

Processos d'interacció entre l'oceà i la baixa atmosfera a la regió de Confluència Brasil-Malvines

Autora: Marta Masdeu Navarro*

Supervisors: Josep L. Pelegrí¹, Pablo Sangrà², Maria Rosa Soler³

¹Institut de Ciències del Mar, CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona, Spain.

²Facultat de Ciències del Mar, Universidad de Las Palmas G. C., 35017 Las Palmas, Spain.

³Facultat de Física, Universitat de Barcelona, Diagonal 645, 08028 Barcelona, Spain.

Resum: Estudis recents han demostrat que, a escales oceàniques mesoescalars (10-100 km), existeix una relació directa entre la temperatura superficial de l'oceà (SST) i el vent en superfície. En aquest estudi s'examina aquesta relació en la regió de Confluència de Brasil-Malvines (CBM), que és una de les conques oceàniques amb els gradients d'SST més intensos, mitjançant l'anàlisi de dades in-situ d'SST i vent en superfície recollides durant una campanya oceanogràfica realitzada el març del 2015. Les dades són curosament tractades per tal d'emfatitzar la variabilitat d'SST i vent associades a les estructures mesoescalars, tenint en compte els gradients latitudinals d'SST a gran escala, el passatge de pertorbacions sinòptiques atmosfèriques i la variabilitat diürna del camp de vents. Després de minimitzar tots aquests efectes, s'observa que l'SST efectivament influeix en la superfície, de manera que un augment d'SST en 1°C comporta un increment en el vent superficial de 0,36 m s⁻¹, amb un coeficient de correlació de 0,43 amb un 95% d'interval de confiança. Podem concloure que en zones frontals intenses, com ara la regió de CBM, existeixen mecanismes complexos d'acoblament entre l'oceà i l'atmosfera.

I. INTRODUCCIÓ

L'oceà i l'atmosfera tenen escales sinòptiques força diferents: mentre a l'atmosfera són de l'ordre de 1000 km i uns pocs dies a l'oceà són de l'ordre de 100 km i setmanes. Això fa que usualment pensem en l'atmosfera com a factor determinant de la variabilitat oceànica a escales temporals curtes i espacials llargues, però no com a control de la seva variabilitat a escales especials curtes. Aquest argument té una clara mancança ja que ignora la possibilitat que hi hagin mecanismes de retroalimentació: el mateix raonament ens porta a pensar que l'oceà pot controlar l'atmosfera a escales espacials curtes i temporals llargues, que llavors podria afectar a l'oceà en aquestes mateixes escales. Durant els darrers anys s'han incrementat els estudis que confirmen l'existència d'una interacció bidireccional oceà-atmosfera a escales espacials curtes (Xie 2004, 2015; Chelton i Xie 2010). El nostre estudi busca justament explorar aquesta interacció en una regió on el sistema oceànic exhibeix un front tèrmic superficial força intens i ben definit: la regió de Confluència de Brasil-Malvines (CBM).

Segons Small et al. (2008) i Pezzi et al. (2005), la temperatura superficial del mar (SST) és un dels motors de la interacció entre l'oceà i l'atmosfera, en tant que controla els fluxos de calor latent i calor sensible entre tots dos subsistemes, afecta l'estabilitat de la capa límit atmosfèrica, i ocasiona canvis en la intensitat del vent. Aquests canvis en la intensitat del vent són el principal factor que controla l'estrès superficial, o força per unitat d'àrea del vent sobre la superfície del mar, bé directament per l'increment de la velocitat del vent o bé indirectament ja que augmenta la rugositat de la superfície del mar (que es coneix com a coeficient d'arrossegament) (O'Neill et al. 2010, Small et al. 2003). Aquests mateixos estudis indiquen que l'augment de l'SST repercuteix en un increment dels vents superficials: la disminució de

l'estabilitat de la capa límit atmosfèrica ocasiona més remolins i mescla vertical, fet que comporta una transferència de moment des de les capes més altes de l'atmosfera, on els vents són més intensos, fins a les més superficials. En canvi, quan la superfície del mar és freda, l'estabilitat de la capa límit és major i els vents superficials queden desacoblats dels vents en alçada (Chelton i Xie 2010, Xie 2004, Pezzi et al. 2005). Tot això fa que la velocitat del vent a la superfície i l'estrès del vent estiguin correlacionats positivament amb l'SST (O'Neill et al. 2010, Chelton et al. 2001, Chelton et al. 2004).

Però aquest no és necessàriament l'únic mecanisme d'interacció. Els fluxos de calor latent i calor sensible des de l'oceà cap a l'atmosfera augmenten en regions d'aigües càlides, fet que pot generar gradients de pressió al llarg dels fronts oceànics. O'Neill et al. (2010) i Small et al. (2008) suggereixen que quan el vent que travessa el front és fort, la resposta de la capa límit atmosfèrica a la variació d'SST és feble i aleshores domina el mecanisme de barreja vertical generat per la turbulència associada al vent. En canvi quan els vents són més febles, les condicions oceàniques tenen la mateixa influència que les atmosfèriques i els dos mecanismes passen a ser importants.

Tokiinaga et al. (2005) van descriure per primera vegada els efectes de l'SST sobre l'estabilitat de la capa límit atmosfèrica marina i els vents superficials. El calor sensible durant la convecció atmosfèrica intensifica els vents de superfície i modula la cobertura de núvols en climes tropicals, fet que demostra una clara interacció entre l'atmosfera i l'oceà. Xie (2004), en una revisió de la literatura, va emfatitzar la influència que l'SST té sobre la convecció atmosfèrica, afavorint-se quan la temperatura superficial oceànica és de 26-27°C. Aquest autor es va centrar en les diferents respostes de la capa límit

atmosfèrica sobre aigües càlides i fredes. Va concloure que sobre aigües fredes la resposta queda més confinada a la capa límit, de manera que els fluxos de calor sensible i calor latent alteren la pressió superficial i es generen anomalies en el vent. O'Neill et al. (2010) van corroborar alguns d'aquest resultats, trobant una relació directa entre l'SST i la velocitat del vent a 10 m sobre el nivell del mar.

El present estudi se centra sobre la regió de CBM, la qual es troba al voltant de 35°-45°S de latitud i 50°-70° de longitud (Fig. 1). Es tracta d'una de les zones més energètiques de l'oceà global, una zona frontal generada pel xoc de dues corrents oceàniques amb característiques molt diferents, on esperem trobar una relació directa entre la temperatura superficial de l'oceà i la velocitat del vent. Per una banda tenim el Corrent de Malvines, que és una bifurcació cap al nord del Corrent Circumpolar Antàrtica (ACC), caracteritzat per aigües fredes (<7°) i relativament poc salines. Aquest corrent es troba amb el Corrent de Brasil, que és la branca occidental del Gir Subtropical de l'Atlàntic Sud, el qual transporta aigua relativament càlida (>26°) i salina cap al pol (Saraceno et al. 2004).

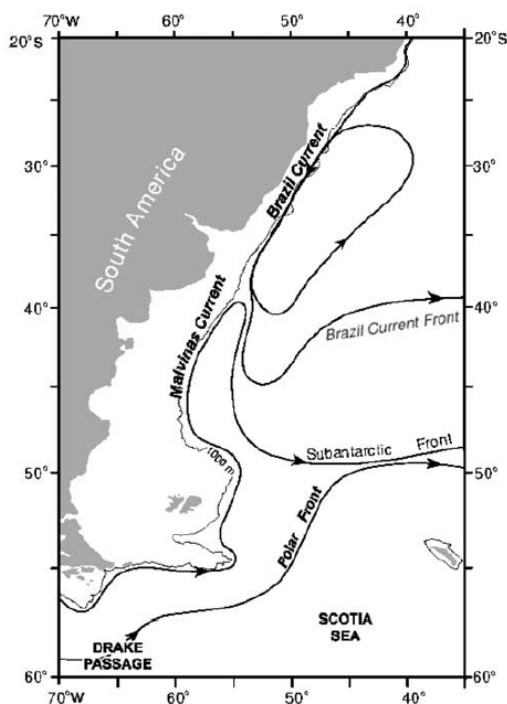


Figura 1: Esquema de la regió de CBM, amb indicació de la posició aproximada dels fronts oceànics; reproduït de Saraceno et al. (2004).

El resultat d'aquest xoc entre els dos corrents, que porten aigües d'origen subantàrtic i subtropical, són uns gradients horitzontals d'SST molt marcats, amb diferències de temperatura de més de 15°C en distàncies de poc més de 30 km, amb el conseqüent intercanvi de calor entre l'atmosfera i l'oceà (Saraceno et al. 2004, Chelton et al. 2010, Xie 2004, O'Neill et al. 2012). Els contrastos tèrmics superficials entre les diferents masses d'aigua són màxims a l'hivern austral però es mantenen molt elevats durant tot l'any. A les aigües subtropicals té lloc molta més evaporació que a la regió subantàrtica – es tracta d'aire càlid i carregat d'humitat que a l'arribar a la regió subantàrtica està sobre-saturat i pot precipitar amb

la conseqüent transferència atmosfèrica de calor entre totes dues regions (Pezzi et al 2009).

Per al nostre anàlisi utilitzarem les dades obtingudes durant una campanya oceanogràfica realitzada a la regió de CBM. L'estudi està estructurat de la següent manera. A la secció 2 presentem les dades obtingudes a la regió d'estudi i a la secció 3 es fa una descripció de la situació meteorològica i oceanogràfica durant el període en que es van obtenir les dades. A la secció 4 es presenta la part metodològica, amb una descripció del tractament que es fa a les dades. A la secció 5 recollim els resultats i discutirem la relació existent entre les variables observades. Posteriorment, a la secció 6, englobarem els resultats més importants en un apartat de conclusions.

II. DADES

Del 5 al 30 de març de 2015 es va realitzar la campanya TIC-MOC amb el vaixell oceanogràfic BIO Hespèrides, amb sortida de Ushuaia (Argentina) i arribada a Salvador de Bahia (Brasil). Les mesures de la regió frontal es van prendre durant el període que va anar del 12 al 22 de març, en que es va travessar la zona frontal 11 vegades. A la regió de la CBM es van prendre, amb els instruments del vaixell, dades oceanogràfiques i meteorològiques de manera pràcticament continua (un valor cada minut). Aquestes dades corresponen a la salinitat i temperatura superficial del mar (mesurades amb el termosalinòmetre a una fondària nominal de 5 m), la velocitat dels 700 m mes superficials de la columna d'aigua (amb un perfilador Doppler), i la pressió, temperatura de l'aire, humitat i velocitat i direcció del vent a 10 m d'alçada (amb la estació meteorològica) (Taula I). A més, es van fer un total de 66 estacions hidrogràfiques, on es van fer mesures físiques i biogeoquímiques, i es van llançar vuit boies instrumentades i nou perfiladors, per tal d'obtenir dades físiques, químiques i biològiques de la regió. L'objectiu principal era caracteritzar la transformació de les aigües d'ambdues bandes del front durant i després del seu xoc a la regió frontal.

Taula I: Variables recollides durant la campanya i que han estat analitzades com a part d'aquest estudi; la densitat és una variable inferida a partir de la salinitat i temperatura. També s'indica l'instrument amb el qual es van obtenir les dades.

Variable	Instrument de Mesura
SST (°C)	Termosalinòmetre
Salinitat	Termosalinòmetre
Densitat aigua (kg m ⁻³)	Termosalinòmetre
Pressió a superfície (hPa)	Estació meteorològica
Velocitat vent (m s ⁻¹)	Estació meteorològica
Direcció del vent (°)	Estació meteorològica
Humitat relativa (%)	Estació meteorològica
Temperatura aire (°C)	Estació meteorològica

L'àrea estudiada durant la campanya és la compresa entre 36°S-43°S i 51°W-57°W, aproximadament al sud de Rio de la Plata, fora de la plataforma i talús continental (Fig. 2). La campanya va incloure un mostreig inicial exterior de la regió de confluència, seguit per una malla de la regió interior.

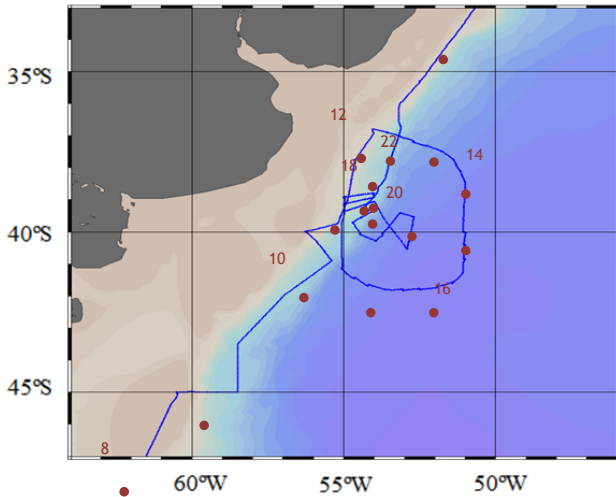


Figura 2: Recorregut realitzat pel BIO Hespèrides, el qual s'inicia al corrent de Malvines (SW de la figura) i finalitza al corrent de Brasil (NE de la figura). La imatge s'ha confeccionat a partir de les dades de continuu amb l'ajuda del programa Ocean Data View. Els números determinen la data, és a dir, el 8 correspon al dia 8 de març a les 00:00 hores.

III. SITUACIÓ METEOROLÒGICA I OCEANOGRÀFICA

La regió de CBM està localitzada a l'extrem sudoccidental del gir subtropical de l'Oceà Atlàntic Sud. La posició d'aquesta regió experimenta una certa variabilitat estacional i també interanual. La campanya es va fer al final de l'estiu austral, que és quan la regió de CBM es troba en la seva posició més cap al sud.

A. Caracterització meteorològica en superfície

Amb la finalitat de tenir una visió sinòptica dels dies de la campanya, a continuació presentem mapes de velocitat del vent i pressió en superfície.

Pel que fa a la pressió atmosfèrica, la situació que va predominar a la regió de CBM va ser una d'altres pressions, resultat de la extensió cap al sud-oest de l'Alta de l'Atlàntic Sud o Anticicló de Santa Helena (South Atlantic High) (Fig. 3). Aquesta situació es va veure alterada els dies 20 i 21 de març, en que va passar una zona de baixes pressions que va intensificar notablement el vent (raó per la qual les dades d'aquests dies s'exclouen de l'estudi).

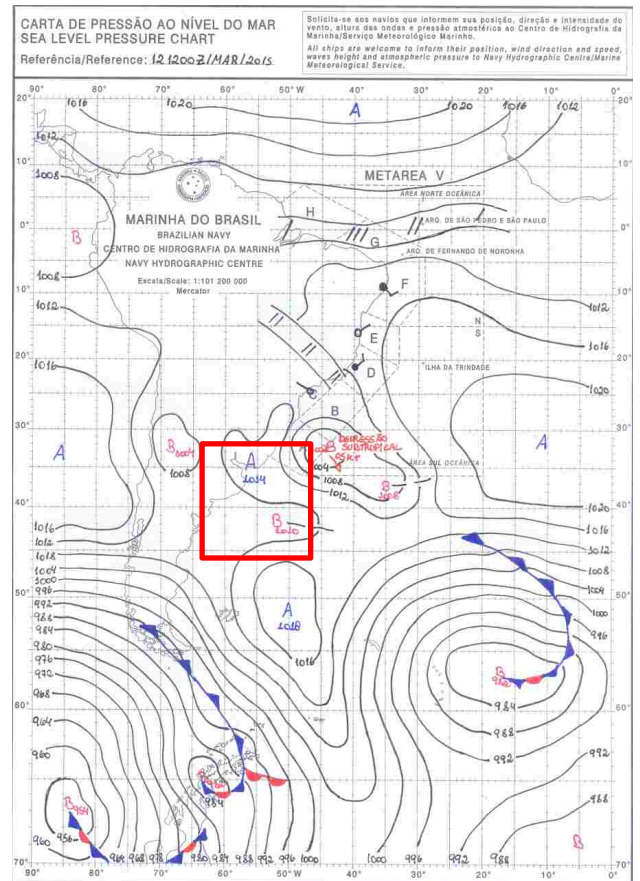


Figura 3: Mapa de pressió en superfície del 12 de març de 2015 obtingut del servei meteorològic de la marina de Brasil. El quadre vermell marca la regió estudiada.

Si representem l'evolució temporal de la pressió al llarg de la trajectòria del vaixell (Fig. 4), observem com hi ha una tendència a augmentar la pressió a mesura que avancem en la campanya. A mesura que ens endinsem al corrent de Brasil i avança la campanya, la pressió augmenta. Cal ressaltar el pas d'un nucli de baixes pressions al voltant del dia 20 de març, acompanyat de forts vents.

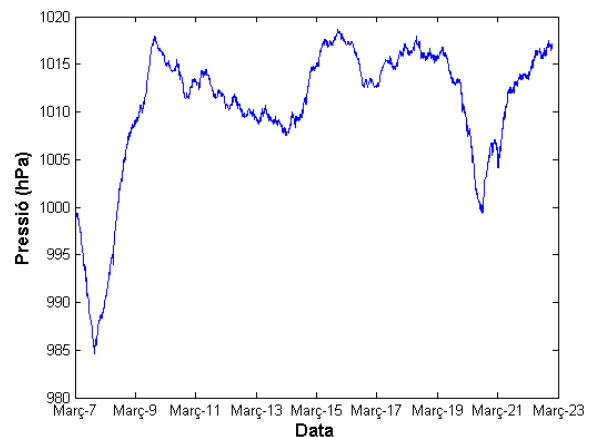


Figura 4: Sèrie temporal de pressió superficial a partir de les dades recollides amb el vaixell durant la campanya. El front es va travessar en nou ocasions entre el 17 i el 20 de març.

A partir de dades observacionals processades pel Centre de Recerca i Explotació Satel·litària (CERSAT) de l'Institut Francès de Recerca per l'Explotació de la Mar

(IFREMER), obtenim una imatge satèl·lit del camp superficial del vent del dia 18 de març, amb resolució horitzontal de $0,25^\circ$ (uns 25 km) (Fig. 5). En aquesta imatge podem veure variacions espacials de la intensitat del vent en la regió frontal de fins a 10 m s^{-1} .

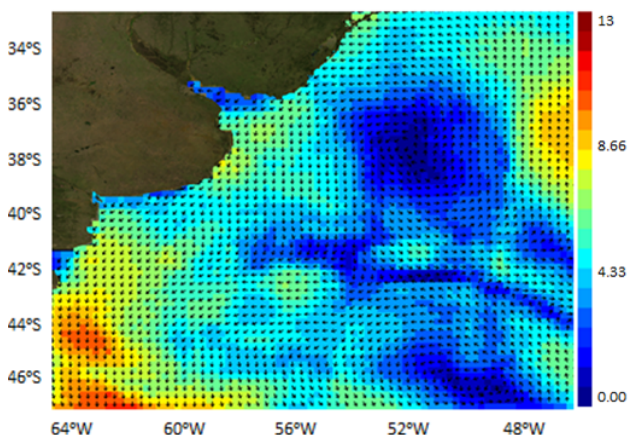


Figura 5: Vent superficial durant el 18 de març de 2015, generat per IFREMER CERSAT amb resolució horitzontal de $0,25^\circ$. L'escala de colors indica la intensitat (m s^{-1}) i les fletxes la direcció.

Al representar la variació temporal de la intensitat del vent superficial, mesurada amb l'estació meteorològica del vaixell, observem el gran grau de variabilitat temporal en la intensitat del vent, amb estones de calma i altres en que el vent superava els 20 m s^{-1} . En particular, podem apreciar la presència d'un cicle diürn durant els tres primers dies abans d'entrar a la zona frontal (7-10 de març) (Fig. 6). A l'entrar a la zona frontal, el cicle diari desapareix i s'aprecien canvis intermitents d'intensitat. Els dies 20 i 21 de març el vent s'intensifica notablement, coincidint amb l'entrada d'un front atmosfèric.

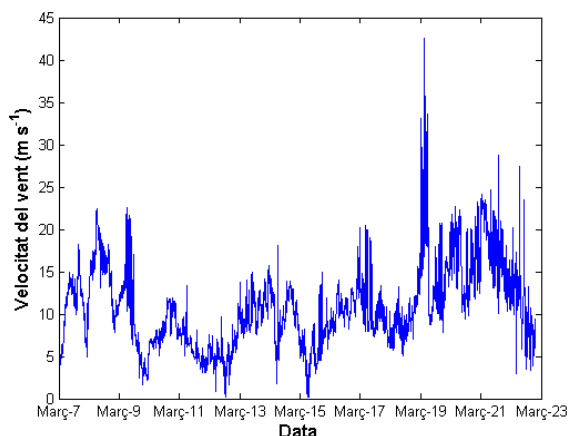


Figura 6: Sèrie temporal de la intensitat del vent superficial (m s^{-1}), utilitzant les dades de vent recollides amb la estació meteorològica del vaixell durant la campanya. El front es va travessar en nou ocasions entre el 17 i el 20 de març.

B. Caracterització oceanogràfica superficial

Tal com s'ha explicat abans, el vaixell es va aproximar a la regió de CBM des del sud, arribant a la regió frontal el dia 11 de març (Figures 2 i 3). Entre els dies 11 i 22 de març, el vaixell va mostrejar la regió de la CBM i ja posteriorment va seguir cap al nord sobre aigües càlides.

Per tal de localitzar de forma precisa el front, es van utilitzar imatges de satèl·lit d'SST proporcionades per la National Aeronautics and Space Administration (NASA) (<http://modis.gsfc.nasa.gov/data/>). També es van fer servir productes operacionals diaris, generats per Mercator Ocean a través del projecte MyOcean (<http://marine.copernicus.eu/>) fent servir un model global assimilatiu amb una resolució horitzontal de $1/12^\circ$. En les Figures 7, 8 i 9 es mostren exemples de sortides diàries d'aquest model. El camp d'SST mostra clarament la regió frontal, caracteritzada per aigües fredes d'origen Antàctic cap al sud i aigües càlides d'origen subtropical cap al nord (Fig. 7). Les aigües fredes corresponen a nivells baixos d'altura dinàmica (variació del nivell del mar respecte al geoid terrestre) i les aigües càlides a nivells elevats (Fig. 8). El corrent geostrofic és perpendicular al gradient horitzontal d'altura dinàmica, amb els valors més alts a la esquerra del vector de corrent (Fig. 9).

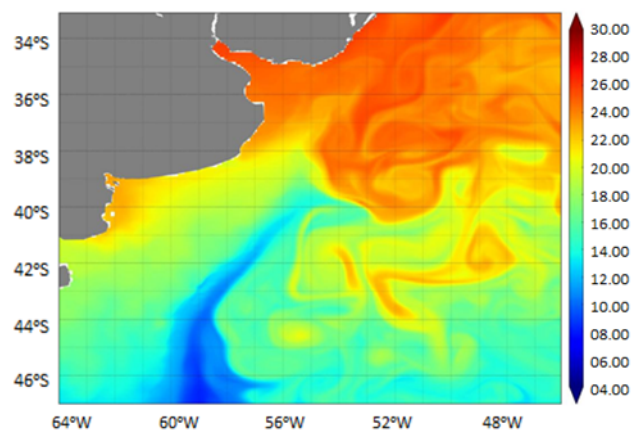


Figura 7: Camp d'SST ($^\circ\text{C}$) pel 15 de març de 2015, generat el 16 de març de 2015 pel servei MyOcean amb el model assimilatiu Mercator PSY4QV3 de $1/12^\circ$.

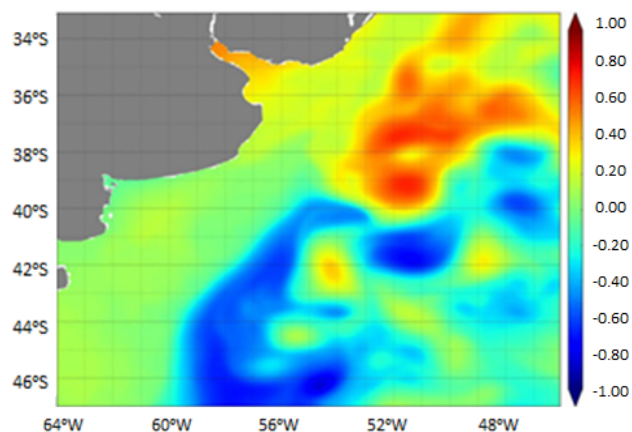


Figura 8: Camp de la alçada dinàmica de la superfície del mar (m) pel 15 de març de 2015, generat el 16 de març de 2015 pel servei MyOcean amb el model assimilatiu Mercator PSY4QV3 de $1/12^\circ$.

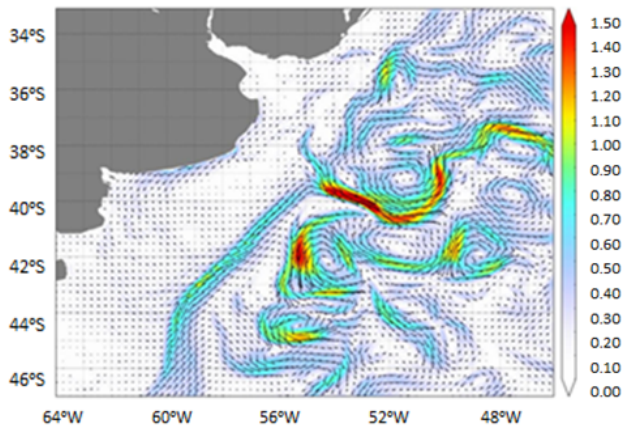


Figura 9: Camp de velocitats a la superfície del mar pel 15 de març de 2015, generat el 16 de març de 2015 pel servei MyOcean amb el model assimilatiu Mercator PSY4QV3 de 1/12°. L'escala de colors indica la intensitat de la corrent ($m s^{-1}$) i les fletxes la direcció.

Les imatges de satèl·lit i el resultat del model confirmen que la regió frontal de la regió de CBM es troba entre 39°-40° de latitud i 54-56° de longitud, desplaçada una mica al Sud de Rio de la Plata. La regió frontal està caracteritzada per un canvi ràpid en l'SST (Fig. 7), amb estructures mesoescalars a tots dos costats del front (remolins càlids cap al sud i freds cap al nord).

Els elevats gradients horitzontals d'SST queden confirmats amb les mesures fetes amb el propi vaixell, on observem canvis de temperatura entre uns 12 i 26°C sobre distàncies que varien entre 10 i 50 km (Fig. 10). Això es pot veure també a la sèrie temporal d'SST (Fig. 11): considerant que la velocitat del vaixell és d'uns 10 nusos, una hora representa una distància d'uns 18,5 km.

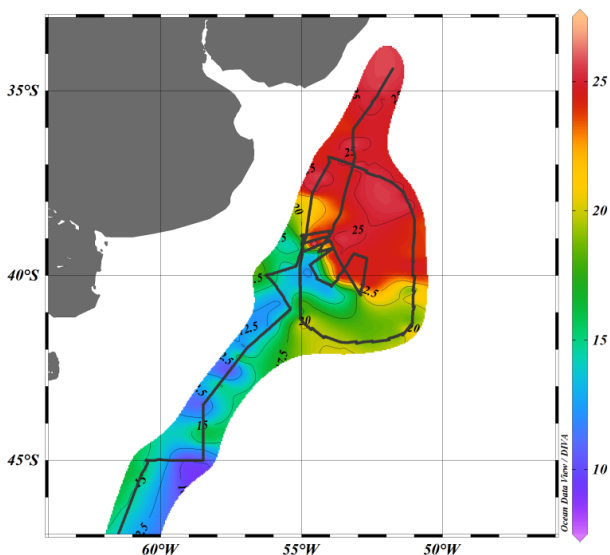


Figura 10: Distribució de l'SST a partir de les dades mostrejades amb el vaixell. A la figura hem superposat la trajectòria del vaixell (Fig. 2), que és on realment tenim les dades. Es pot apreciar la intensitat del mostreig en la regió frontal.

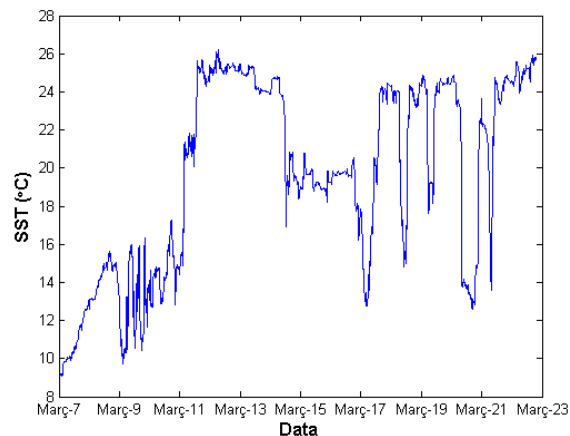


Figura 11: Sèrie temporal d'SST realitzada a partir de les dades recollides durant la campanya. El front es va travessar en nou ocasions entre el 17 i el 20 de març.

IV. ANÀLISI DE LES DADES

Per l'estudi de la interacció oceà-atmosfera a la regió frontal, ens centrarem en les dades d'SST, velocitat del vent (WS) i pressió superficial atmosfèrica (SLP). El primer pas és delmar el número de dades, passant d'una dada per minut a un valor cada 10 minuts. A la velocitat del vaixell això representa una dada cada 3 km, que és una resolució espacial adequada per resoldre les estructures oceanogràfiques lligades als principals fronts tèrmics de la regió de CBM.

Una vegada seleccionada la freqüència de les dades, és necessari tractar-les de manera que quedi destacada només el senyal de les estructures espacials que ens interessin. Les estructures oceanogràfiques són relativament constants, al menys durant els 12 dies que va durar el mostreig de la zona, per tant cal esperar que les regions amb màxims gradients d'SST representin bé la variabilitat associada a la regió de CBM. Malgrat això, cal tenir en compte que el vaixell es va desplaçar des d'una regió subpolar cap a una regió subtropical pel que cal esperar que hi hagi una certa tendència de llarg període que caldrà reduir. En canvi, la meteorologia mostra canvis relativament ràpids relacionats amb el pas de perturbacions atmosfèriques i, per la relativa proximitat a la costa, amb la corresponent variabilitat diürna. Aquests efectes poden causar variacions temporals de la pressió i el vent que cal reduir al màxim per tal que no interfereixin amb les variacions associades al senyal que es vol detectar, és a dir, als gradients associats a la regió frontal oceànica.

Amb aquest objectiu, buscarem primer un filtre de baixa freqüència que sigui capaç de representar la tendència general i les estructures a escala sinòptica tant a l'SST com a la pressió i el vent. Un cop treta aquesta tendència, intentarem determinar el cicle diürn de les variables meteorològiques, de manera que també el puguem eliminar.

Per desfer-nos de la tendència de baixa freqüència utilitzarem un polinomi que s'ajusti adequadament a les dades. La clau d'aquest càlcul és seleccionar l'ordre

correcte del polinomi, que representi adientment la variabilitat relacionada amb processos atmosfèrics però que mantingui els possibles canvis abruptes associats al front oceànic.

Taula II: Correlació entre les dades i polinomis d'ajust a les dades de diferent ordre per l'SST, WS i SLP.

Ordre	Correlació SST	Correlació WS	Correlació SLP
1	0,556	0,305	0,449
2	0,657	0,467	0,672
3	0,738	0,534	0,749
4	0,753	0,586	0,757
5	0,774	0,588	0,830
6	0,782	0,677	0,863
7	0,838	0,687	0,923
8	0,866	0,687	0,931

La Taula II mostra la correlació entre les dades i els polinomis d'ajust de diferent ordre per les tres variables seleccionades. L'ajust de la WS mostra una millora notable quan passa d'ordre 5 a ordre 6, i no manifesta augments significatius per ordres superiors. L'ajust a l'SLP, en canvi, augmenta de manera bastant continuada fins a un polinomi d'ordre 7. Aquesta diferència d'ordre, 6 per la WS i 7 per l'SLP, és consistent amb el fet que la intensitat del vent és proporcional a la derivada espacial de la pressió (que, degut al moviment continuu del vaixell, es tradueix en una derivada temporal). En contrast, l'SST augmenta ràpidament fins a un ordre 3, a partir del qual l'increment és ja molt més lent. Vist això pels nostres càlculs hem decidit utilitzar polinomis d'ordre 3, 6 i 7 per l'SST, WS i SLP, respectivament.

A. Velocitat del vent

Per la velocitat del vent (Fig. 6) utilitzem un ajust polinòmic d'ordre 6, que simula bé la variabilitat a escales de dies i setmanes, associada a la variabilitat atmosfèrica a gran escala (Fig. 12). Calculem, doncs, un primer residu com la resta de les dades originals menys l'ajust del polinomi d'ordre 6. L'objectiu és eliminar la variabilitat que no té res a veure amb les estructures tèrmiques oceàniques.

A més de la variabilitat associada al passatge de perturbacions atmosfèriques, i degut a la relativa proximitat del continent sud-americà, és raonable esperar que hi hagi una certa variabilitat diürna. Cal tractar d'eliminar aquesta cicla diària que sabem que no reflecteix els efectes de l'SST. Per determinar-lo, utilitzarem les dades dels dies 7, 8 i 9 de març, que corresponen a una situació durant la qual no hi van haver variacions atmosfèriques importants ni tampoc canvis notables en la temperatura de l'oceà. Seguim un procediment molt senzill, que consisteix en fer una mitjana amb les dades del residu (dades originals menys polinomi d'ordre 6)

dels dies 7 al 9 de març. El cicla diari així calculat queda ben definit, amb valors mínims prop de mitjanit i màxims cap al migdia, i una amplitud de 4 m s^{-1} (Fig. 13).

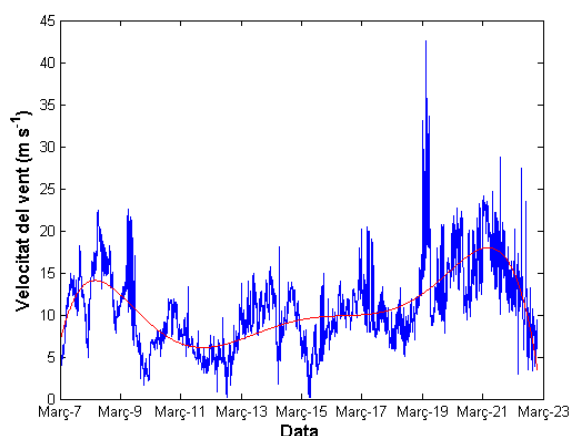


Figura 12: Sèrie temporal de WS amb l'ajust polinòmic d'ordre 6 (línia vermella).

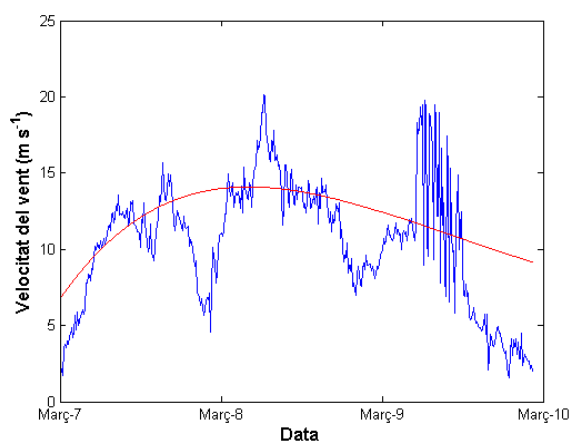


Figura 13: Sèrie temporal residual de WS pels dies 7 a 10 de març, només havent restat l'ajust polinòmic d'ordre 6, amb el cicla diari superposat (línia vermella).

Un cop ja tenim el cicla diari, calcularem els nous residus. És a dir, obtenim un residu que és el resultat de les dades originals menys l'ajust d'ordre 7 menys el cicla diürn. Aquest residu es pot determinar per tot el període que va del dia 10 al 22 de març, però aquí ens centrarem només en els dies 17, 18 i 19 de març, que és quan el vaixell va travessar més cops el front en un període de temps més curt i per tant podrem veure millor com es correlacionen les variacions de WS amb els canvis d'SST. Els resultats il·lustren un vent força variable però que es manté dins uns certs llimars durant tot l'interval, amb períodes de entre 6 i 12 hores en que s'intensifica seguits d'altres períodes de durada similar en que el vent es debilita (Fig. 14).

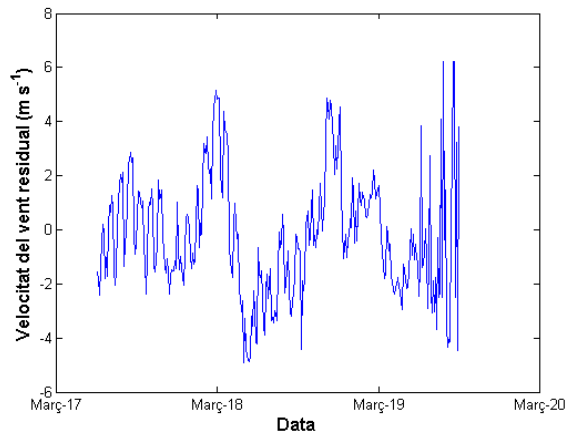


Figura 14: Sèrie temporal residual de WS a la zona frontal, després de restar el polinomi d'ordre 6 i el cicle diari.

B. Pressió superficial

Per l'SLP repetirem un procediment semblant a l'utilitzat amb el WS, però amb un polinomi d'ordre 7 (Fig. 15). A l'igual que amb la WS, calculem un primer residu i a partir d'aquest residu utilitzem les dades dels dies 7 a 9 de març per calcular el cicle diari d'SLP (Fig. 16). Cal destacar que aquestes dades no suggereixen l'existència d'un cicle diürn però, per coherència amb el procediment utilitzat amb el vent, s'ha calculat. El cicle així obtingut és efectivament molt feble, amb una amplitud de menys de 2 hPa.

Finalment, obtenim els nous residus (dades originals menys polinomi d'ordre 7 menys cicle diürn) pels dies en que es va travessar el front repetidament (17 a 19 de març). Els resultats mostren una clara tendència de l'SLP a augmentar amb el temps (Fig. 17), que podria interpretar-se com si hi hagués un senyal d'SLP de freqüència baixa que no s'hagués eliminat correctament.

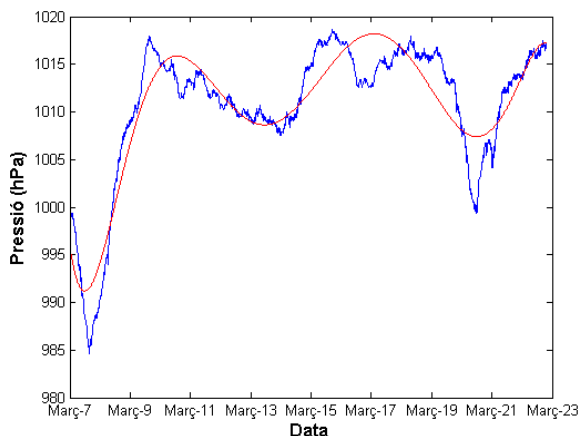


Figura 15: Sèrie temporal de l'SLP amb l'ajust polinòmic d'ordre 7 (línia vermella).

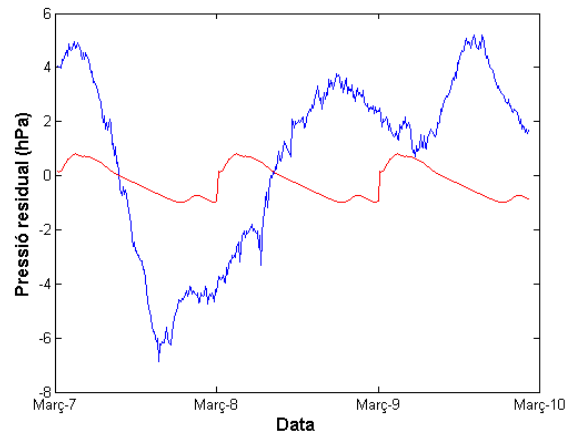


Figura 16: Sèrie temporal residual de l'SLP pels dies 7 a 10 de març, només havent restat l'ajust polinòmic d'ordre 7, amb el cicle diari superposat (línia vermella).

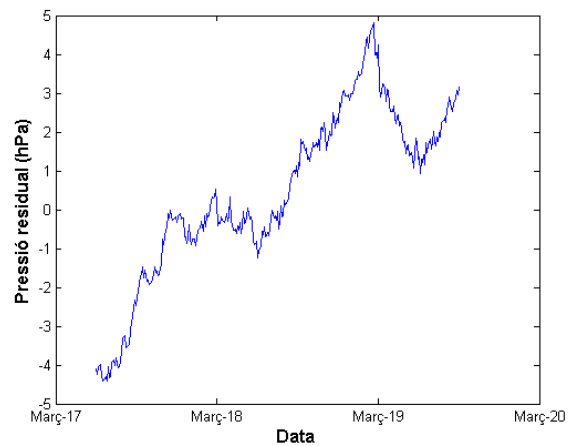


Figura 17: Sèrie temporal residual de l'SLP a la zona frontal, després de restar el polinomi d'ordre 7 i el cicle diari.

C. Temperatura superficial de l'oceà

Finalment, pel que fa a l'SST, fem servir un ajust polinòmic d'ordre 3, que té una prou elevada correlació amb les dades (0,738) (Fig. 18). La justificació conceptual per utilitzar un polinomi tan baix és que les estructures sinòptiques oceàniques són molt estables i per tant només ens cal eliminar la tendència general que té l'SST a augmentar amb la latitud. Així doncs, el polinomi d'ordre 3 és capaç de representar adequadament l'increment d'SST que s'observa fins que el vaixell arriba a la zona d'estudi, i també quan surt de la zona de treball, mantenint valors relativament constants mentre el vaixell es trobava prop de la regió frontal.

Per l'anàlisi de l'SST considerem que l'efecte diürn és negligible i calculem els residus directament com la resta de les dades originals i el polinomi d'ordre 3 (Fig. 19). La sèrie temporal obtinguda mostra, tal com era desitjat, canvis abruptes sense cap tendència de baixa freqüència.

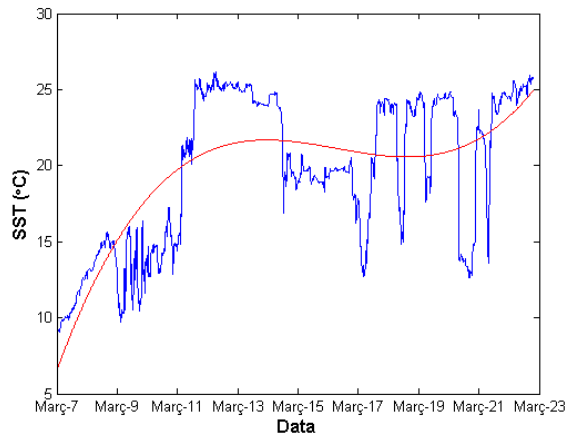


Figura 18: Sèrie temporal d'SST amb l'ajust polinòmic d'ordre 3 (línia vermella).

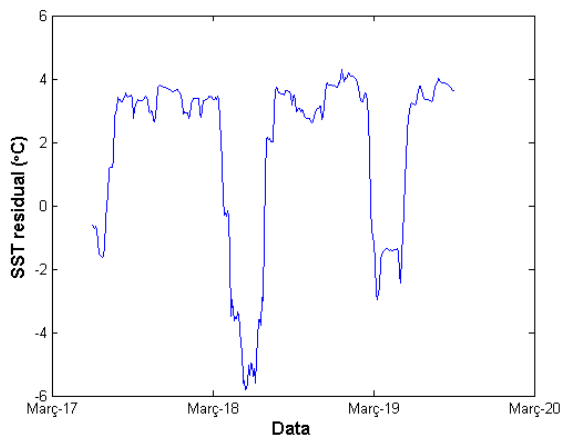


Figura 19: Sèrie temporal residual de l'SLP a la zona frontal, després de restar el polinomi d'ordre 3.

V. RESULTATS I DISCUSSIÓ

Un cop determinats els residus, podem passar a representar les seves distribucions espacials i calcular si aquestes guarden correlacions significatives. L'anàlisi se centrarà en els dies 17 a 19 de març, que és quan es va mostrejar amb més intensitat la regió frontal.

Com primer pas per identificar si hi ha alguna relació entre les variables atmosfèriques (WS i SLP) i la variable oceànica (SST), representem les distribucions espacials de les anomalies de totes tres variables (Figs. 20 a 22) i comparem les sèries temporals d'SST amb la sèrie temporal de WS i SLP (Figs. 23 i 24). Les distribucions espacials efectivament suggereixen l'existència de certa relació directa entre SST i WS, mentre que la relació entre SST i SLP no apareix de manera clara. Les sèries temporals semblen confirmar aquesta primera apreciació que existeix una relació entre SST i WS, amb una clara coincidència dels mínims d'SST i WS, i que no hi ha una relació clara entre SST i SLP.

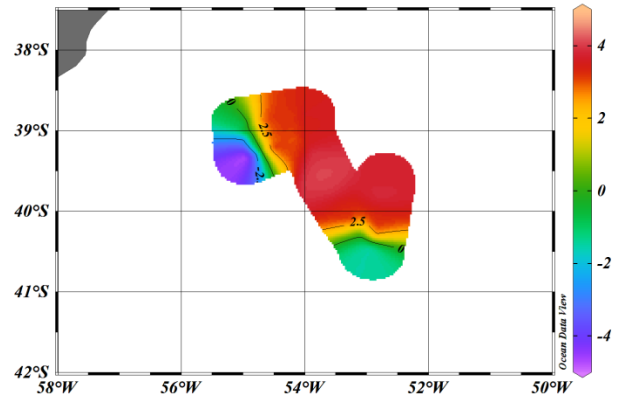


Figura 20: Distribució de l'SST residual (°C) a partir de les dades dels dies 17, 18 i 19 de març.

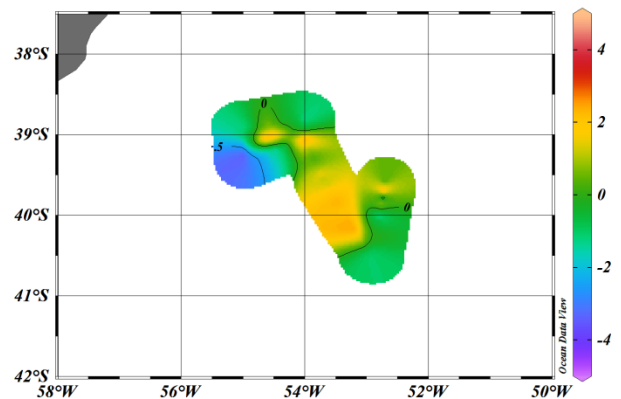


Figura 21: Distribució de la WS residual (m s^{-1}) a partir de les dades dels dies 17, 18 i 19 de març.

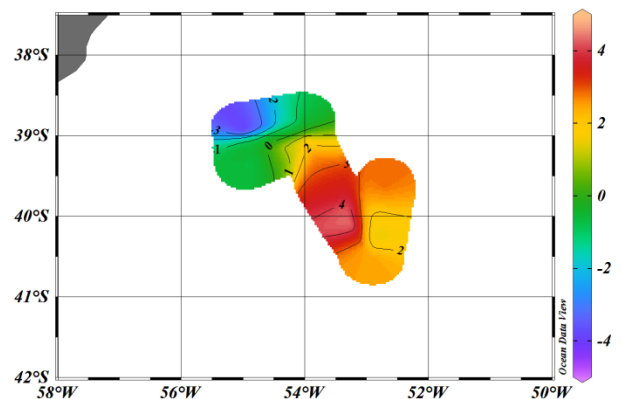


Figura 22: Distribució de l'SLP residual (hPa) a partir de les dades dels dies 17, 18 i 19 de març.

Per confirmar l'existència d'una relació entre l'SST i la WS, representem el valor de WS envers l'SST per totes les dades de la regió frontal (17 a 19 de març) (Fig. 25). Visualment podem inferir una tendència de la WS a augmentar amb la temperatura, encara que pels valors residuals d'SST més elevats (entre 3°C i 4°C) la WS mostra molta dispersió; aquesta dispersió correspon, en gran mesura, a les darreres 12 hores de mesures, quan el vent es torna molt variable degut a que comença a notar-se la influència d'una pertorbació que s'apropa a la regió (Figs. 14 i 23).

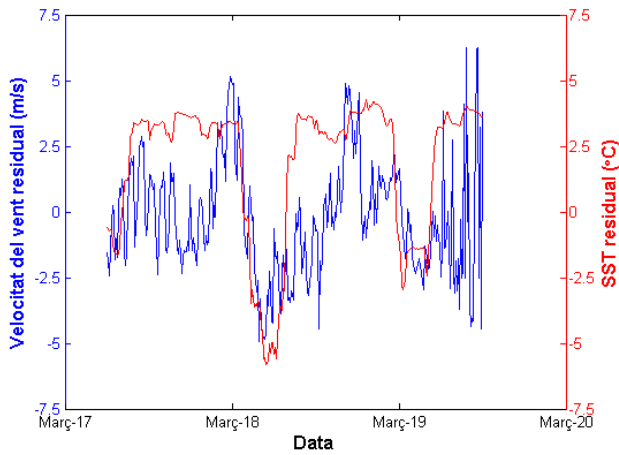


Figura 23: Sèries temporals dels residus d'SST (°C, línia vermella) i WS (m s⁻¹, línia blava) a la regió frontal.

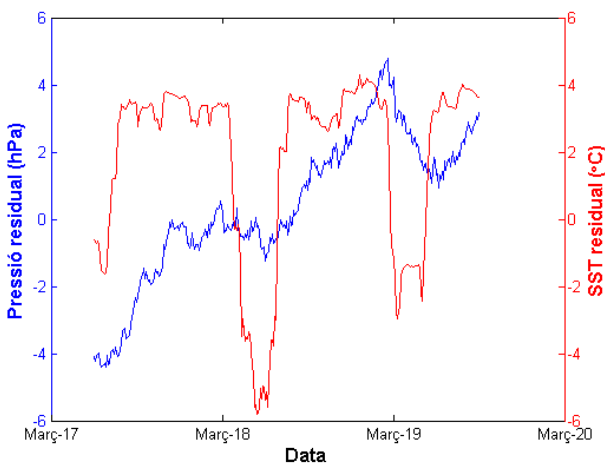


Figura 24: Sèries temporals dels residus d'SST (°C, línia vermella) i SLP (hPa, línia blava) a la regió frontal.

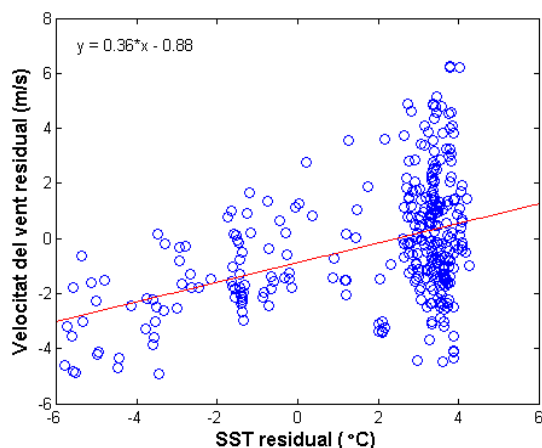


Figura 25: Diagrama de dispersió de WS (m s⁻¹) en funció d'SST (°C) a la regió frontal.

Pel que fa el SLP (Figs. 17 i 24), es pot observar una tendència a augmentar a mesura que el vaixell avançava cap a aigües càlides. Aquesta tendència és possiblement deguda a l'augment de la pressió a mesura que el vaixell entra en la regió d'influència del Anticicló de Santa Helena però també pot estar parcialment associada a una resposta de la temperatura de l'aire superficial, i per tant

de la pressió superficial, a l'increment de l'SST al travessar la regió frontal. La comparació de les sèries temporals d'SLP i SST mostra una tendència de l'SLP a augmentar amb el temps que no s'observa en l'SST però també mostra un clar descens de l'SLP tot seguit el vaixell travessa el front i entra en aigües més fredes. Això podria ser degut a un efecte real però també podria estar simplement associat al fet que les aigües fredes es troben en la part sud del front.

Si fem un ajust lineal obtenim que la WS augmenta amb l'SST, amb una pendent de 0.36 m s⁻¹ per °C. El coeficient de correlació lineal de Pearson entre aquestes dues variables és de 0,428 (calculat amb un interval de confiança del 95%). Segons Cohen (1988), un coeficient de correlació de Pearson de entre 0,3 i 0,5 reflecteix la existència d'una relació moderada entre totes dues variables.

Per altra banda, si repetim el procediment però ara amb l'SLP envers l'SST, observem que hi ha una gran dispersió en les dades (Fig. 26). En aquest cas el coeficient de correlació lineal de Pearson és molt menor, de 0,176 (calculat amb un interval de confiança del 95%), fet que suggereix la presència d'una relació feble entre aquestes variables.

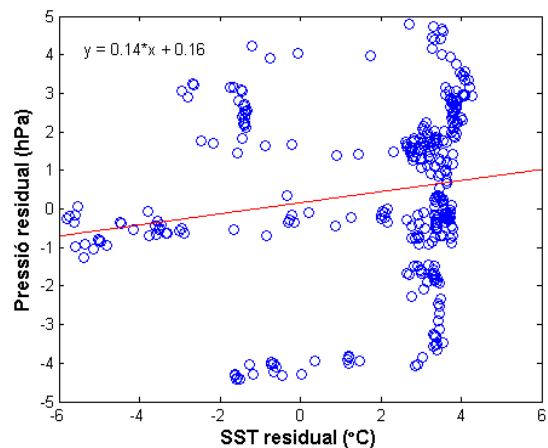


Figura 26: Diagrama de dispersió d'SLP (hPa) en funció d'SST (°C) a la regió frontal.

VI. CONCLUSIONS

Un dels aspectes més importants, i possiblement encara menys coneguts, del comportament del sistema Terra és el flux de propietats a la interfase entre l'oceà i l'atmosfera. El problema és molt complex degut a que hi tenen lloc multitud de processos a diferents escales espacials i temporals, que gairebé sempre impliquen complexos mecanismes de retroalimentació. Malgrat aquest desconeixement, no hi cap dubte que la interacció oceà-atmosfera és un dels aspectes que més importància té en el comportament del sistema Terra.

En aquest treball ens hem centrat en un d'aquests processos que afecten l'estructura de la capa límit atmosfèrica per sobre de l'oceà, en el nostre cas un mecanisme que opera des de l'oceà cap a l'atmosfera. Es tracta de la variació que experimenta la velocitat del vent

superficial en regions oceàniques on hi ha fronts tèrmics. La hipòtesi que hem volgut corroborar és que la velocitat del vent en superfície és més elevada al costat calent que al costat fred del front. Presumptament, això es deu a que al costat càlid del front hi ha més convecció vertical a la atmosfera, fet que fa que la capa límit atmosfèrica estigui més barrejada i es produeixi un flux net de moment des de les capes més elevades envers aquelles que estan més a prop de la superfície marina.

Per l'estudi hem examinat la regió de Confluència de Brasil-Malvines (CBM), que és una de les zones més energètiques i on es troben els gradients horitzontals de temperatura més elevats de l'oceà (amb valors característics d'uns 15°C en uns 30 km). Hem fet servir un conjunt de dades obtingudes durant la campanya oceanogràfica TIC-MOC, realitzada amb el vaixell BIO Hespérides, que va mostrejar la regió de la CBM entre el 8 i el 23 de març.

L'estudi té diverses aportacions innovadores, més enllà del fet que es tracti de l'anàlisi d'un nou conjunt de dades. Per una banda, a l'estudi s'utilitzen dades in situ, en contrast amb la majoria dels estudis sobre aquest tema que han fet servir dades de satèl·lit (Chelton 2004; Chelton i Xie 2010; O'Neill et al. 2010, 2012). Per l'altre, és el primer estudi d'aquesta natura, amb dades de camp, sobre la regió de CBM. L'únic estudi previ que hi ha en aquesta regió és el de Pezzi et al. (2005), però aquests autors van obtenir un conjunt de dades amb una distribució espacial molt més limitada, que corresponia a un sol creuament de la regió frontal, i es van centrar en la descripció de l'estructura de l'oceà i la atmosfera en la regió frontal. En el nostre cas, si bé no disposem de mesures que permetin estudiar la estructura de la capa límit atmosfèrica, s'han fet fins a 11 creuaments de la regió frontal, fet que ens ha permès estudiar l'existència de correlacions entre les variables atmosfèriques i oceàniques.

Per l'estudi hem utilitzat dues variables atmosfèriques (pressió en superfície, SLP, i velocitat del vent en superfície, WS) i una variable oceànica (temperatura superficial de l'oceà, SST). La hipòtesi de treball ens feia preveure que hi hauria d'haver una correlació significativa entre SST i WS, però no ens anticipava res sobre una possible relació entre SST i SLP.

La utilització de dades in situ durant un període relativament llarg, en el nostre cas de més de 10 dies, te la dificultat que les variables atmosfèriques poden experimentar fluctuacions importants que no tenen a veure amb els canvis entre les regions fredes i càlides de la CBM. Es per això que una part molt important de l'estudi ha estat enfocada a eliminar aquelles contribucions al senyal atmosfèric, i en menor mesura oceànic, que no tenen a veure amb la presència de la regió frontal. En el cas de l'atmosfera, això s'ha resolt ajustant les dades amb un polinomi d'ordre elevat (ordre 6 per el WS i ordre 7 per l'SLP) i determinant el cicle diürn; en el cas de l'oceà, ha estat suficient amb utilitzar un polinomi d'ordre 3 per eliminar la tendència de l'SST a augmentar amb la latitud. A partir d'aquest anàlisi s'han obtingut els residus d'SST, WS i SLP que suposadament representen els senyals que tenen a veure amb la variabilitat cros-frontal.

L'anàlisi d'aquests residus ens ha permès determinar la existència d'una elevada correlació positiva entre l'SST i WS, amb un increment de 0.36 m s⁻¹ per cada °C. Els resultats tenen un coeficient de Pearson de 0,428. En canvi, la relació entre SST i SLP és molt menys clara, de manera que el coeficient de Pearson és de només 0,176. De tota manera, cal indicar que el càlcul dels residus d'SLP sembla que ha estat menys exitós que per les altres dues variables pel que no es pot descartar completament l'existència d'una relació entre aquestes darreres variables.

El nostre estudi es podria estendre si considerem altres variables associades al vent, com ara la força superficial associada al vent (proporcional al vent al quadrat) i els components normal i paral·lel del vent (i de les forces superficials associades) a la regió frontal. Els resultats han sigut prou interessants com per considerar la possibilitat que, en futurs estudis de la regió de CBM, es llancin globus sonda conjuntament amb les mesures oceanogràfiques.

La regió de Confluència Brasil-Malvines és una excel·lent regió per estudiar els processos d'interacció oceà-atmosfera en regions frontals oceàniques (escales de 10-100 km), on existeix intercanvi de propietats entre aigües molt diferents, tant directament a través del medi marí com mitjançant el pont atmosfèric. El nostre estudi ha estat un exemple d'anàlisi d'un procés molt específic en una regió altament complexa, on certament hi tenen lloc multitud de fenòmens que impliquen processos de retroalimentació entre l'oceà i l'atmosfera. Un millor coneixement, no només regional sinó també global, del present i futur del nostre planeta serà possible en la mesura que anem esbrinant el modus de funcionament d'aquests mecanismes.

Agraïments

La campanya oceanogràfica TIC-MOC es va fer en el marc del projecte "Tipping Corners in the Meridional Overturning Circulation" (TIC-MOC, ref. CTM2011-28867), finançat pel Pla Nacional de I+D de l'estat espanyol. Les Figures 2, 10, 20, 21 i 22 s'han dibuixat amb el programa Ocean Data View (Schlitzer, 2007).

VII. REFERÈNCIES

- Chelton, D.B., Esbensen, S.K., Schlax, M.G., Thum, N., Freilich, M.H., Wentz, F.J., Gentemann, C.L., McPhaden, M.J., Schopf, P.S. 2001. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate* 14, 1479–1498.
- Chelton, D.B., Schlax M.G., Freilich M.H., Milliff R.F. 2004. Satellite radar measurements reveal short-scale features in the wind stress field over the world ocean. *Science* 303, 978–983.

- Chelton, D.B., Xie, S.P. 2010. Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. *Oceanography* 23, 52–69.
- Cohen, J. 1988. Statistical power analysis for the behavioral Sciences (2nd ed.). Lawrence Erlbaum, New Jersey, 567 pp.
- Hashizume, H., Xie, S.P., Fujiwara M., Shiotani M., Watanabe T., Tanimoto Y., Liu W.T., Takeuchi K., 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific. *Journal of Climate* 15, 3379–3393.
- Jin, X., Dong, C., Kurian, J., McWilliams, J.C., Chelton, D.B., and Li, Z. 2009. SST–wind interaction in coastal upwelling: oceanic simulation with empirical coupling. *Journal of Physical Oceanography* 39, 2957–2970.
- O’Neill, L.W., Esbensen, S.K., Thum, N., Samelson, R.M., Chelton, D.B. 2010. Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations. *Journal of Climate* 23, 559–581.
- O’Neill, L.W., Chelton, D.B., Esbensen, S.K. 2012. Covariability of surface wind and stress responses to sea surface temperature fronts. *Journal of Climate* 25, 5916–5942.
- Pezzi, L.P., Souza, R.B., Dourado, M.S., Garcia, C.A.E., Mata, M.M., Silva-Dias, M.A.F. 2005. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters* 32, L22603.
- Pezzi, L.P., Souza, R.B., Acevedo, O., Wainer, I., Mata, M.M., Garcia, C.A.E., Camargo, R. 2009. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research* 114, D19.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., Bava, J., Gagliardini, A. 2004. Brazil-Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research* 109, C05027.
- Schlitzer, R. 2007. *Ocean Data View* (<http://odv.awi.de>).
- Small, R.J., deSzoeko, S.P., Xie, S.P., O’Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., Minobe, S. 2008. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 45, 274–319.
- Small, R.J., Xie, S.P., Wang, Y. 2003. Numerical simulation of atmospheric response to Pacific tropical instability waves. *Journal of Climate* 16, 3723–3741.
- Stull, R.B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 670 pp.
- Tokinaga, H., Tanimoto Y., Xie S.P. 2005. SST-induced wind variations over Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and in-situ observations, *Journal of Climate* 18, 3470–3482.
- Xie, S.P. 2004. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85, 195–208.
- Xie, S.P. 2015. Ocean-atmosphere interaction and tropical climate. (<http://iprc.soest.hawaii.edu/users/xie/o-a.pdf>)