm, including in cases of ocean specular waveforms – which is what is expected in ISWs as they modulate the sea surface in alternating rough/slick-like sections (see Fig. 1). On the other hand, waveforms in SAR altimeters are more complex and need special retracking algorithms (e.g. the SAMOSA model used in Sentinel-3, **Ray et al., 2015** and **Dinardo, 2020**). In level-2 altimetry products these are labelled as the *Ocean Retracker*, which we use in the following results whenever referring to both Sentinel-6 and (only briefly) Sentinel-3. Finally, as noted in the Introduction Section, we recall that Sentinel-6 acts simultaneously as a SAR (i.e. HR) and a conventional (i.e. LRM) altimeter, which will also be examined – namely, the ability of the LRM to reproduce the ISW sea surface signatures in Jason-3.

3. Results

To investigate ISW sea surface signatures in SAR and conventional altimeters we focus mainly on the Banda Sea in the Indian Ocean. This region has been previously identified as a hotspot for large-scale ISWs (**Jackson, 2007** and **Mitnik and Dubina, 2009**), and used in **Santos-Ferreira et al. (2022)** to document ISW sea surface signatures in the SAR altimeter aboard Sentinel-3. In addition to the Banda Sea, added value case studies are also presented in nearby regions, given that these seas are known hotspots for ISWs (e.g. the Celebes and South China Seas, e.g. **Hu et al., 2021** and **Alford et al., 2015**).

For a more systematic approach of the several retracking algorithms listed in Section 2, the results that follow focus first in comparing the SAR data in Sentinel-6 with that of Jason-3 provided by the MLE4 and ALES retrackers – which constitute the primary focus of this study. Furthermore, the data used in these analyses is that provided in standard Level-2 products for both Sentinel-6 and Jason-3 (with the exception of ALES) – given that it provides geophysical data widely used in numerous applications and is easily accessible to the wider oceanographic community (level-1 and raw data products are not included in this study). We note that this has an important implication in SSHAs in Jason-3 (in the MLE4 retracker) which are only provided at 1 Hz. The remaining products are presented at the end of this Section, since we anticipate that the LRM data in Sentinel-6 is consistently observed to be very similar to MLE4 in Jason-3 (as expected), and that the Adaptive retracker in Jason-3 is found to have significant sections of missing data (for reasons yet unclear an left for forthcoming investigations).

A typical view of the Banda Sea is presented in Fig. 2, where a Synthetic Aperture Radar (SAR) image (acquired March 7th, 2022 at 10h UTC) shows three ISW packets propagating to the north/northeast, which conveniently align with passage 253 in Sentinel-6/Jason-3 (as in Fig. 1). We note in passing that, SAR images excel in detecting ISWs, whose leading and trailing sections increase (i.e. rough) and decrease (i.e. slick-like) the sea surface roughness and appear as bright and dark parallel bands on the greyish radar background (respectively) – but the reader is referred to **Alpers (1985)** and **da Silva et al. (1998, 2000)** for the fundamentals of SAR imaging of ISWs. In Fig. 2, nonetheless, we stress that ISWs appear mostly as bright bands, whereas the darker slick-like sections of the waves are hard to distinguish in the grey radar clutter. Still in Fig. 2, the interpacket distances are observed to be roughly around 140 km, which we note compare well with typical wavelengths for consecutive packets of ISWs generated with a semidiurnal periodicity ($M_2=12.42$ hours). These two features: the waves' bright signatures and semidiurnal periodicity will be important in interpreting the altimeter results that follow. In particular, while in their tandem configuration, Sentinel-6 and Jason-3 flew over this region approximately two semidiurnal tidal cycles after the image acquisition in Fig. 2 (pass 253, during March 8th, 2022 at 13h34m UTC). The records of their level-2 products (for σ_0 , SSHAs and SWHs) are presented in Fig. 3 (respectively).

On the one hand, Fig. 3 (panels a to c) shows characteristic sea surface signatures of ISWs in Sentinel-6 (e.g. blue envelope around -6.25°N), which are very similar to those in Fig. 4 in **Santos-Ferreira et al. (2018)** for the SAR altimeter in Sentinel-3, and hence consistent with those expected from two-layer models of ISW theory (as illustrated in our Fig. 1, see also **Osborne and Burch, 1980**). Namely, depressions in σ_0 (around 1 dB) relative to an unperturbed background are seen with increases in SSHAs and SWHs of about 0.2 meters and 1 meter, respectively. Note that, this is consistent with the view in the SAR image (from

Sentinel-1) in Fig. 2 since ISWs are mostly seen there as bright stripes, meaning an increase in backscatter in the SAR image (Fig. 2) and hence a decrease in σ_0 in the altimeter in Fig.3a (and as illustrated in Fig. 2 in **Magalhaes and da Silva, 2017**). On the other hand, for the same ground truth, the tandem measurements in Jason-3 (in the red line in Fig. 3a and in Fig. 3d to 2f), resemble much more those of Fig. 3 in **Magalhaes and da Silva (2017)** for a conventional altimeter (Jason-2). While oscillations in radar backscatter of about 2 dB are still associated with the ISWs, SSHAs (provided at 1 Hz in level-2 products for MLE4) and SWHs seem to provide much less detail of the individual waves.

This picture persists for two other representative case studies in the Celebes and South China Seas (shown in Figs. 4 and 5, respectively). Again, as expected from theory, the SAR altimeter in Sentinel-6 shows σ_0 oscillations around 2 to 4 dB, simultaneously with increases in SSHAs and SWHs of about 0.4 meters and 2 meters, respectively. An exception is noted nonetheless, for the South China Sea (especially in the leading ISW around 21.4 °N), in which Sentinel-6 shows negative SSHAs and SWHs have excessively high values above 4 meters (to be discussed in the next section). At the same time, the corresponding measurements in Jason-3, also show similar oscillations in σ_0 (although larger in magnitude by 1 to 2 dB), but the detail in the waves' structures worsens and MLE4 level-2 products are often flagged as missing data (see broken lines in Figs. 4 and 5). Furthermore, estimates in SSHAs and SWHs that are still provided appear somewhat unrealistic in the view of ISW theory (e.g. localized and excessively high SWHs in red lines in Fig. 4f for the Celebes Sea).

Sentinel-1 SAR 2022 March 07, 10h01m UTC

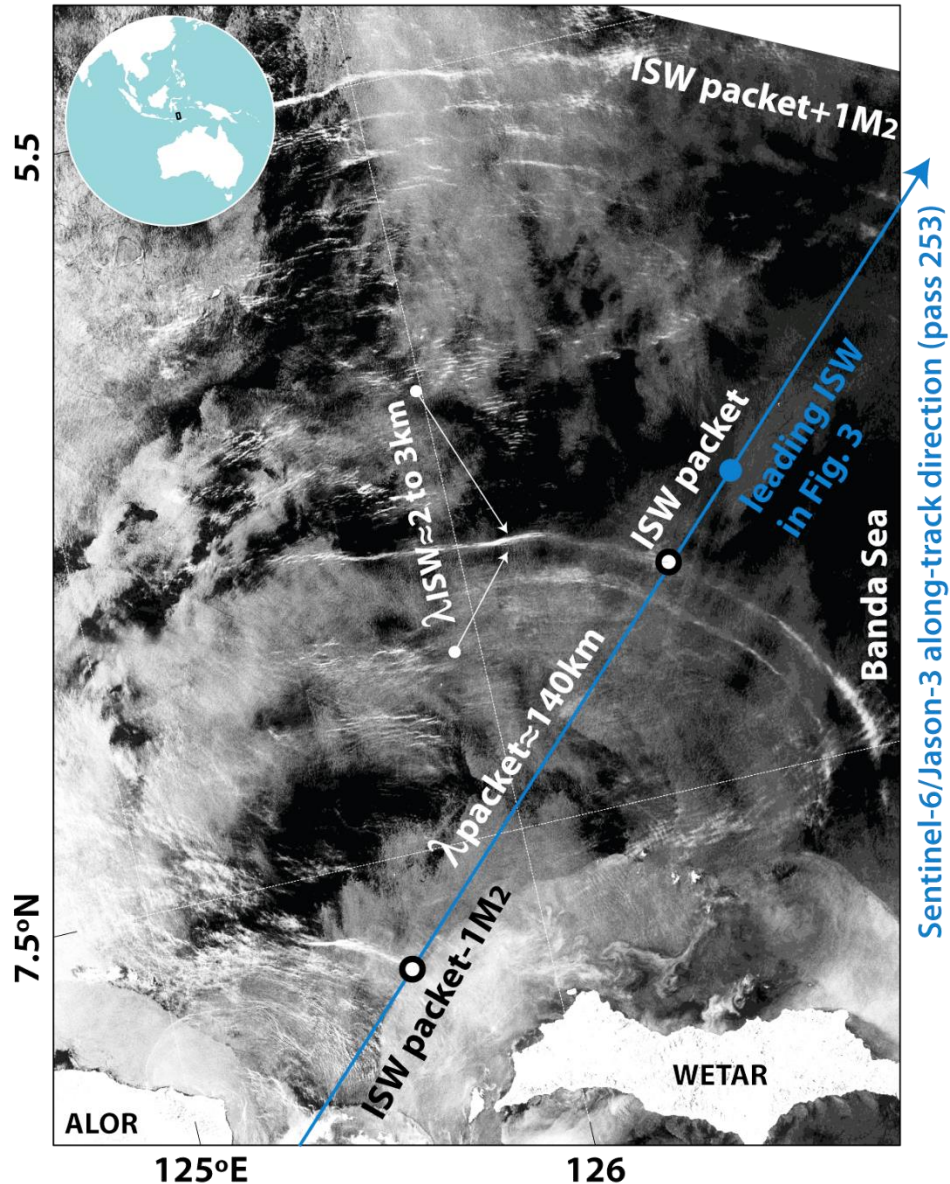


Figure 2. Sentinel-1 image over the Banda Sea (see inset in top-left corner) acquired March 7th (2022) at 10h01m UTC. Three ISW packets are seen propagating to the north/northwest separated by typical semidiurnal wavelengths (λ_{packet}) of about 140 km. Note that, the width of the leading ISWs in each packet (λ_{ISW}) is around 2 to 3 km. For reference, the ground-track of Sentinel-6/Jason-3 is shown in a blue line for pass 253 and the blue circle marks the location of the leading ISW-like signals highlighted in Fig. 3.

Nonetheless, in these three cases a new striking feature is apparent in the tandem view between Sentinel-6 and Jason-3 – i.e. the radar backscatters between the SAR and the conventional altimeters appear to mirror each other (meaning opposite sea surface signatures in σ_0). This is a new and puzzling feature that stands out from the vantage point of the Sentinel-6/Jason-3 tandem phase. These opposing radar backscatters between the SAR and conventional altimeter, which in hindsight may have been present all along in previous studies, should not (in principle) be related to the characteristics of the illuminated target (i.e. within the altimeters' footprints), and hence are worthwhile exploring in more detail.

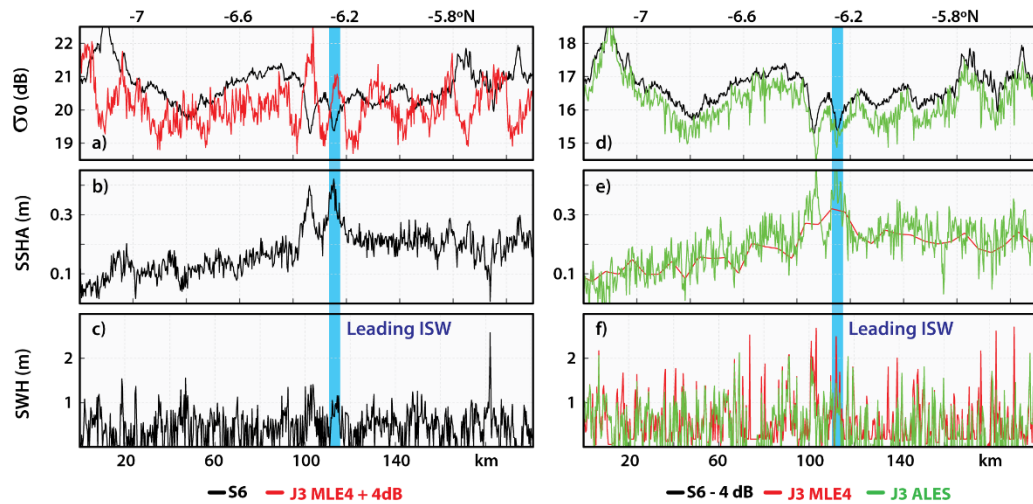


Figure 3. Panels (a) to (c) show σ_0 , SSHAs and SWHs obtained from Sentinel-6 (S6) level-2 products (at 20 Hz) in the Banda Sea (March 8th, 2022, see Supplemental Material S1). The radar backscatter from Jason-3 (J3) is also shown in red (using the MLE4 retracker) with an offset to highlight its opposite modulations in the vicinities of the ISWs (leading ISW marked with a blue rectangle). Panels (d) to (f), same as previous panels for Jason-3 processed with MLE4 and ALES (at 20 Hz, except SSHAs for MLE4). Note that, panel (d) also shows the radar backscatter from Sentinel-6 with an offset to highlight its correlation with the ALES retracker.

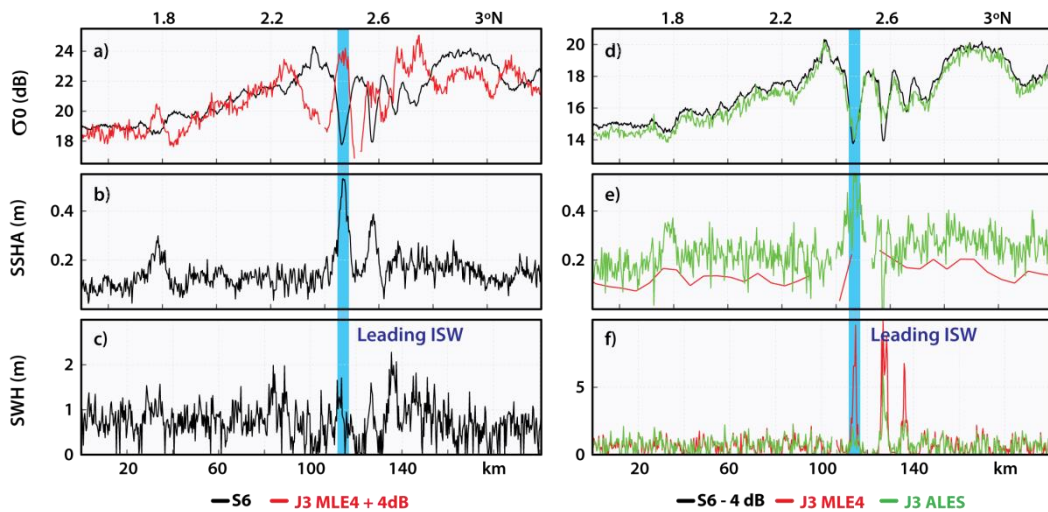


Figure 4. Similar to Fig. 3 in the Celebes Sea (January 5th, 2022, see Supplemental Material S1). Note that in this case, the broken line in panel (e) indicates missing data in level-2 products.

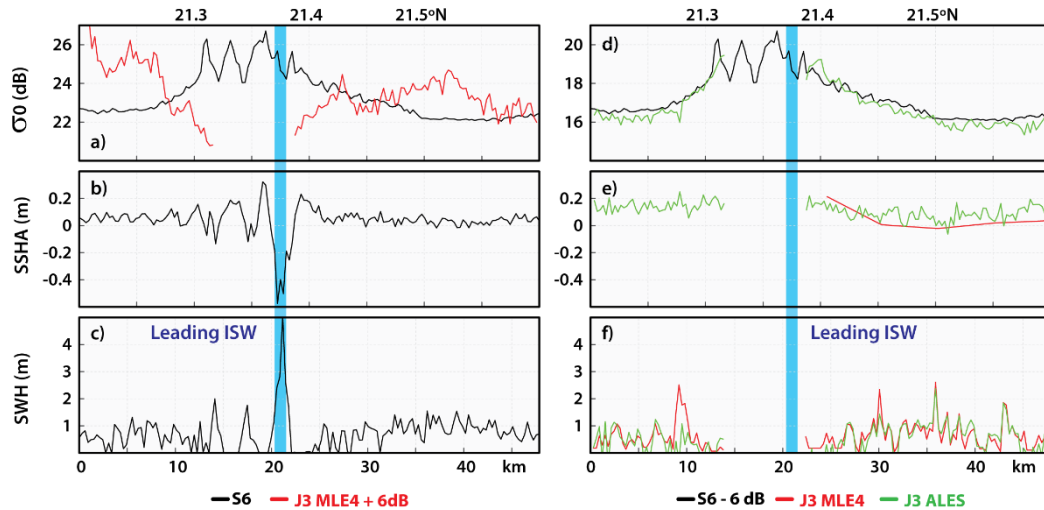


Figure 5. Similar to Fig. 3 in the South China Sea (May 15th, 2021, see Supplemental Material S1). Note that in this case, the broken lines in panels (d) to (f) indicate missing data in level-2 products.

To verify if these cases are isolated or recurring events, a systematic search was performed in pass 253 in the Banda Sea for similar ISW signatures during the Sentinel-6/Jason-3 tandem phase. In this search, possible ISW-like signatures in the altimetry record were supervised independently with other satellite images to ensure the existence of ISWs within approximately two semidiurnal tidal cycles. Four more cases were found with similar evidence as that in Figs. 3 to 5, making seven cases in total, which we summarize in our Table S1 (Supplemental Material S1).

We note in passing that, according to Table S1, our supervised cases cover different surface winds and local surface wave fields (i.e. SWHs), which range approximately from 2 to 7 m/s and 0.4 to 1.3 meters (respectively), and hence representative of typical open ocean environmental conditions. Also, to avoid rain-affected measurements, cases with radiometer liquid water or water vapour above 0.01 g/cm² or 60 g/cm² (respectively) were discarded as being suspicious of rain (just as in [Magalhaes and Silva, 2017](#) and [Santos-Ferreira et al., 2018](#)). We further note that, Table S1 provided estimates for ISW propagation velocities when assuming that the observed ISW-like feature in the altimeters could be traced back or forward to visual references for the waves in independent satellite imagery (see permalinks in Table S1). These estimates consistently provide propagation velocities around 3 m/s, which compare well with estimates from consecutive ISW wavepackets in satellite imagery, making a stronger case for the features in our supervised cases are being those of ISWs – e.g. in Fig. 2a interpacket distances of about 140 km translate to propagation velocities around 3.1 m/s if a semidiurnal period is assumed (i.e. $1M_2=12.42$ hours).

A simple way to investigate how radar backscatter (σ_0) compares between SAR and conventional altimeters (i.e. Sentinel-6 and Jason-3) is via Pearson's correlation coefficients (R), which are commonly used to assess how two given variables are related. However, for more meaningful comparisons, two distinct sections were analysed separately: one corresponding to ISW-like signals and one other for an undisturbed background (i.e. away from the ISWs and hence unaffected by them). For the first case, to isolate the ISW-signals in the Sentinel-6/Jason-3, a spatial averaging was done in the original 20-Hz data using typical length

scales for the waves observed in the altimeters (i.e., around the kilometre scale), which in essence removes any higher-frequency content contaminating the ISWs' signals. In the second case, comparisons between Sentinel-6 and Jason-3 were also done using this spatially smoothed signal, in which the unaffected background was taken immediately ahead (i.e. upstream) of the ISW-like signals. Note that, altogether, this means that in the analyses that follow it is implied that frequencies higher than those in the ISWs are not accounted for in our correlation coefficients – neither in the waves themselves nor in their reference background. This is illustrated in our Supplemental Material S2 for all case studies and in Fig. 6 for the Celebes Sea as a representative example. The correlation coefficients for our supervised cases in Fig. 6 (in red circles) confirm that the radar backscatters sensed in Sentinel-6 and Jason-3 are consistently negatively correlated in the presence of large-scale ISWs (i.e. one mirroring the other as in Figs. 3 to 5). In the background data, however, Pearson's coefficients appear scattered around zero, and hence pointing to neither positively nor negatively correlations (to be discussed in the next Section).

While recalling that these results represent commonly used retracking algorithms provided in level-2 products (MLE4 for Jason-3 and the ocean retracked for Sentinel-6), it can be wondered if they still hold for other retrackers as well. In particular, the ALES retracking algorithm for Jason-3 is especially interesting. This is because ALES (the Adaptive Leading Edge Subwaveform retracker, **Passaro et al., 2014**) is meant to deal with sharp land-sea transitions in conventional radar altimeters, making it a natural candidate to perform in the sharp σ_0 transitions in ISWs. Therefore, the radar backscatter from ALES is also shown for our selected case studies in Figs. 3 to 5 (in green lines), which show a contrasting picture from our previous results. It can be readily seen that, unlike the MLE4 (in red), this algorithm provides σ_0 values for the conventional altimeter in Jason-3 that are very similar (but lower in magnitude) to those in the SAR altimeter in Sentinel-6 (in black). Consequently, it is not surprising that the corresponding correlation coefficients for our supervised cases in Fig. 6 (in green circles) cluster around 1 for both the ISWs and the unperturbed background.

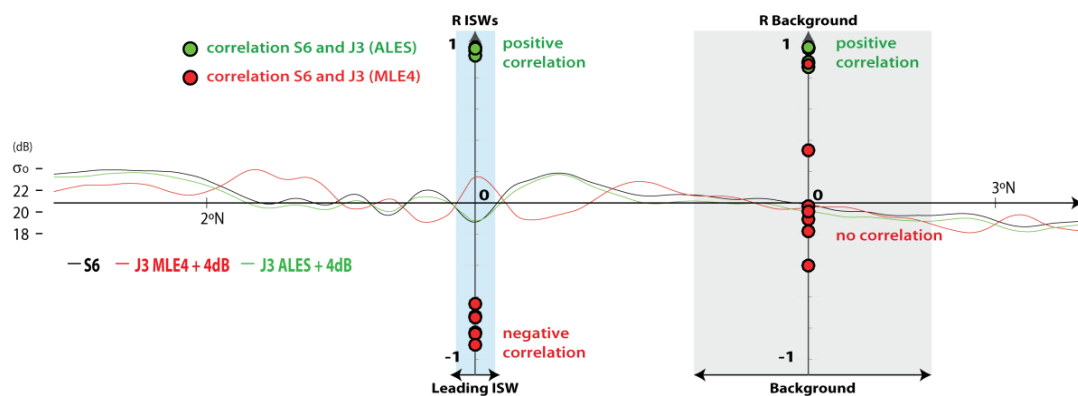


Figure 6. Correlations coefficients (R) for all cases listed in Supplemental Material S1 and computed as described in Section 3. Green circles represent correlations between Sentinel-6 and Jason-3 (ALES) and red correlations between Sentinel-6 and Jason-3 (MLE4). Two sets of correlation coefficients are shown: on the left for the leading ISWs (R_{ISWs}), and on the right for the waves' background conditions ($R_{Background}$). A representative case is show for the Celebes Sea using data smoothed with a running mean of about 10 km (see Fig. 4). Note that correlation coefficients for the South China Sea are only shown for the waves' background (owing to missing data in the ISWs, see Fig. 5).

An overall view of these results is provided in Table 2. Our supervised cases consistently show modulations in the radar backscatter (in the leading ISWs, i.e. $\Delta\sigma_0$) that are either opposite or similar between Sentinel-6 and Jason-3, depending if the latter was processed with either MLE4 or ALES (respectively). In addition, $\Delta\sigma_0$ in Jason-3 is observed to be systematically 1 to 2 dB higher than in Sentinel-6 – but it is important to stress that the absolute values in Jason-3 are 4 to 6 dB lower than in Sentinel-6, both in the ISWs as well as in their preceding background (see Figs. 3 to 5 and Supplemental Material S2). The changes in SSHAs owing to the leading ISWs (i.e. ΔSSHA) are on average of the order of +10 cm in Sentinel-6 (except in the leading wave in the South China Sea), whereas in Jason-3 the 1 Hz level-2 data degrades the detail provided in the waves' spatial structure (or is simply flagged as missing data) when processed with MLE4. The ALES data, which is processed at 20 Hz, seem to provide estimates closer to those in Sentinel-6, even though some loss in detail is also found in this retracker. Similarly, SWH oscillations (i.e. ΔSWH) in Sentinel-6 are of the order of 1 meter (again, except in the leading wave in the South China Sea), while Jason-3 typically provides higher estimates (often too high) for MLE4 and ALES – whereas again with loss in detail in the waves' structure or simply none at all.

An overall view of these results is provided in Table 2. Our supervised cases consistently show modulations in the radar backscatter (in the leading ISWs, i.e. $\Delta\sigma_0$) that are either opposite or similar between Sentinel-6 and Jason-3, depending if the latter was processed with either MLE4 or ALES (respectively). In addition, $\Delta\sigma_0$ in Jason-3 is observed to be systematically 1 to 2 dB higher than in Sentinel-6 – but it is important to stress that the absolute values in Jason-3 are 4 to 6 dB lower than in Sentinel-6, both in the ISWs as well as in their preceding background (see Figs. 3 to 5 and Supplemental Material S2). The changes in SSHAs owing to the leading ISWs (i.e. ΔSSHA) are on average of the order of +10 cm in Sentinel-6 (except in the leading wave in the South China Sea), whereas in Jason-3 the 1 Hz level-2 data degrades the detail provided in the waves' spatial structure (or is simply flagged as missing data) when processed with MLE4. The ALES data, which is processed at 20 Hz, seem to provide estimates closer to those in Sentinel-6, even though some loss in detail is also found in this retracker. Similarly, SWH oscillations (i.e. ΔSWH) in Sentinel-6 are of the order of 1 meter (again, except in the leading wave in the South China Sea), while Jason-3 typically provides higher estimates (often too high) for MLE4 and ALES – whereas again with loss in detail in the waves' structure or simply none at all.

Table 1. Overview of supervised cases listed in Table S1 (in Supplemental Material S1) showing modulations in radar backscatter, SSHAs and SWHs in the leading ISWs. Note that for consistency, all values assume the waves are travelling rightwards. In the case of $\Delta\sigma_0$, each pair represents the backscatter modulation in the rear/leading sections in comparison with an unperturbed background (taken ahead of the ISW). Yellow circles mark either missing values in level-2 products or estimates that are not in agreement with two-layer solitary wave theory.

Supervised Cases	$\Delta\sigma_0$			ΔSSHA			ΔSWH		
	S6	J3MLE4	J3ALES	S6	J3MLE4	J3ALES	S6	J3MLE4	J3ALES
2021 Apr. 05 Banda Sea	+0.5/-0.5	-1/+1	+0.5/-0.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.3	1.8	1.4
2021 Jul. 13 Banda Sea	+0.5/-0.5	-1/+1	+0.5/-0.5	+0.1	+0.1	+0.1	1.1	1.4	2.0
2021 Sep. 11 Banda Sea	+0.5/-0.5	-2/+2	+0.5/-0.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.5	1.7	1.5
2021 Oct. 10 Banda Sea	+0.5/-1	-2/+2	+0.5/-1	+0.1	+0.2	+0.1	1.1	1.5	1.4
2022 Mar. 08 Banda Sea, Fig. 3	+1/-1	-2/+2	+1.5/-1.5	+0.2	+0.1	+0.2	1.1	2.3	1.5
2022 Jan. 05 Celebes Sea, Fig. 4	+4/-5	-7/+5	+4/-5	+0.4	NA	0.3	1.7	9.9	2.5
2021 May 15 S. China Sea, Fig. 5	+2/-2	NA	NA	-0.7	NA	NA	5	NA	NA

Finally, we now turn to the remaining products noted in Section 2, i.e. the LRM data in Sentinel-6 and the Adaptive retracker in Jason-3, which are presented in Fig. 7 for the Banda Sea (cf. also Fig. 3) and in Supplemental Material S3 for the remainder of the case studies listed in Table S1. According to these results, the LRM products in Sentinel-6 (i.e. the equivalent to conventional altimetry) are consistently found in all cases to reproduce closely the MLE4 data in Jason-3 (but about 1 dB lower) and hence also in phase opposition with the simultaneous Sentinel-6’s HR data (see Fig. 7a and 7b, and Supplemental Material S3, but note that LMR data is only available in level-2 products after June 2021).

The case with the Adaptive retracker is not so straightforward. In the case of the Banda Sea, Fig. 7c shows that it can reproduce almost perfectly the SAR altimetry data in Sentinel-6 (i.e. HR) in both low and high-frequency content (but roughly 4 dB lower). However, the sections corresponding to the ISWs (and other higher-frequency oscillations) present a significant fraction of missing data. This picture persists for 3 other case studies (see Supplemental Material S3), and is especially severe in the South China Sea where there is little to no data in the sections corresponding to the ISWs. But it is interesting to note that the remaining three case studies present no corrupted data. For instance, the case dated April 5th (2021, Banda Sea), the Adaptive retracker is again seen to be nearly identical to HR data in Sentinel-6, only this time including the ISW-like signals.

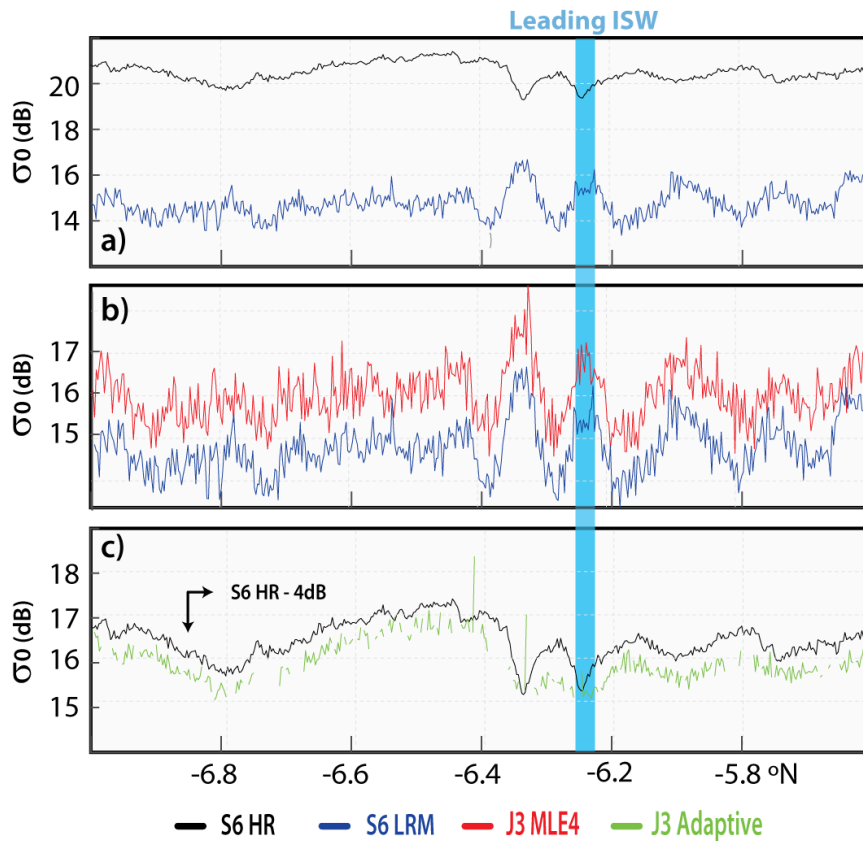


Figure 7. Comparison between different retracker for the case in the Banda Sea (color-coded at the bottom). (a) Same as Fig. 3a showing σ_0 Sentinel-6 (S6) level-2 products (at 20 Hz) in both LRM and HR (i.e. conventional and SAR altimeter modes, respectively). (b) Similar to (a) but comparing with data from MLE4 in Jason-3 (J3). (c) Similar to (b) but comparing with the Adaptive retracker in Jason-3 (J3).

4. Discussion

The ISWs measurements from Sentinel-6 presented in this study confirm the capabilities of SAR altimeters to detect these waves' sea surface signatures in level-2 products – namely in radar backscatter (or σ_0), SSHAs and SWH – similarly to results already presented for the SAR altimeter in Sentinel-3 (see Santos-Ferreira et al., 2018, 2019 and 2022). However, from the vantage point of the Sentinel-6/Jason-3 tandem phase there are a few issues warrant further discussions. Following the same structure as in Section 3, we first discuss the results in Figs. 3 to 6, which concern the HR in Sentinel-6 and the MLE4 and ALES data in Jason-3 – i.e. primary focus of this study. We then turn to the LRM data in Sentinel-6 and the Adaptive retracker in Jason-3 at the end of this Section.

The most striking feature in need of clarification is the apparently opposite phases in σ_0 between Sentinel-6/Jason-3 in the ISW-like signals when using the MLE4 retracker. In turn, this begs additional explanations, since these negative correlations between the SAR and conventional altimeters in the ISWs quickly change to positive correlations when the ALES retracker is used instead. A second issue is also found in the ISWs background, in which data in Sentinel-6 and Jason-3 appear over a wide correlation range in the MLE4 retracker (with most cases being essentially decorrelated) but again well-correlated in the ALES retracker. Finally, a third issue is seen in the South China Sea, where Sentinel-6 measurements appear no longer to

agree with those expected from theory, and Jason-3 measurements in both MLE4 and ALES are flagged as missing data.

While discussing the first issue, it is important to recall that we are assuming that the same ground truth in the ISW-like signals is being measured by both SAR and conventional altimeters. Note that, local swell waves might be an exception, but these are likely averaged out in our kilometre-scale running means. Therefore, it is appealing to conjecture that the σ_0 opposing signals could be a consequence of these sensors' different acquisition geometries – especially in ground resolution as illustrated in our Fig. 1 – given that all other factors remain the same. Furthermore, we could assume Sentinel-6 SAR altimetry data is a rightful representative of our ground-truth – especially since it compares well with what we expected from ISW theory – meaning that measurements from Jason-3 (in the MLE4 retracker) would be reversed.

Interestingly, this assumption would be consistent with a similar effect already documented in **Thibaut et al. (2010)** when comparing performances between MLE3 and MLE4 in Jason-2. According to this study, the key issue is that these two retracking algorithms weight measured waveforms differently when fitting them to an ocean model. In essence, MLE3 is more sensitive to leading than trailing edges in the returned waveforms, while MLE4 does precisely the opposite. This can cause these two signals to have opposite phases in σ_0 – especially when dealing with sharp transitions in backscatter in scales close to those of the altimeter's footprint (much like the results presented here). Note that, when considering the acquisition geometries, the processing in MLE3 may cause it to converge to Sentinel-6 SAR altimetry data. The reason for that is simply because MLE3 is more focused on leading edges, which narrows down the timespan of the returned waveforms to its initial stages, and hence artificially (i.e. by means of signal processing) reduces the spatial resolution in the illuminated surface. Altogether, this means that in light of the opposing phases in **Thibaut et al. (2010)**, a similar effect would be expected between the sharpened SAR data in Sentinel-6 and the conventional MLE4 data in Jason-3.

Furthermore, this interpretation would also be consistent with the results presented in **Magalhaes and da Silva (2017)**, in which quasi-synergetic measurements between Jason-2 and an Envisat-ASAR image had already revealed reversed σ_0 signals in the conventional altimeter when using the MLE3 and MLE4 retracker (see their Fig. 3c). Again, the MLE4 results presented there show an increase in the radar backscatter in the waves' leading rough sections and a decrease in the trailing slick-like sections (which is once more the opposite of what would be expected). At that time, **Magalhaes and da Silva (2017)** also suggested that inhomogeneities inside the larger conventional footprint could trigger this effect, while noting that footprints can be large enough to include slick sections while still centred at the waves' rough patches and vice versa (i.e. as described in **Thibaut et al., 2010**). In turn, that would be consistent with the initial assumption of Sentinel-6 providing accurate representations of the waves' rough and slick-like sections, since its sharper along-track resolution would allow individual waveforms to be sampled distinctively in each section separately.

In light of these considerations, however, why would ALES perform better than MLE4 in Jason-3, and in fact, for large-scale ISWs, seemingly as good as the SAR altimeter in Sentinel-6? According to **Passaro et al. (2014)**, the ALES retracker was devised to deal with the sharp sea/land transitions in coastal regions. To do that, ALES targets only the initial stages of the

conventional waveforms (i.e. the leading slopes, see Section 3.3 in **Passaro et al., 2014**), which in turn essentially means that it is focusing on a smaller part of the altimeter's footprint. This also means that ALES (via its processing algorithm) is sharpening the altimeter's resolution, and hence would be expected that its results converge towards those of a SAR altimeter. In a way, this is similar to the previous explanations for MLE3 and MLE4, especially since ALES is also not sensitive to waveforms' trailing slopes and hence not expected to conform to MLE4.

A similar argument could be made to discuss the apparently correlated/decorrelated signals between Sentinel-6 and Jason-3 in the waves' unperturbed background when using either ALES or MLE4 (respectively) (see Figure 6). Note that, correlations between retrackerers are being assessed in spatially averaged data that retains the frequency content in typical ISW-like and lower frequencies, while excluding higher frequencies. In the waves' background, therefore, that would mean that Sentinel-6 and Jason-3 (with either ALES or MLE4) would be more or less correlated depending on the amount of high-frequency signals there – i.e. in principle they could all be perfectly correlated in a smooth low-frequency background. This is in agreement with our cases in Figs. 2 to 4, in which a visual inspection quickly shows that the background large-scale trends (i.e. with scales much larger than the ISWs) agree reasonably well in both altimeters (as would be expected, even for MLE4). Nonetheless, signal modulations with scales close to the ISWs (which are still retained in the smoothed signal) are often seen to modulate the background ahead of waves (see e.g. Fig. 3 in the Banda Sea) – probably owing to similar high-frequency phenomena such as oceanic fronts, σ_0 blooms or surface wind variability at small scales (see e.g. **Siegelman et al., 2020; Tournadre et al., 2006; Picard et al., 2021**). These higher-frequency modulations in the background appear to introduce a decorrelation effect between the radar backscatter in Sentinel-6 and Jason-3, which is more apparent in the coarser MLE4 but not in the finer-scales of the ALES retracker.

Again, the third issue relating to the measurements in the South China Sea (in Fig. 5, see also Table S1) can also be interpreted in light of different acquisition geometries in Sentinel-6 and Jason-3. Even though the ISW-like signals in our supervised cases are all in the kilometre-scale, there are two fundamental differences that set the South China Sea case apart. On the one hand, the individual waves in this case have characteristic widths of about 1 kilometre and distances between them are of the same order (see Table S1). On the other hand, the direction of wave propagation seems no longer so conveniently aligned with the altimeters ground-track (in this case the angle between them can be as high as 50°). When considering the acquisition geometries illustrated in Fig. 1, this means that the SAR altimeter may no longer be able to sample the individual waves distinctively in their rough and slick-like sections. Because the waves are smaller, closer together and propagating at an angle with the altimeters, the coarser across-track resolution in Sentinel-6 (which is also in the kilometre scale) is more likely to illuminate rough and slick-like sections simultaneously. This would introduce conflicting backscatter contributions along the different stages of the SAR waveforms, which could render their retracking poorer and any estimates thereof unrealistic (e.g. as in Fig. 5b and 5c for SSHA and SWH, respectively). The same applies in both MLE4 and ALES in the case of Jason-3, whereas in the footprint of a conventional altimeter multiple waves could be sampled at once – meaning even more random contributions from high and low backscattering that ultimately may flag level-2 products as missing data (as in Fig. 5d to 5f).

Finally, we now turn to discussions concerning the results presented in Fig. 7 and Supplemental Material S3, which present LRM data and Adaptive retracker products in Sentinel-6 and Jason-3, respectively. In these cases, however, our analyses are more straightforward. The LRM data in Sentinel-6 is found in all cases (when data is available) to follow closely those of MLE4 in Jason-3 in both ISW-like signals as well as in the unperturbed background (i.e. in both high and low-frequency signals), which is somewhat expected given that it was designed to provide an equivalent for conventional altimetry. Nonetheless, it is noteworthy that it conforms to MLE4 level-2 data but not to the other retracker covered in this study. In the case of the Adaptive retracker in Jason-3, the data shows that it can indeed replicate (almost identically) the sharpened SAR data in Sentinel-6 in some cases, whereas in others it cannot – and in fact can yield significant amounts of missing data in the ISW-like signals. This inconsistent behaviour is yet unclear at the time of this study, and hence left for forthcoming investigations.

5. Summary and Concluding Remarks

This study explores simultaneous measurements of ISWs between a SAR and a conventional altimeter from the vantage point of the Sentinel-6/Jason-3 tandem phase. The SAR altimeter in Sentinel-6 shows detailed sea surface signatures of large-scale (i.e. with scales around 10 kilometres) ISWs that are consistent with those presented previously for the SAR altimeter in Sentinel-3, **Santos-Ferreira et al. (2018, 2019 and 2022)**. In general, the results presented here are in fair agreement with those expected from two-layer ISW theory whether in radar backscatter or in SSHAs and SWHs. An exception is highlighted in a case in the South China Sea, where the ISWs' horizontal scales become of the order of 1 kilometre and they are observed to propagate at an angle with the altimeter ground-track, for which level-2 products in the SAR altimeter depart from those expected from theory.

The same ground truth in Jason-3 is primarily investigated in light of two retracking algorithms: the conventional MLE4 that is commonly provided in level-2 products; and ALES that is originally devised to deal with the sharp land/sea transitions. Both retracker show a general loss of detail in the waves' structure in both SSHAs and SWHs. However, SSHAs in MLE4 are only provided at 1 Hz, and hence in this regard a recommendation from this study is that Jason-class level-2 products provide it also at 20 Hz (similarly e.g. to σ_0 or SWH).

Two other retracker are also briefly explored: the LRM and Adaptive retracker products in Sentinel-6 and Jason-3, respectively. While the former replicates the MLE4 data in Jason-3 (as expected), the latter is found to yield mixed results. In some occasions it reproduces those in SAR data from Sentinel-6 almost perfectly, but in other significant amounts of data are missing (especially in ISW sections).

Perhaps the most interesting novelty in this study is that in the radar backscatter a new puzzling feature stands out from the synergy between Sentinel-6 and Jason-3. It is consistently shown that these SAR and conventional altimeters are either negatively or positively correlated in ISW-like signals, when using the standard MLE4 or the alternative ALES retracking in Jason-3 (respectively). These results are discussed in light of the intrinsically different acquisition geometries between SAR and conventional altimeters. It is argued that, when the

waves' propagation aligns with the altimeter, the sharper along-track resolution in Sentinel-6 (of about 300 metres) can sample the details of ISWs structure. However, the larger footprint in the conventional Jason-3 (typically a few kilometres wide) cannot resolve the same level of detail and eventually is contaminated with conflicting contributions between distinct sections of the same ISW or even multiple ISWs altogether. Note that, the same applies when ISWs propagate at an angle with a SAR altimeter, since the across-track resolution (which is still a few kilometres wide) can also illuminate either distinct sections of the same wave or a series of them at the same time.

Altogether, the evidence provided in the ISW cases illustrates quite well the need of assuming a uniform Brown surface in the ocean (i.e. a homogeneous isotropic perfectly reflecting surface, Brown, 1977). When fulfilled, satellite altimetry performs as expected (e.g. in agreement with ISW theory). However, when mixed contributions compete in the same echo (e.g. from an ISW rough and slick-like sections), retrackerers seem no longer able to fit the measured waveform into theoretical expectations from ISW theory.

This is important in the wider scope of satellite altimetry, since the ocean surface is far less uniform in the finer scales that SAR altimetry is pursuing, than in the traditional larger scales of conventional altimetry. ISWs demonstrate that, but similar ocean phenomena can be equally significant – namely, fronts, variable surface wind, etc. are a few that can potentially affect the kilometre-scale altimetry measurements. It can then be wondered how past, present and future altimetry measurements – with intrinsically different acquisition geometries – can be reconciled in the spatially shorter and higher temporal frequencies of the ocean spectrum. To this end it is suggested here that conventional retracking algorithms such as ALES (**Passaro et al., 2014**) or others of the sort (e.g. the Adaptive retracker in Jason-3 level-2 products), which explore more focused views of the conventional waveforms, can perform in the same level of SAR altimeters when dealing with sharp transitions in ocean radar backscatter almost down to the kilometre scale.

Nevertheless, the findings presented in this study warrant further investigations, for instance in smaller-scale ISWs or those propagating at larger angles with the altimeters' ground-tracks, or even other smaller-scale phenomena than ISWs. Whichever the case, however, the tandem phase between Sentinel-6 and Jason-3 (likely to be one of a kind) seems to hold the key in reconciling a newcoming era of SAR altimeters with a climatological record of conventional altimetry.

Acknowledgements: This work was funded by EU and ESA, under ESA Contract No. 4000134346/21/NL/AD "Sentinel-6 Michael Freilich and Jason-3 tandem Flight Exploitation (S6-JTEX) study" between the University of Porto and Collecte Localisation Satellites. J.C.B. da Silva thanks the Portuguese Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) under project UIDB/04683/2020. A.M.S.-Ferreira. gratefully acknowledges FCT and the UE for a Ph.D. grant SFRH/BD/143443/2019. J.M. Magalhaes thanks the FCT under projects UIDB/04423/2020 and UIDP/04423/2020. I. G. Lapa gratefully thanks the project CC0 - 204170 - ESA/CLS Multisensor for a Master's Degree grant.

References (APA)

Alford, M. H., Peacock, T., MacKinnon, J. A., Nash, J. D., Buijsman, M. C., Centurioni, L. R., & Paluszkiwicz, T. (2015). The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature*, 521(7550), 65-69.

Alpers, W. (1985). Theory of radar imaging of internal waves. *Nature*, 314(6008), 245-247.

Amarouche, L., P. Thibaut, O. Z. Zanife, J. P. Dumont, P. Vincent, and N. Steunou (2004). Improving the Jason-1 ground retracking to better account for attitude effects. *Marine Geodesy* 27:171–197.

Brown, G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Trans. Antennas Propag.* 1977, 25, 67–74.

Da Silva, J. C. B., Ermakov, S. A., Robinson, I. S., Jeans, D. R. G., & Kijashko, S. V. (1998). Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf: 1. Short-period internal waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C4), 8009-8031.

Da Silva, J. C. B., Ermakov, S. A., & Robinson, I. S. (2000). Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf: 3. Mode transitions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C10), 24089-24104.

Dinardo, S., Fenoglio-Marc, L., Becker, M., Scharroo, R., Fernandes, M. J., Staneva, J., & Benveniste, J. (2021). A RIP-based SAR retracker and its application in North East Atlantic with Sentinel-3. *Advances in Space Research*, 68(2), 892-929.

Dinardo, S. (2020). Techniques and Applications for Satellite SAR Altimetry over water, land and ice. Ph.D. Thesis Technische Universität Darmstadt. URL: <https://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/11343/> ISBN: 9783935631457 Volume: 56.

Donlon, C., Scharroo, R., Willis, J., Leuliette, E., Bonnefond, P., Picot, N., Schrama, E., Brown, S., 2019. Sentinel-6A/B/Jason-3 Tandem Phase Configurations, JC-TN-ESA-MI-0876 V2.0, 8 July 2019, available from the European space agency, Noordwijk, the Netherlands.

Donlon, C. J., Cullen, R., Giulicchi, L., Vuilleumier, P., Francis, C. R., Kuschnerus, M., ... & Tavernier, G. (2021). The Copernicus Sentinel-6 mission: Enhanced continuity of satellite sea level measurements from space. *Remote Sensing of Environment*, 258, 112395.

Dumont, J.-P., Estimation optimale des paramètres altimétriques des signaux radar Poséidon, Ph.D. dissertation, Univ. Toulouse-ENSEEIH, Toulouse, France, 1985.

Frappart, F., Blumstein, D., Cazenave, A., Ramillien, G., Birol, F., Morrow, R., & Rémy, F. (1999). Satellite altimetry: Principles and applications in Earth sciences. *Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronics Engineering*, 1-25.

Hayne, G. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5), 687-692.

Hu, B., Meng, J., Sun, L., & Zhang, H. (2021). A Study on Brightness Reversal of Internal Waves in the Celebes Sea Using Himawari-8 Images. *Remote Sensing*, 13(19), 3831.

Jackson, C. (2007). Internal wave detection using the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).

Magalhães, J. M., Alpers, W., Santos-Ferreira, A. M., & Da Silva, J. C. (2021). SURFACE WAVE BREAKING CAUSED BY INTERNAL SOLITARY WAVES. *Oceanography*, 34(2), 166-176.

Mitnik, Leonid, and Vyacheslav Dubina. "Non-linear internal waves in the Banda Sea on satellite synthetic aperture radar and visible images." 2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Vol. 3. IEEE, 2009.

Osborne, A. R., & Burch, T. L. (1980). Internal solitons in the Andaman Sea. *Science*, 208(4443), 451-460.

Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G. D., & Snaith, H. M. (2014). ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 145, 173-189.

Picard, B., Picot, N., Dibarboure, G., & Steunou, N. (2021). Characterizing Rain Cells as Measured by a Ka-Band Nadir Radar Altimeter: First Results and Impact on Future Altimetry Missions. *Remote Sensing*, 13(23), 4861.

Quartly, G. D., Chen, G., Nencioli, F., Morrow, R., & Picot, N. (2021). An overview of requirements, procedures and current advances in the calibration/validation of radar altimeters. *Remote Sensing*, 13(1), 125.

Ray, C., Martin-Puig, C., Clarizia, M. et al. (2015). SAR Altimeter Backscattered Waveform Model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 53, 911–919. doi:10.1109/TGRS.2014.2330423.

Ribal, A., Young I. R., 2019. 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations. *Nat-Sci Data* (77), 1–15.

Rieu, P., Moreau, T., Cadier, E., Raynal, M., Clerc, S., Donlon, C., Borde, F., Boy, F., Maraldi, C., 2021. Exploiting the Sentinel-3 tandem phase dataset and azimuth oversampling to better characterize the sensitivity of SAR altimeter sea surface height to long ocean waves. *Adv. Space Res.*, 67(1), 253. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.09.037>.

Scharroo, R., Bonekamp, H., Ponsard, C., Parisot, F., von Engeln, A., Tahtadjiev, M., & Montagner, F. (2016). Jason continuity of services: continuing the Jason altimeter data records as Copernicus Sentinel-6. *Ocean Science*, 12(2), 471-479.

Siegelman, L., Klein, P., Thompson, A. F., Torres, H. S., & Menemenlis, D. (2020). Altimetry-based diagnosis of deep-reaching sub-mesoscale ocean fronts. *Fluids*, 5(3), 145.

Stammer, D., & Cazenave, A. (Eds.). (2017). Satellite altimetry over oceans and land surfaces. CRC press.

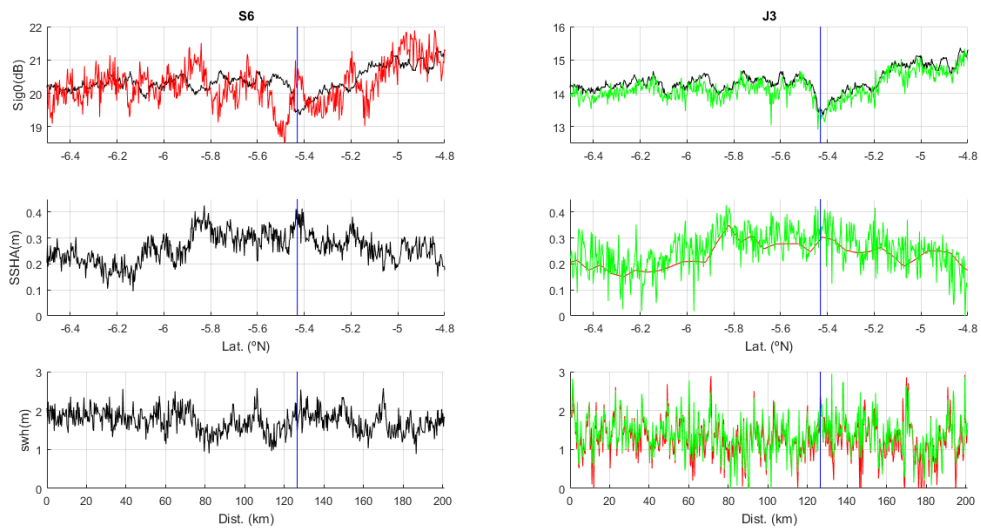
Thibaut, P., Poisson, J. C., Bronner, E., & Picot, N. (2010). Relative performance of the MLE3 and MLE4 retracking algorithms on Jason-2 altimeter waveforms. *Marine Geodesy*, 33(S1), 317-335.

Tourain, C., Piras, F., Ollivier, A., Hauser, D., Poisson, J. C., Boy, F., & Tison, C. (2021). Benefits of the Adaptive algorithm for retracking altimeter nadir echoes: results from simulations and CFOSAT/SWIM observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(12), 9927-9940.

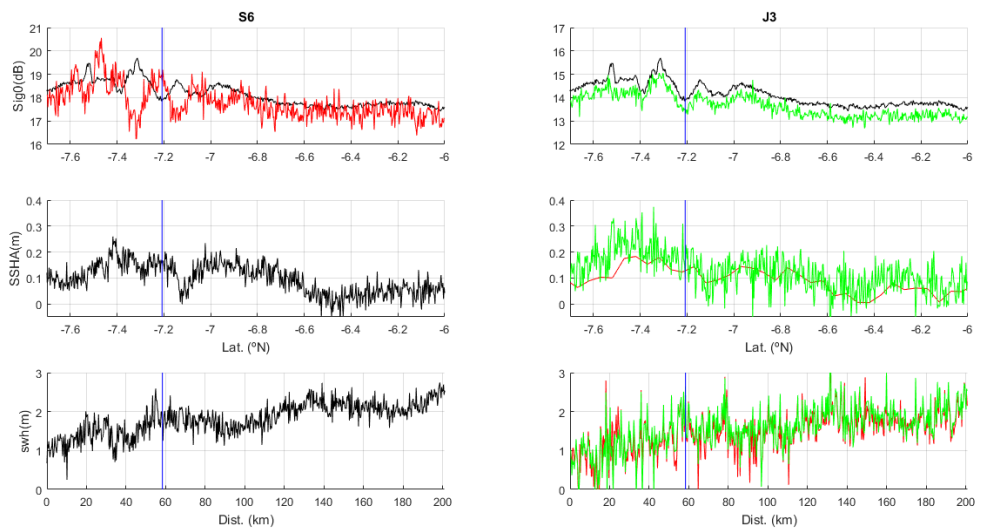
Tournadre, J., Chapron, B., Reul, N., & Vandemark, D. C. (2006). A satellite altimeter model for ocean slick detection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C4).

Anexo 2: Registos altimétricos de casos de estudo

As Figuras presentes neste Anexo 2 correspondem aos registos altimétricos dos outros quatro casos de estudo supervisionados listados na Tabela 2 que não foram apresentados no decorrer do trabalho. As Figuras abaixo são análogas aos registos altimétricos das Figuras 10, 11 e 12 presentes na secção dos Resultados.

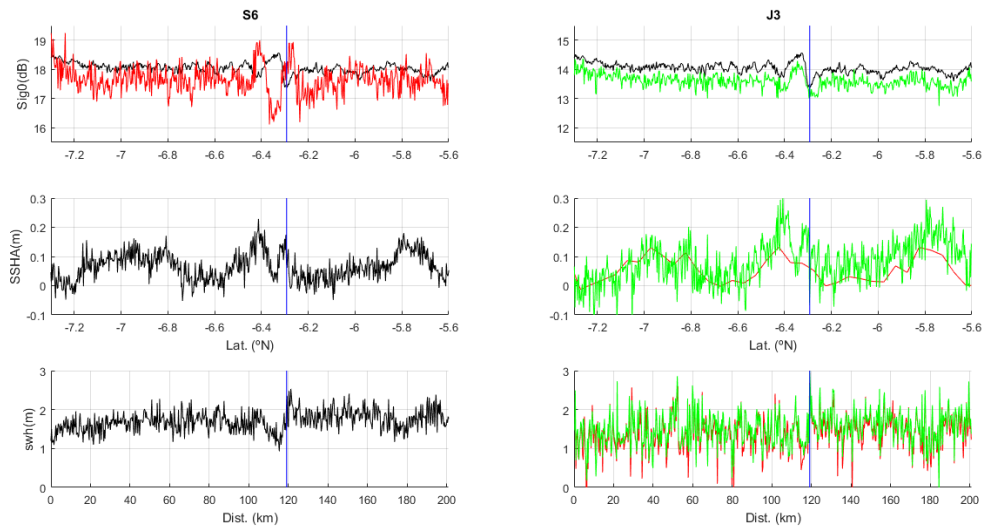


Caso do Mar de Banda em 5 de abril de 2021.

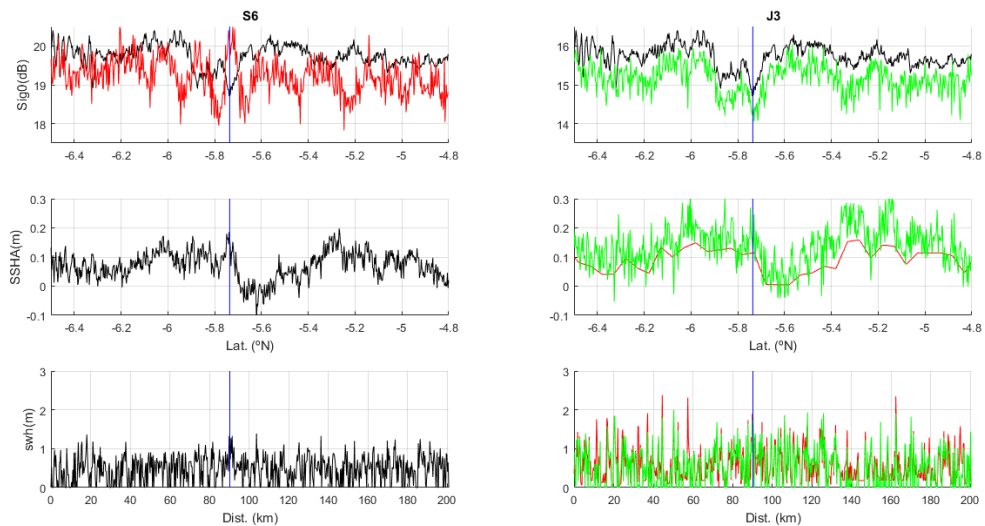


Caso do Mar de Banda em 13 de julho de 2021.

Mestrado em Detecção Remota



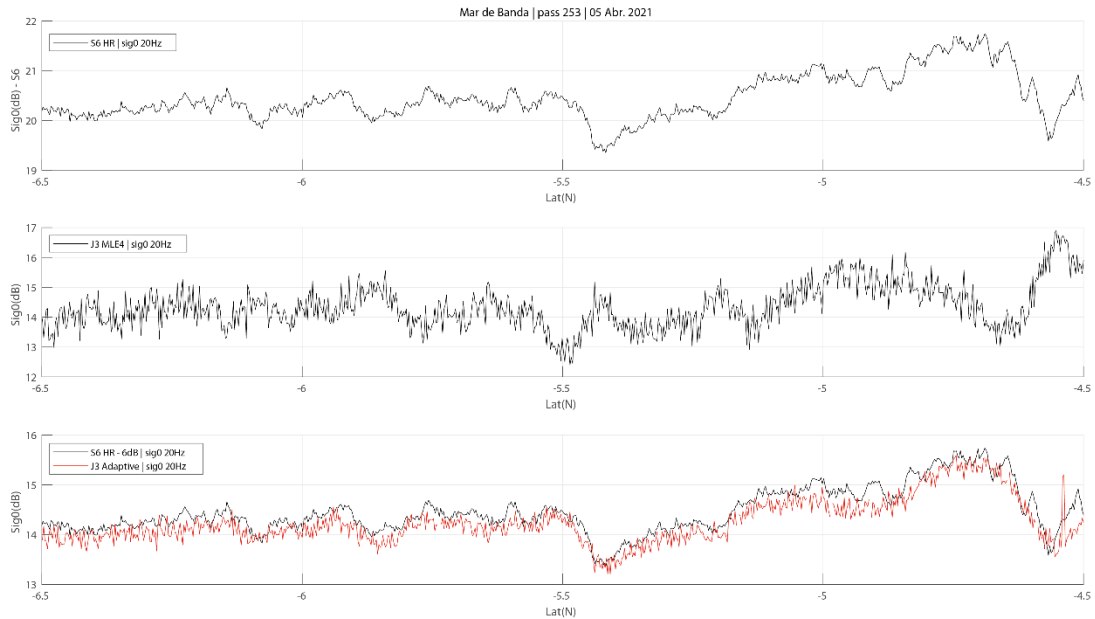
Caso do Mar de Banda em 11 de setembro de 2021.



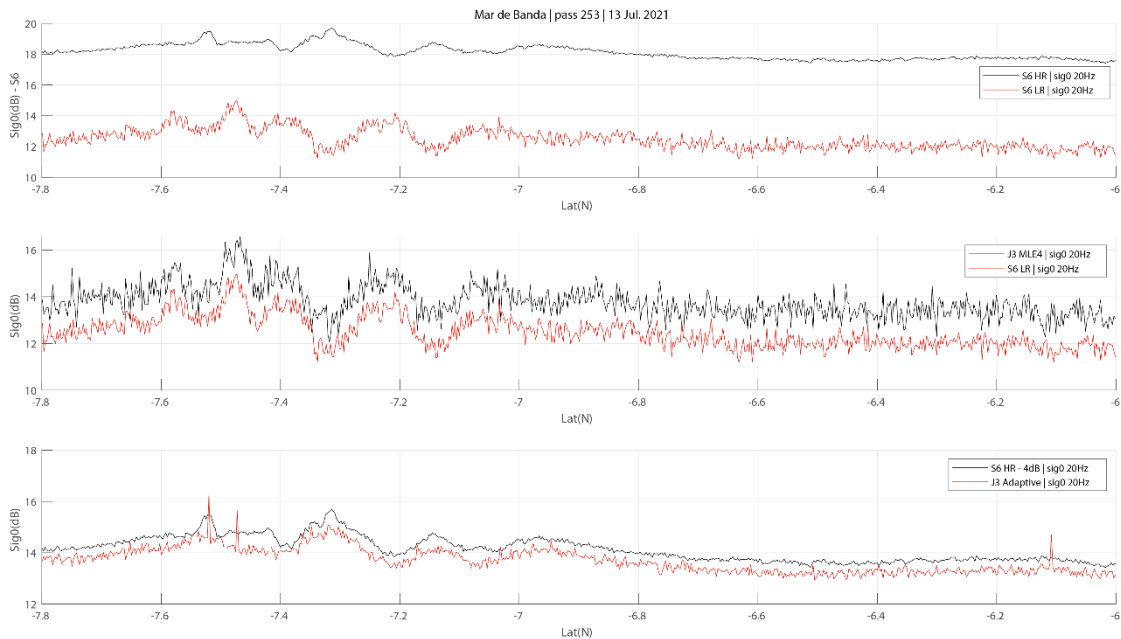
Caso do Mar de Banda em 10 de outubro de 2021.

Anexo 3: Registos altimétricos para Sentinel-6 LRM

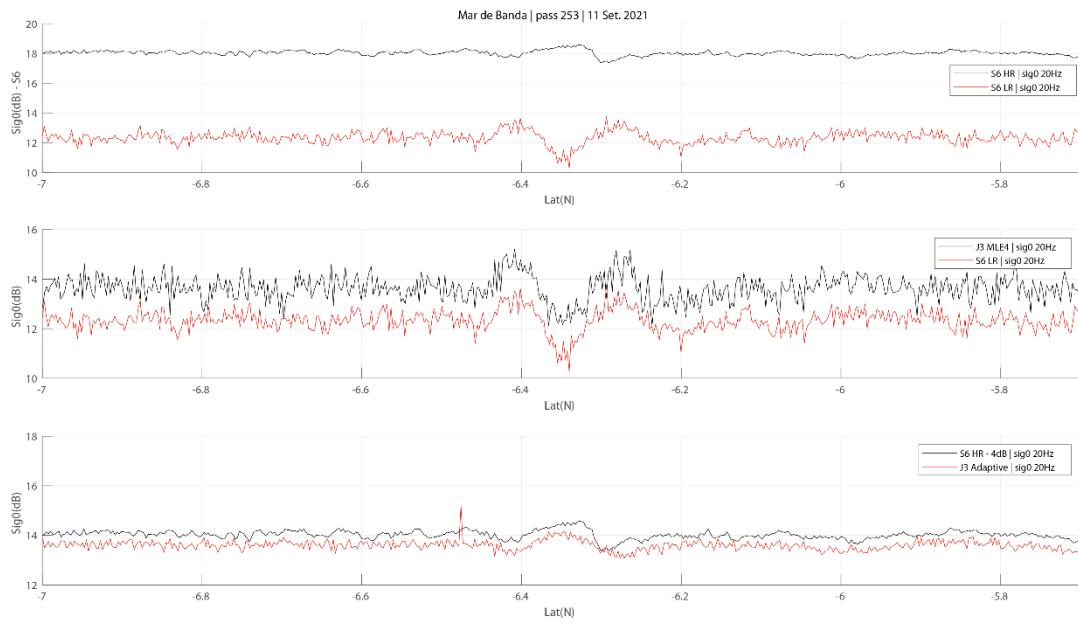
Neste Anexo 3, as Figuras são análogas aos registos altimétricos que constam na Figura 14 presente na secção dos Resultados. Sendo assim, diferentemente do Anexo 2, estes registos altimétricos correspondem aos outros seis casos de estudo supervisionados listados na Tabela 2. É importante salientar que para os casos do Mar de Banda em 5 de abril de 2021 e Mar do Sul da China em 15 de maio de 2021, não houve disponibilidade de dados S6 LR, pelo qual o sinal do σ_0 em S6 LR para estes casos não foi apresentado.



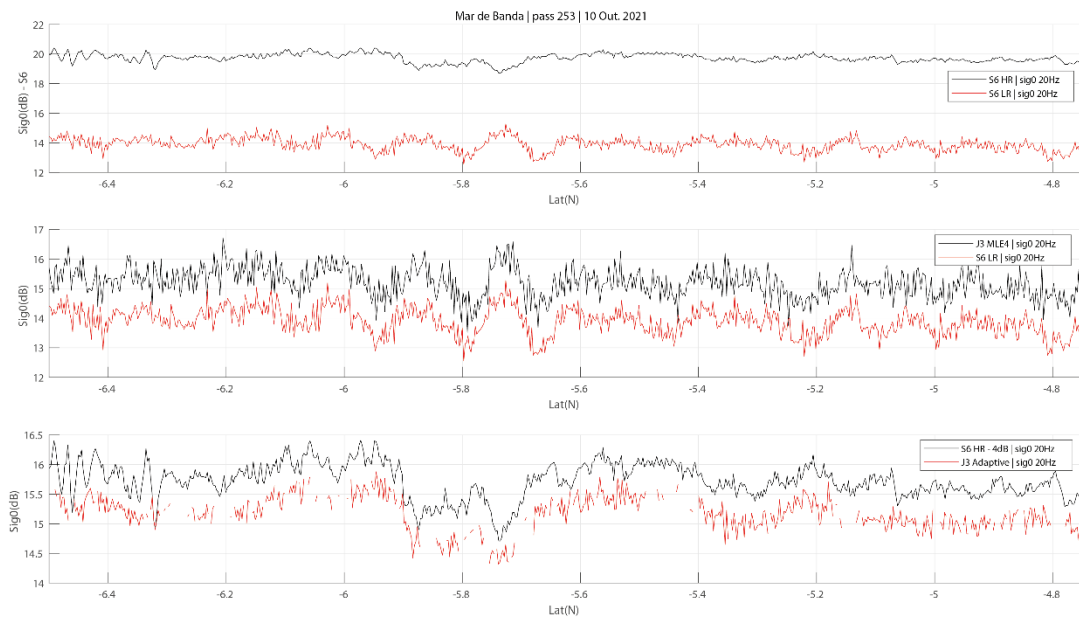
Caso do Mar de Banda em 5 de abril de 2021.



Caso do Mar de Banda em 13 de julho de 2021.

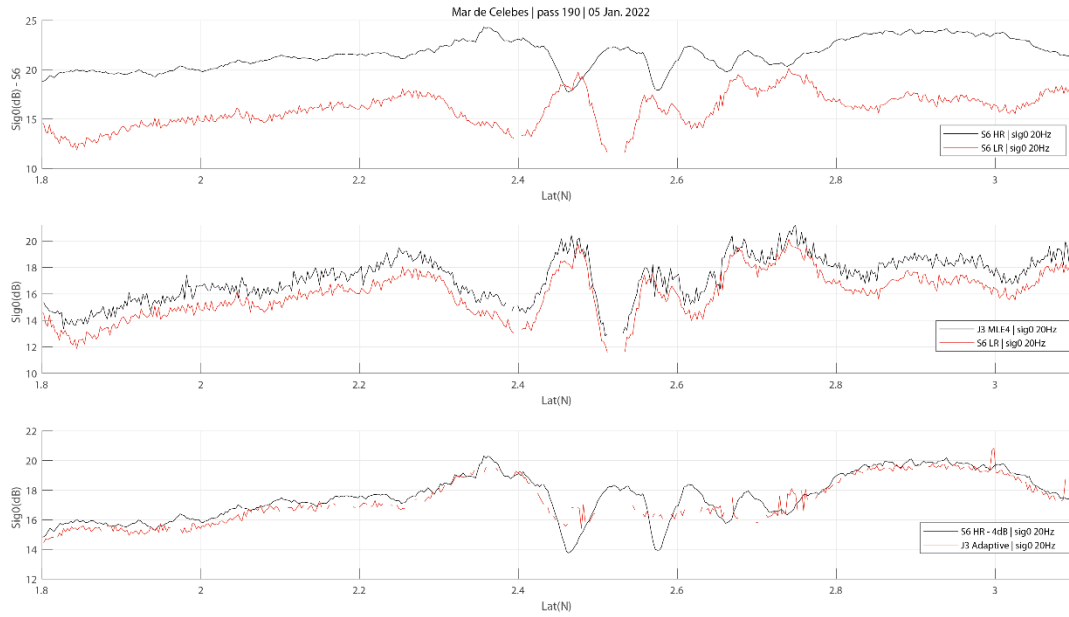


Caso do Mar de Banda em 11 de setembro de 2021.

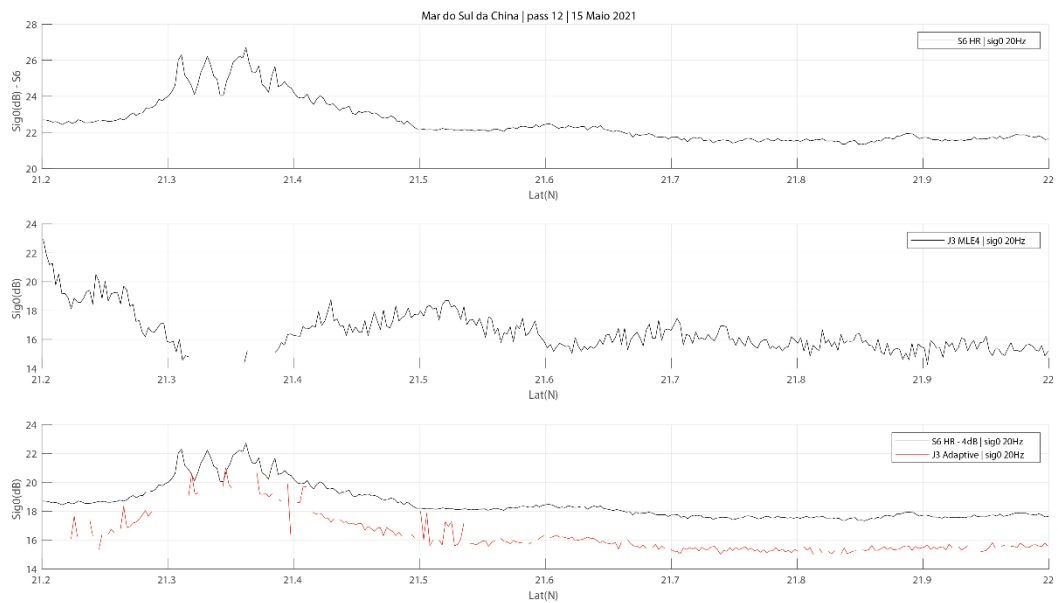


Caso do Mar de Banda em 10 de outubro de 2021.

Mestrado em Detecção Remota



Caso do Mar de Celebes em 5 de janeiro de 2022.



Caso do Mar do Sul da China em 15 de maio de 2021.