

CLIMATOLOGÍA TERMOHALINA FRENTE A LAS COSTAS DEL PERÚ. PERÍODO: 1991 – 2020

THERMOHALINE CLIMATOLOGY OFF THE PERUVIAN COAST. PERIOD: 1991 – 2020

Noel Domínguez¹Cristhian Asto¹Dimitri Gutiérrez¹

RESUMEN

DOMÍNGUEZ, N., ASTO, C. y GUTIÉRREZ, D. (2023). *Climatología termohalina frente a las costas del Perú. Período: 1991 – 2020. Inf Inst Mar Perú, 50(1), 19-35.*- Se presenta la climatología termohalina entre 0 y 20°S hasta 90°W para el periodo 1991 – 2020, a resolución de 0,1 x 0,1° y profundidad máxima de 1000 m. Se ratifican los principales patrones espaciales y estacionales de las características térmicas y halinas ya reportados previamente por otros autores. Frente a la costa norte del Perú, principalmente durante el verano y en la capa superficial, las Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) contribuyen a la estratificación de la parte superior de la columna de agua, mientras que, en el invierno la influencia del afloramiento costero es mayor. En cambio, frente a la costa central y sur, la interacción entre las Aguas Subtropicales Superficiales (ASS) y el afloramiento costero caracteriza la variación estacional. Asimismo, la estructura vertical en la zona costera al norte indica predominancia de flujos superficiales, y al sur de flujos por debajo de 80 a 200 m de profundidad. A comparación de la climatología 1981 – 2010, de misma resolución y extensión, se observa, en marzo –período en el cual las aguas más cálidas alcanzan su mayor cobertura espacial dentro del ciclo anual– una tendencia al calentamiento en ~1 °C en varias áreas oceánicas frente a la costa peruana, principalmente en el norte y con un espesor de hasta 100 m. Dentro de las 100 mn frente a la costa central y sur, los cambios termohalinos en la columna de agua no son significativos entre ambas climatologías.

PALABRAS CLAVE: climatología termohalina, masas de agua, circulación, tendencias

ABSTRACT

DOMÍNGUEZ, N., ASTO, C., and GUTIÉRREZ, D. (2023). *Thermohaline climatology off the Peruvian coast. Period: 1991 – 2020. Inf Inst Mar Perú, 50(1), 19-35.*- We present a comprehensive thermohaline climatology for the region spanning from 0 to 20°S, and 90°W during the period 1991 – 2020, at a resolution of 0.1 x 0.1° and a maximum depth of 1000 m. Our analysis confirms the main spatial and seasonal patterns of thermal and haline characteristics previously reported by other authors. Off the coast of northern Peru, especially during the summer and in the surface layer, the Equatorial Surface Waters (ESW) contribute to the stratification of the upper part of the water column, while in the winter, the influence of coastal upwelling is more significant. On the other hand, off the central and southern coasts, the seasonal variation is characterized by the interaction between the Subtropical Surface Waters (SSW) and coastal upwelling. The vertical structure in the coastal zone of the north indicates a predominance of surface flows, while in the south, the flows are mainly below 80 to 200 m deep. Compared to the thermohaline climatology for the period 1981-2010, with the same resolution and extent, a warming pattern of approximately 1 °C is observed in several oceanic areas off the coast of Peru in March. This period is when warmer waters have the greatest spatial coverage within the annual cycle, mainly in the north and with a thickness of up to 100 m. However, thermohaline changes in the water column are not significant between the two climatologies within 100 nm off the central and southern coasts.

KEYWORDS: thermohaline climatology, water masses, circulation, trends

1. INTRODUCCIÓN

El Pacífico Tropical Sudeste y el área marina a lo largo de la costa peruana en particular, muestran características singulares, por presencia de un sistema de corrientes marinas que trasladan aguas de distintos orígenes, por ejemplo, aguas frías del sur con dirección norte y aguas cálidas de la región ecuatorial con dirección al sur (CHAIGNEAU, 2013). Además, el afloramiento costero forzado por los vientos costeros del sudeste origina la disminución de temperaturas y la elevación de la concentración

de nutrientes, principalmente dentro de las 20-30 millas náuticas (mn) aproximadamente de costa (KESSLER, 2006; ZUTA y GUILLÉN, 1970).

La distribución de las masas de agua en la región ha sido estudiada por GRADOS *et al.* (2018), quienes además describieron la climatología termohalina, tomando como base los registros del IMARPE y datos internacionales desde 1960 hasta 2015. DOMÍNGUEZ *et al.* (2017) estimaron la climatología termohalina para el período 1981 – 2010, como referencia al monitoreo operacional de las anomalías térmicas y halinas frente a la

1 Instituto del Mar del Perú (IMARPE), Dirección General de Investigaciones en Oceanografía y Cambio Climático (DGIOCC), ndominguez@imarpe.gob.pe

costa peruana. El presente estudio constituye una puesta al día de la climatología para el periodo 1991 al 2020, que es actualmente el período de referencia internacional para las climatologías de variables esenciales del océano y la atmósfera. Asimismo, se realizan comparaciones entre ambos periodos base (1981-2010 y 1991-2020) y se discuten las principales diferencias encontradas.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El área de estudio está ubicada entre 70° y 90°W y de 0° a 20°S (Fig. 1).

Datos empleados

Los datos utilizados fueron del periodo 1991 al 2020. Se consideró tanto la información del IMARPE, que comprende los registros de equipos de Conductividad-Temperatura-Presión (CTD) y de botellas Niskin, como la del Centro Mundial de Datos Oceánicos (WOD, en inglés) que incluye la de batitermógrafos (MBT y XBT), anclajes TAO ubicados en el extremo oriental del Pacífico, CTD y perfiladores ARGO (Tabla 1, Fig. 2).

Procesamiento y análisis de datos

Para el procesamiento de datos se empleó la metodología usada por DOMÍNGUEZ *et al.* (2017)

y GRADOS *et al.* (2018). De todos los registros, mayor porcentaje provino de la base del IMARPE (Tabla 1). Durante el control de calidad se eliminaron aproximadamente 2,5 % de perfiles por encontrarse ubicados en el continente, islas y por sobrepasar el límite de la batimetría de referencia ETOPO01 1 (AMANTE & EAKINS, 2009); así como 31,2 % de perfiles duplicados, por encontrarse registrados en ambas bases de datos (IMARPE y WOD) o por provenir de diferentes equipos (CTD, botellas Niskin, XBT, etc.) en esos casos, se dejó el perfil que contenía la mayor cantidad de datos. También, se retuvo el primer valor en las duplicaciones de profundidad. Igualmente, se adoptaron los rangos de temperatura (T) y salinidad (S) del Pacífico Ecuatorial Oriental (JOHNSON *et al.*, 2006) para el control de calidad de los datos. Luego de pasar los procesos de control de calidad, el número de perfiles de temperatura y de salinidad totalizaron 105 981 y 78 366, respectivamente.

Para la interpolación de temperatura y salinidad se utilizó el algoritmo de cuatro dimensiones desarrollado por RIDGWAY *et al.* (2002). Estas funciones espacio-temporales ajustan los datos utilizando mínimos cuadrados ponderados, dando más peso a las observaciones cercanas al punto estimado dentro de la cuadrícula. La ponderación de los datos también permite

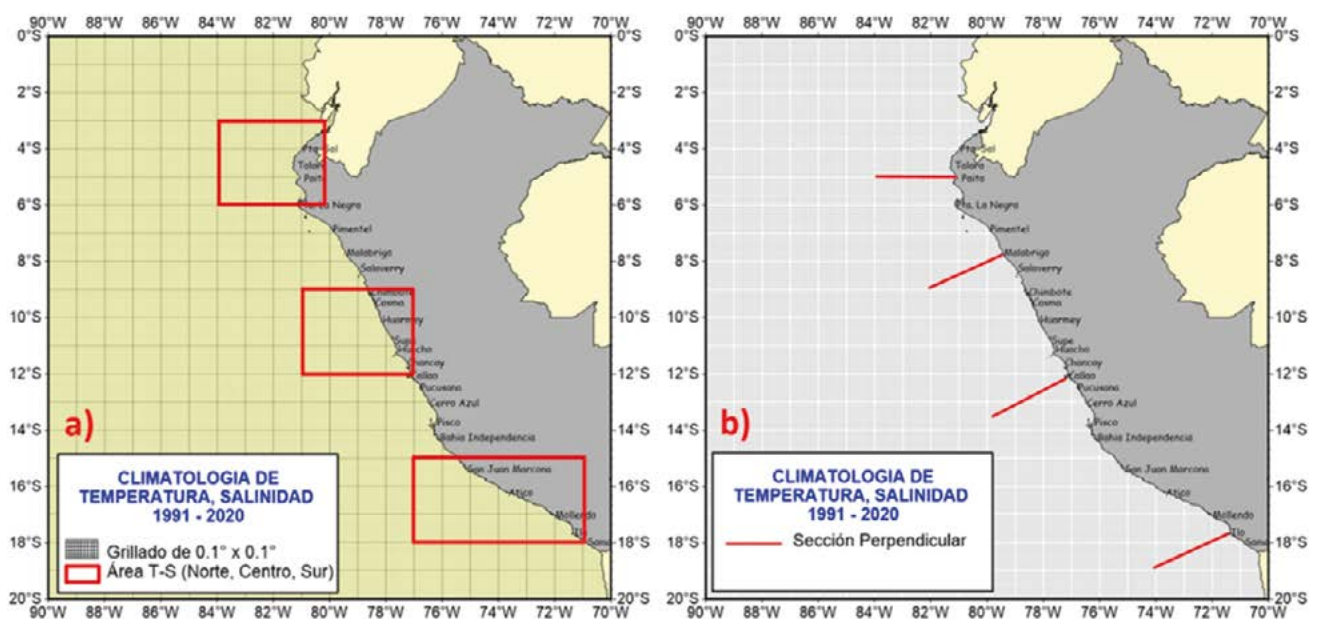


Figura 1.- a) Área de estudio, campo de grilla y zonas norte, centro y sur utilizadas para la elaboración de los diagramas T/S; b) Secciones perpendiculares a la costa seleccionadas para este estudio; de norte a sur: Paita, Chicama, Callao e Ilo

considerar la influencia de la batimetría y la línea de costa (RIDGWAY *et al.*, 2002; DUNN & RIDGWAY, 2002).

En cada punto de la cuadrícula, se seleccionaron las observaciones dentro de los 200 km (radio mínimo) y si su número fue menor a 400, el radio de búsqueda se amplió hasta completar las 400 observaciones. Finalmente, se obtuvo una malla uniforme con resolución espacial de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$ en latitud/longitud y 55 niveles estándar en la vertical, que fue usada para mapear los campos climatológicos de T y S con resolución mensual.

La interpolación vertical se realizó usando el método descrito por BOYER *et al.* (2002), basado en un algoritmo parabólico ponderado desarrollado por REINGER & ROSS (1968). Los perfiles se interpolaron en 55 niveles de profundidad estándar entre la superficie y 1000 m de profundidad, con mayor resolución en la capa de mezcla y termoclina estacional, eliminándose los perfiles pobres en datos que no se podían interpolar verticalmente en los niveles estándar. En general, los datos atípicos (que sobrepasaron ± 3 desviaciones estándar) fueron eliminados.

Tabla 1.- Perfiles de temperatura y salinidad utilizados en la climatología. OSD: datos de Botella, Conductividad-Temperatura-Profundidad (CTD) de baja resolución, datos de XCTD de baja resolución. CTD: datos de Conductividad-Temperatura-Profundidad (CTD) de alta resolución y datos XCTD de alta resolución. MBT: datos de Batitermógrafo mecánico (MBT), Batitermógrafo digital (DBT), micro-BT. XBT: datos de Batitermógrafo reemplazable (XBT). PFL: datos de flotadores

Fuentes	Número de perfiles de temperatura	Número de perfiles de salinidad	Fecha
CTD -Imarpe	7802	7742	1994 – 2020
OSD – Imarpe	73488	50866	1991 – 2014
CTD – WOD	1951	1961	1991 – 2017
MBT – WOD	28		1991 – 1994
OSD - WOD	6064	3224	1991 – 2013
PFL – WOD	16641	14573	1999 – 2020
XBT – WOD	7		1991 – 2016
Total	105981	78366	1981 - 2010

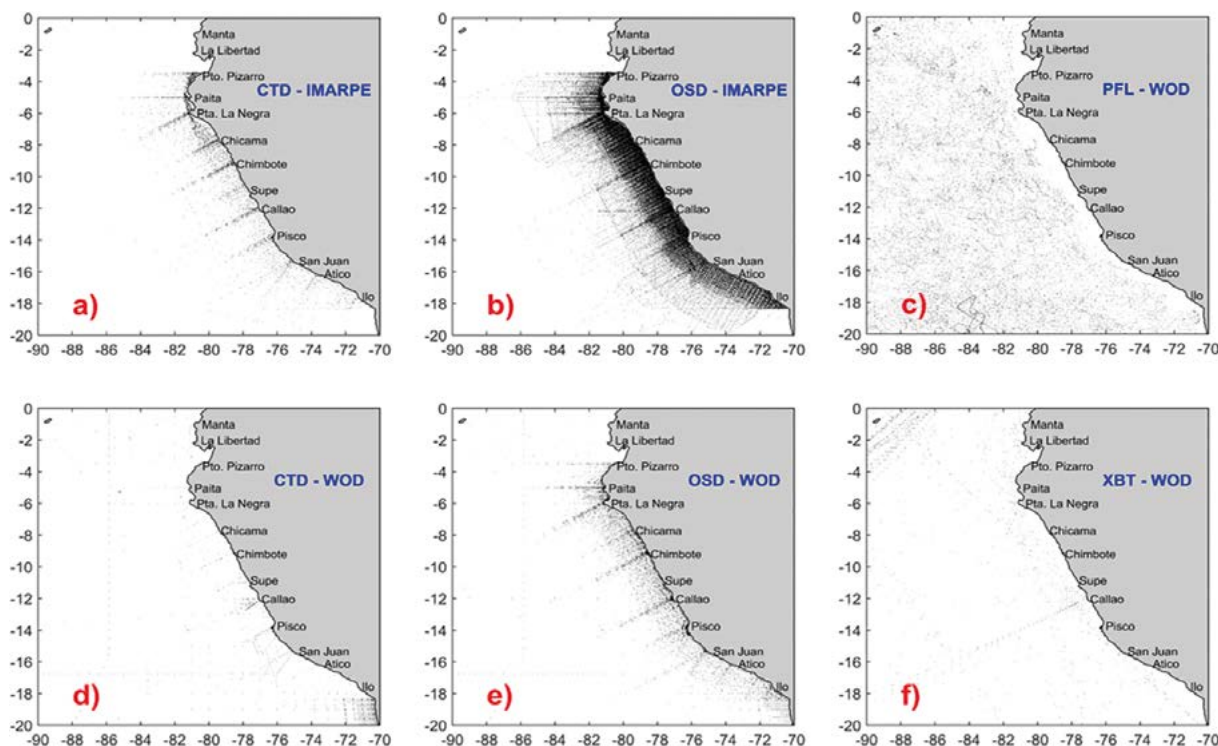


Figura 2.- Densidad de datos usados en la climatología por equipos y procedencia: a) CTD- IMARPE, b) OSD- IMARPE, c) PFL-WOD, d) CTD-WOD, e) OSD-WOD, f) XBT-WOD

Toda la metodología descrita también se utilizó en la publicación de la climatología 1981-2010. (DOMÍNGUEZ *et al.*, 2017).

Estructura de datos

Los datos registrados durante el período 1991-2020 por el IMARPE y el WOD mostraron las estructuras variables que van de acuerdo a los equipos de medición usados. Los equipos CTD y flotadores tienen mayor cantidad de registros de temperaturas aproximadas entre 10 y 15 °C. Las temperaturas provenientes de registros de botellas mostraron una cantidad de datos simétricos con mayor peso entre 15 y 20 °C. Los datos de botellas complementan las distribuciones cerca de la

superficie, dado que los de CTD, por lo general, se recogen después de los primeros 5 a 10 metros de profundidad mientras que los datos de botellas se registran a 1 m de la superficie, lo que también indicaría la mayor cantidad de temperaturas superiores a 20 °C que se encuentran registrados en el histograma de botella. Lo mismo ocurre con la salinidad, pero con valores entre 34 y 35,5.

Se hace notoria la cantidad de datos de temperatura y salinidad que sobresalen de la estructura regular de los histogramas (Fig. 3), que pueden tener relación con eventos fríos y cálidos que se dieron en los últimos 30 años, principalmente con los procesos de intensidad moderada a fuerte.

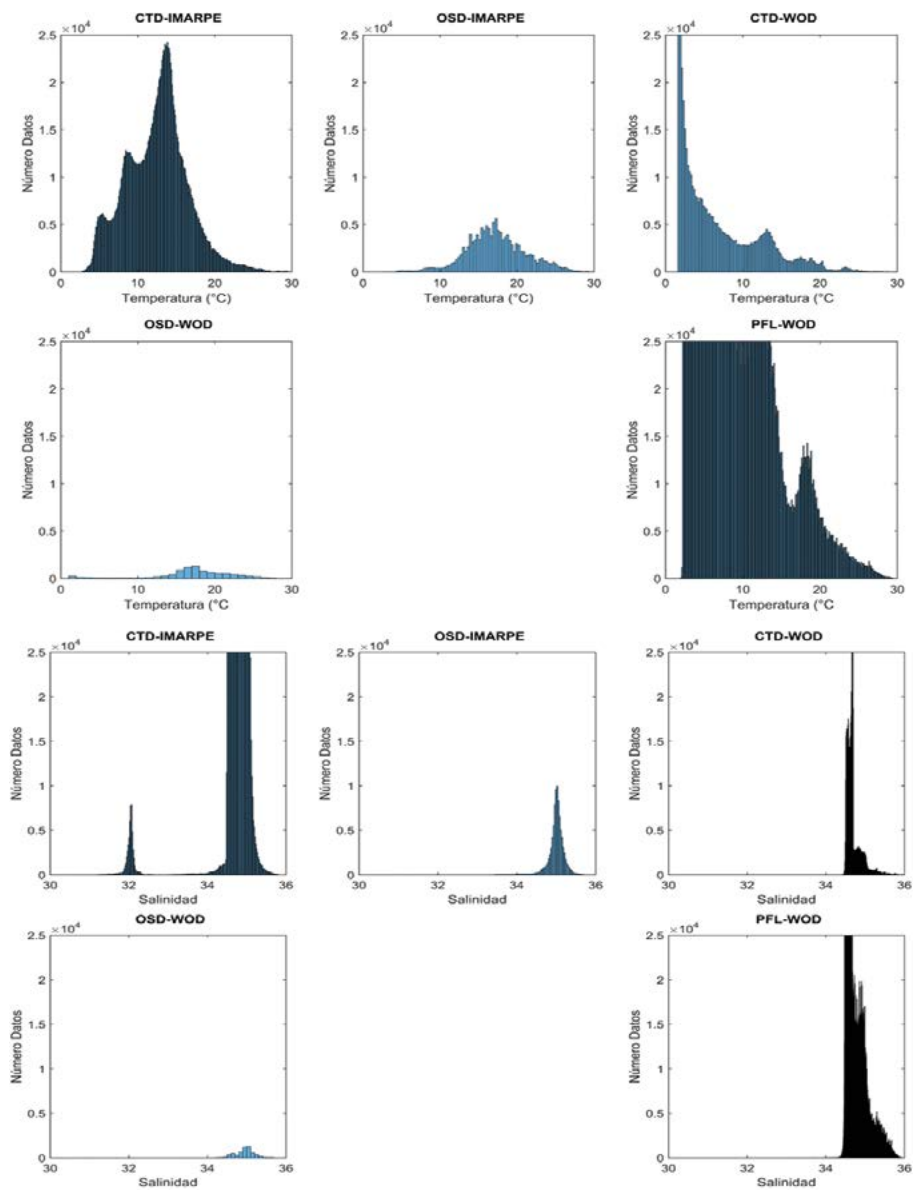


Figura 3.- Histogramas de frecuencia de datos de temperatura (arriba) y datos de salinidad (abajo) provenientes de las fuentes del IMARPE y WOD

Tabla 2.- Frecuencia de datos de temperatura registrados por meses provenientes del IMARPE y WOD: a) CTD- IMARPE, b) CTD-WOD, c) OSD- IMARPE, d) OSD-WOD, e) PFL-WOD

Temperatura	CTD - Imarpe	OSO - Imarpe	CTD - WOD	OSD - WOD	PFL - WOD
ENE	377	2659	142	304	1276
FEB	741	4623	78	499	1238
MAR	641	9811	190	660	1444
ABR	247	4139	221	315	1398
MAY	716	3160	192	363	1482
JUN	1013	4924	113	387	1448
JUL	206	3155	21	430	1400
AGO	837	10845	258	708	1426
SET	1173	11732	326	813	1323
OCT	1108	6434	34	702	1385
NOV	475	6880	214	510	1398
DIC	268	5126	162	373	1423

Tabla 3.- Frecuencia de datos de salinidad registrados por meses provenientes del IMARPE y WOD: a) CTD- IMARPE, b) CTD-WOD, c) OSD- IMARPE, d) OSD-WOD, e) PFL-WOD

Salinidad	CTD - Imarpe	OSO - Imarpe	CTD - WOD	OSD - WOD	PFL - WOD
ENE	377	1676	142	191	1095
FEB	738	3045	77	291	1082
MAR	643	7158	193	360	1243
ABR	231	3299	215	133	1238
MAY	715	2276	181	177	1326
JUN	1012	2843	126	168	1291
JUL	206	2136	21	204	1252
AGO	836	6743	267	347	1220
SET	1149	8516	319	392	1155
OCT	1094	4229	37	497	1220
NOV	474	4843	222	246	1214
DIC	267	4102	161	218	1237

Cantidad de datos por mes

La cantidad de datos registrados por el CTD en las diferentes plataformas de muestreo del IMARPE reflejan predominio de información para junio, agosto, setiembre y octubre, superando los 800 perfiles en cada caso. En cambio, en abril, julio y diciembre no superan los 300 perfiles. Los registros de CTD provenientes del WOD muestran, al igual que el de IMARPE, la mayor cantidad de registros en agosto y setiembre. Los datos provenientes de flotadores - WOD mantienen homogeneidad en todos los meses, totalizando alrededor de 1000 perfiles por mes. Los datos de botellas del IMARPE aumentan durante marzo, agosto y setiembre superando 10 000 perfiles por mes durante todo el periodo, en tanto que, los perfiles que se muestran en WOD mantienen la tendencia de muestreo de IMARPE, es decir durante marzo, agosto y setiembre, pero solo alcanzan a 500 perfiles por mes (Tablas 2, 3).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Temperatura superficial del mar (TSM)

En el primer trimestre, durante el transcurso del verano, las temperaturas se incrementan en la región entre Callao y Paita, por fuera de las 50 mn aumentando en alrededor de 1 a 2 °C, siendo más intensa en marzo con mayores aproximaciones de la isoterma de 24 y 25 °C hacia la zona costera, asociado a un menor flujo de calor latente en la zona costera para el verano (TAKAHASHI, 2005). Igualmente, el incremento temporal de la temperatura se presenta al sur de Atico alcanzando valores térmicos de 25 °C después de las 100 mn. Las aguas en el extremo norte del dominio muestran valores de temperaturas >25 °C que se proyectan desde el sector costero (10-20 mn) de Ecuador a 4°S. Frente a Paita, en marzo, a 200 millas de distancia del litoral, se genera un gradiente térmico de 22 a 26 °C entre las aguas

costeras y las aguas cálidas del norte. En la zona central y sur se distingue un frente térmico que progresivamente se repliega a la costa a menos de 50 mn, separando las aguas del afloramiento costero, con TSM menores a 20 °C. Entre Pisco y San Juan de Marcona, debido al afloramiento costero persistente en esa zona (ZUTA y GUILLÉN, 1970), se alcanzan valores menores a 18 °C.

Para el segundo trimestre del año, el margen costero se extiende gradualmente hasta las 80 mn siendo más amplio en la región Pisco - San Juan donde alcanza las 150 mn de costa. Las características térmicas cálidas registradas en verano disminuyen para junio en ~3 o 4 °C en la zona comprendida entre Punta La Negra y Pisco replegando la isoterma de 24 °C a un núcleo por fuera de las 300 mn frente a la costa entre Tumbes y Supe. Igualmente, la isoterma de 25 °C relacionada con aguas del Golfo de Guayaquil, se repliega hacia el norte ubicándose alrededor de 2°S. Al sur de San Juan de Marcona las temperaturas son menores de 19 °C debido al intenso afloramiento costero que se presenta en determinado período, debido al fortalecimiento de los vientos (BAKUN & MENDELSSOHN, 1989) (Fig. 4).

Las características ambientales durante el tercer trimestre indican una extensión mayor de las aguas costeras, cuya área está limitada por la isoterma de 18 °C. En ese período el afloramiento costero se intensifica, generando TSM menores de 16 °C en la región costera entre Punta La Negra y Atico con una extensión hasta 40-50 mn del litoral. Al norte de Talara se presentan temperaturas mayores (> 20 °C), vinculadas con aguas cálidas ecuatoriales, sin embargo, estas aguas son más frías respecto a los periodos de verano y otoño descritos anteriormente. Entre Paita y Callao, el área por fuera de las 120 mn se caracteriza por valores de 19 a 20 °C, que enmarca una zona de transición entre las aguas frías del margen costero y las aguas cálidas del oeste. Al sur del Callao y al norte de Atico la proyección de las aguas menores a 18 °C exhibe su mayor proyección hacia el oeste, alcanzando las 500 mn en setiembre, mientras que al sur de Atico, persiste un núcleo de aguas relativamente más cálidas (> 18 °C) a unas 50 mn de la costa.

Durante el cuarto trimestre, las TSM menores de 19 °C se repliegan gradualmente hasta las

30-40 mn de la costa para diciembre, en tanto que, los valores cálidos mayores de 22 °C se desplazan al sureste en forma de cuña paralela a la costa hasta la zona de Callao y Pisco. Al sur de los 16°S se presentan valores mayores de 21 °C formando núcleos muy próximos al borde costero. Al norte de 4°S se presentan TSM mayores de 21 °C relacionadas con las aguas del Golfo de Guayaquil, mientras que al sur de Atico también ocurre un calentamiento progresivo, alcanzando valores superiores a 22 °C a 30 mn de Ilo para diciembre (Fig. 5).

Salinidad superficial del mar (SSM)

La salinidad define áreas marcadas y evidencia en el norte del dominio, la presencia del Frente Ecuatorial (FE). Esta estructura ha sido definida anteriormente en base al gradiente halino alrededor de 34,0 por FIEDLER & TALLEY (2006), MORÓN (2011) y ASTO *et al.* (2019) o alrededor de 34,5 según GRADOS *et al.* (2018). El frente separa las Aguas Tropicales Superficiales (ATS), más frescas y cálidas, de las Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES), relativamente menos salinas y más templadas (ZUTA y GUILLÉN, 1970; GRADOS *et al.*, 2018). En la presente climatología, la isohalina de 34,2 es la que mejor representa el frente halino al sur de la línea ecuatorial, por lo cual se considera un indicador de la posición del FE en la región (Figs. 6, 7).

Durante la estación de verano, al norte de 2°S se hallan las ATS, bien definidas por las isohalinas menores de 34,0 (FIEDLER & TALLEY, 2003; MORÓN, 2011) y asociados a valores térmicos mayores de 25 °C. Estas aguas tienden a desplazarse más al norte en el transcurso del verano, al igual que el FE. Las AES, mejor definidas con salinidades entre 34,4 y 34,8 (ZUTA y GUILLÉN, 1970) y asociadas principalmente a valores térmicos entre 22 y 25 °C, se distribuyen mayormente entre 2 y 5°S. Al sur de 8°S se concentran las Aguas Subtropicales Superficiales (ASS) con valores superiores a 35,1 (ZUTA y GUILLÉN, 1970; MORÓN, 2011) las que se proyectan hasta 50 - 90 mn de la costa entre Chicama y San Juan de Marcona y mucho más cerca de la costa, alrededor de 40 mn, frente a Ilo. Procesos de mezcla entre AES y ASS propician la formación de una banda zonal desde la zona oceánica hasta la costa, aproximadamente 7°S. Además, las aguas costeras frías del afloramiento (acf) se aprecian entre Chicama e Ilo dentro de las 20 ~30 mn y contribuyen a la mezcla con ASS y AES al sur de Punta La Negra.

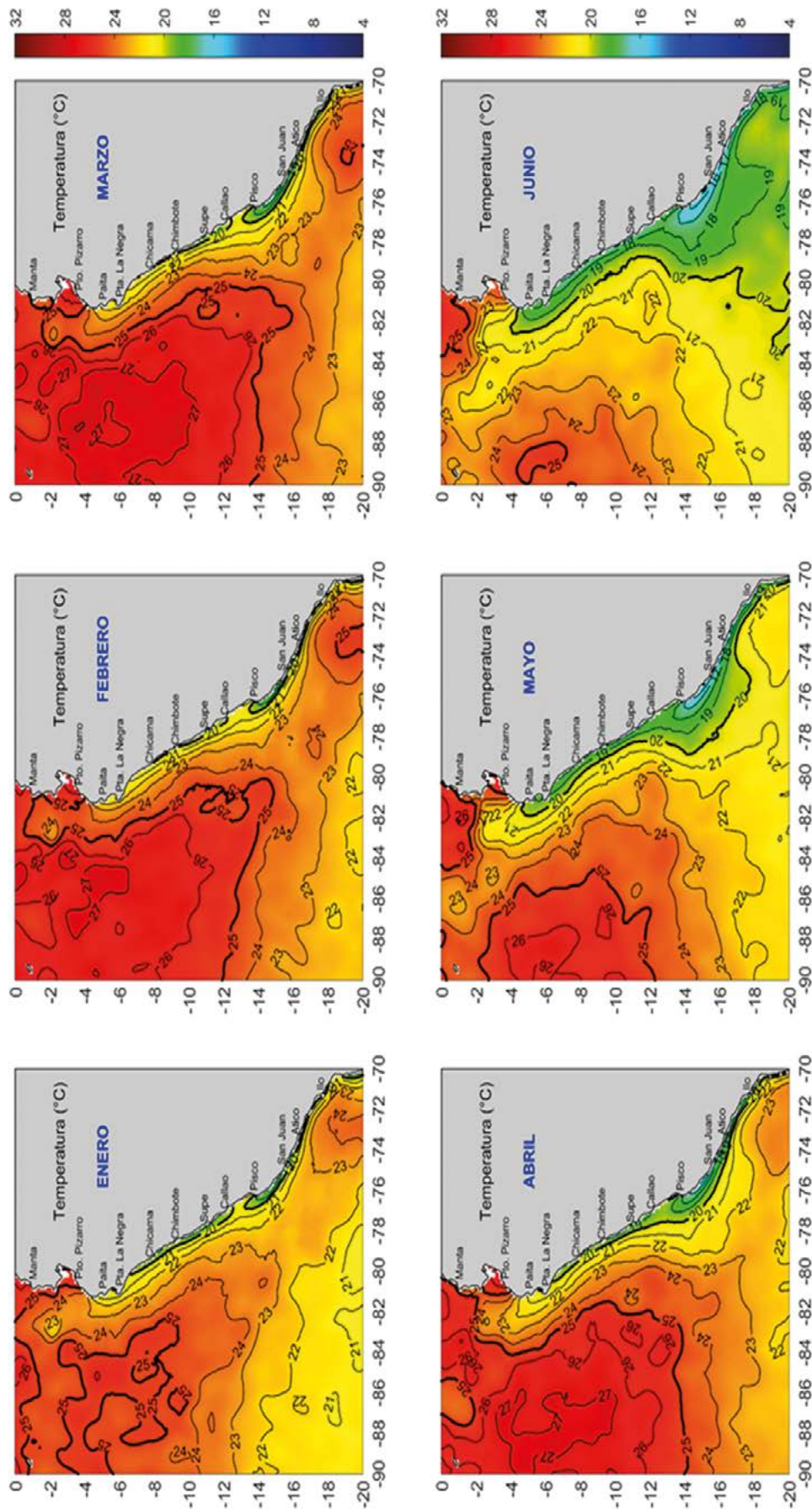


Figura 4.- Mapas climatológicos de temperatura superficial del mar (°C) de enero a junio (1991-2020)

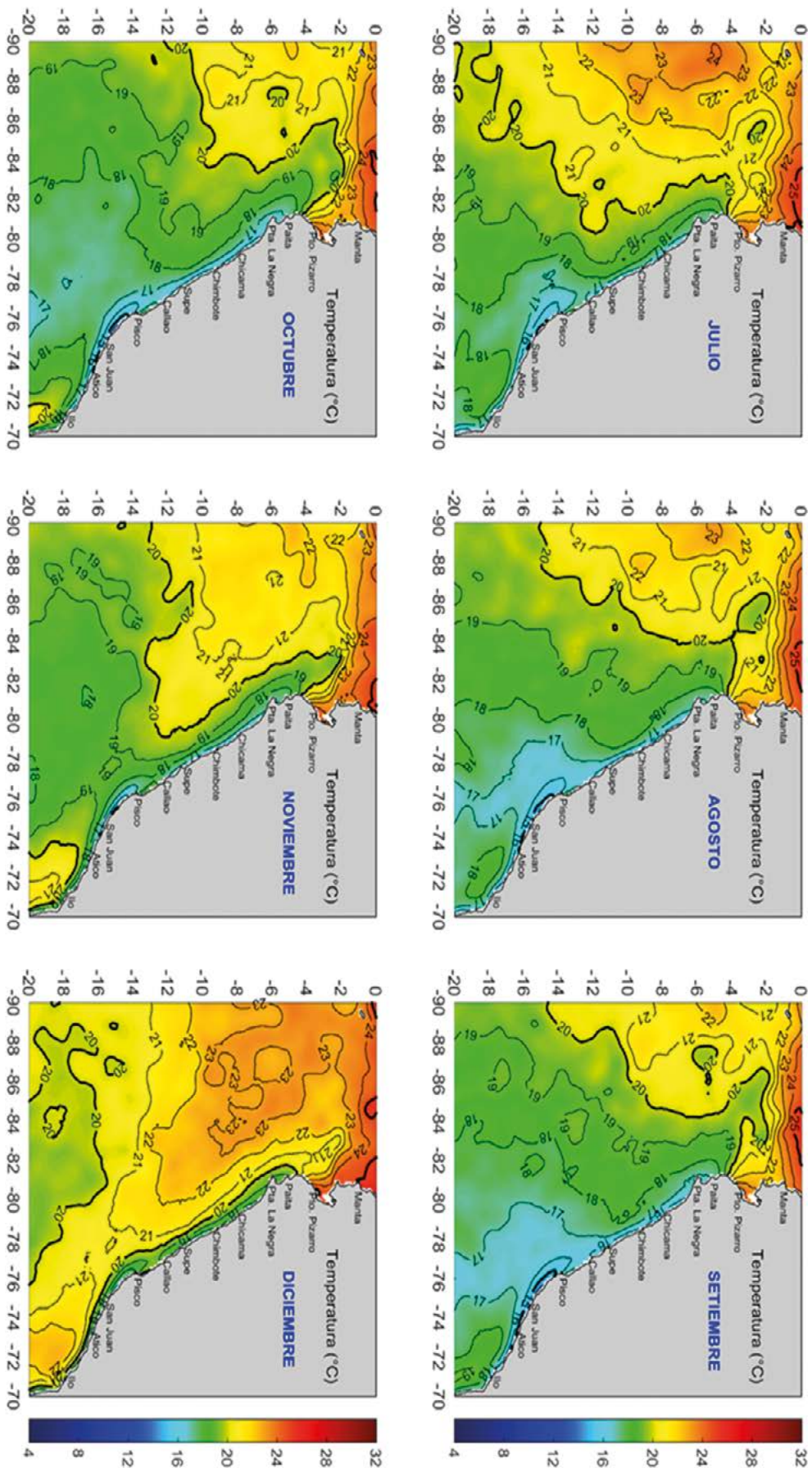


Figura 5.- Mapas climatológicos de temperatura superficial del mar (°C) de julio a diciembre (1991-2020)

Para el segundo trimestre del año, las condiciones de mezcla y las acf se incrementan notablemente debido al aumento de vientos que se presenta para este período del año. Es así, que las ASS son desplazadas hacia el oeste en 50 mn. Las AES se repliegan hacia el norte en la zona oceánica, permaneciendo una cuña costera al norte de 4°S. Las ATS son desplazadas mayormente al norte de la línea ecuatorial y, por consiguiente, el FE es también desplazado al norte del dominio. Sin

embargo, permanece una celda costera de salinidad <34,0 entre el Golfo de Guayaquil y la zona de Tumbes. La interacción entre ASS y AES propicia el desarrollo de una amplia banda de aguas de mezcla en el rango de 34,8 a 35,0 cuyo límite sur se repliega rápidamente de Chicama a Paita, entre abril y junio, respectivamente. La intensificación del afloramiento también contribuye a la formación de una franja costera de aguas costeras frías, principalmente al sur de Pisco (Fig. 6).

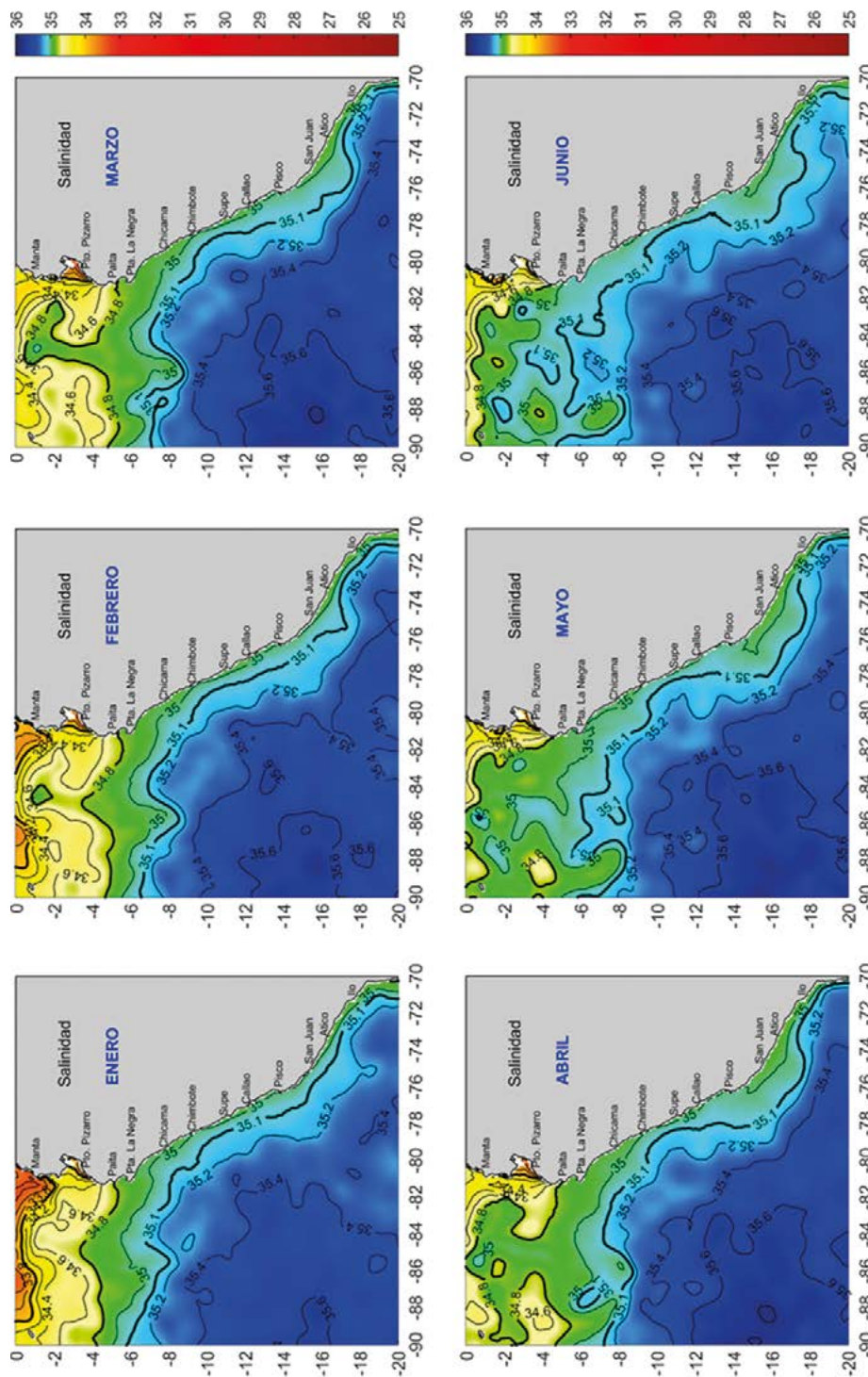


Figura 6.- Mapas climatológicos de salinidad superficial del mar de enero a junio (1991-2020)

Durante el tercer trimestre, las AES se mantienen al norte de Talara, las ASS se repliegan ligeramente al oeste, mientras que se amplía la cobertura de aguas de mezcla entre las aguas del afloramiento costero y las ASS, ocupando entre 120 y 300 mn

de la costa. Las ACF mantienen celdas costeras entre 10 y 30 mn frente a Chicama, Callao y al sur de Pisco. Las ATS reaparecen al norte de 2°S, manteniéndose además la celda costera de baja salinidad entre el Golfo de Guayaquil y Tumbes.

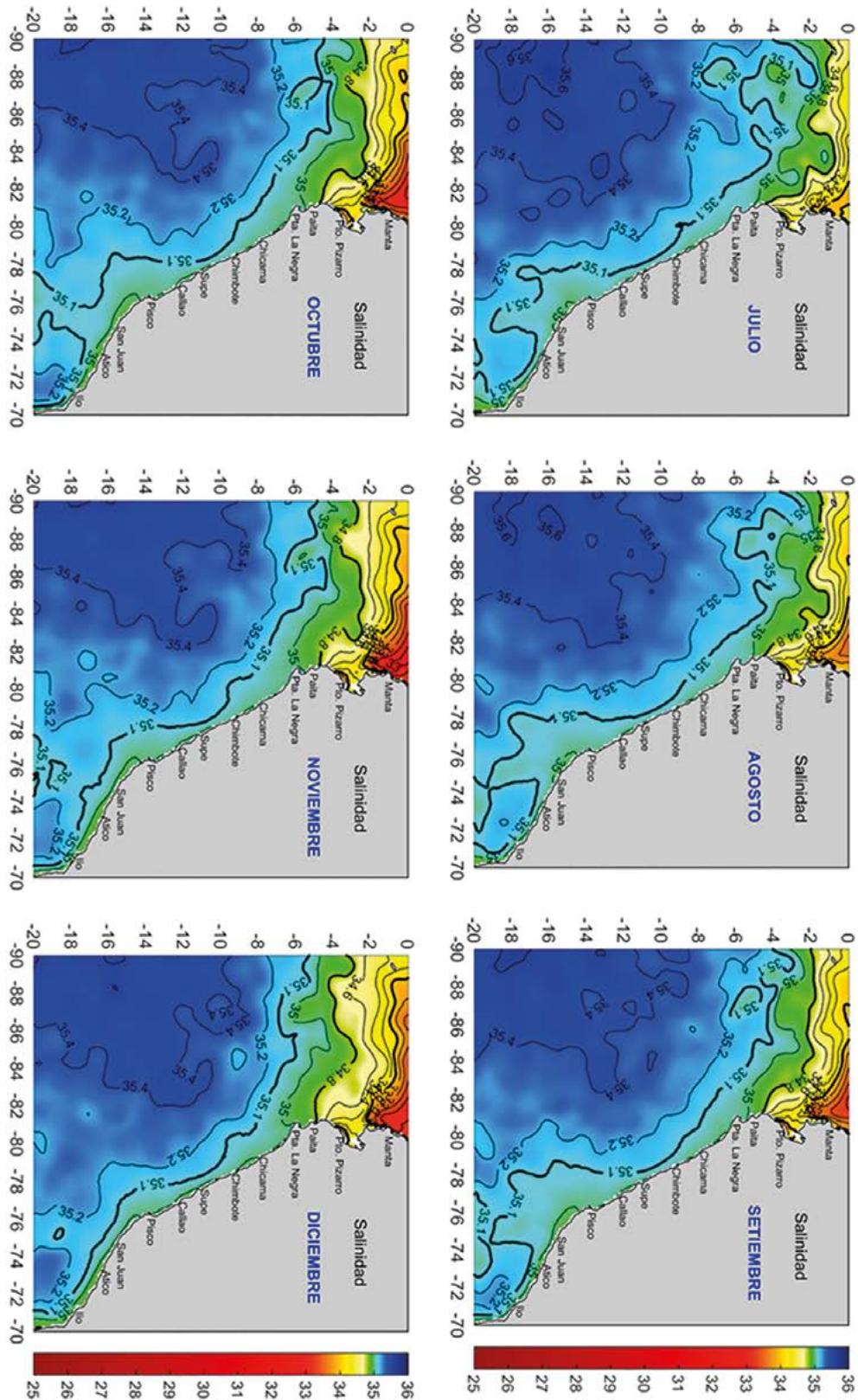


Figura 7.- Mapas climatológicos de salinidad superficial del mar de julio a diciembre (1991-2020)

En el último trimestre del año, las ATS alcanzan su mayor proyección al sur, llegando hasta La Libertad (Ecuador) y las AES se proyectan sobre 3~4°S hasta los 90°W; el FE se observa entre la línea ecuatorial en la zona oceánica y 2°20'S en la zona costera. Las ASS se aproximan a la costa, principalmente en la zona central y sur, formando un núcleo a solo 60 mn del litoral frente a Ilo. Las acf se presentan en una franja de amplitud variable entre 20 y 50 mn entre Punta La Negra e Ilo. Finalmente, las aguas de mezcla entre ASS y AES se observan entre Paita y Punta La Negra sobre el sector costero (Fig. 7).

Diagrama T/S y masas de agua

En el dominio del estudio, las ASS es la masa de agua predominante en la capa superficial de las zonas centro y sur del mar peruano, dentro de las 200 mn (Fig. 8). Las AES tienen presencia solo en la zona norte. Asimismo, las ATS alcanzan mayor proyección al sur en primavera, aunque sin llegar a ingresar a la región del mar peruano en términos climatológicos (Fig. 4); no obstante, su influencia es detectable en los diagramas T/S de verano e invierno en la zona norte.

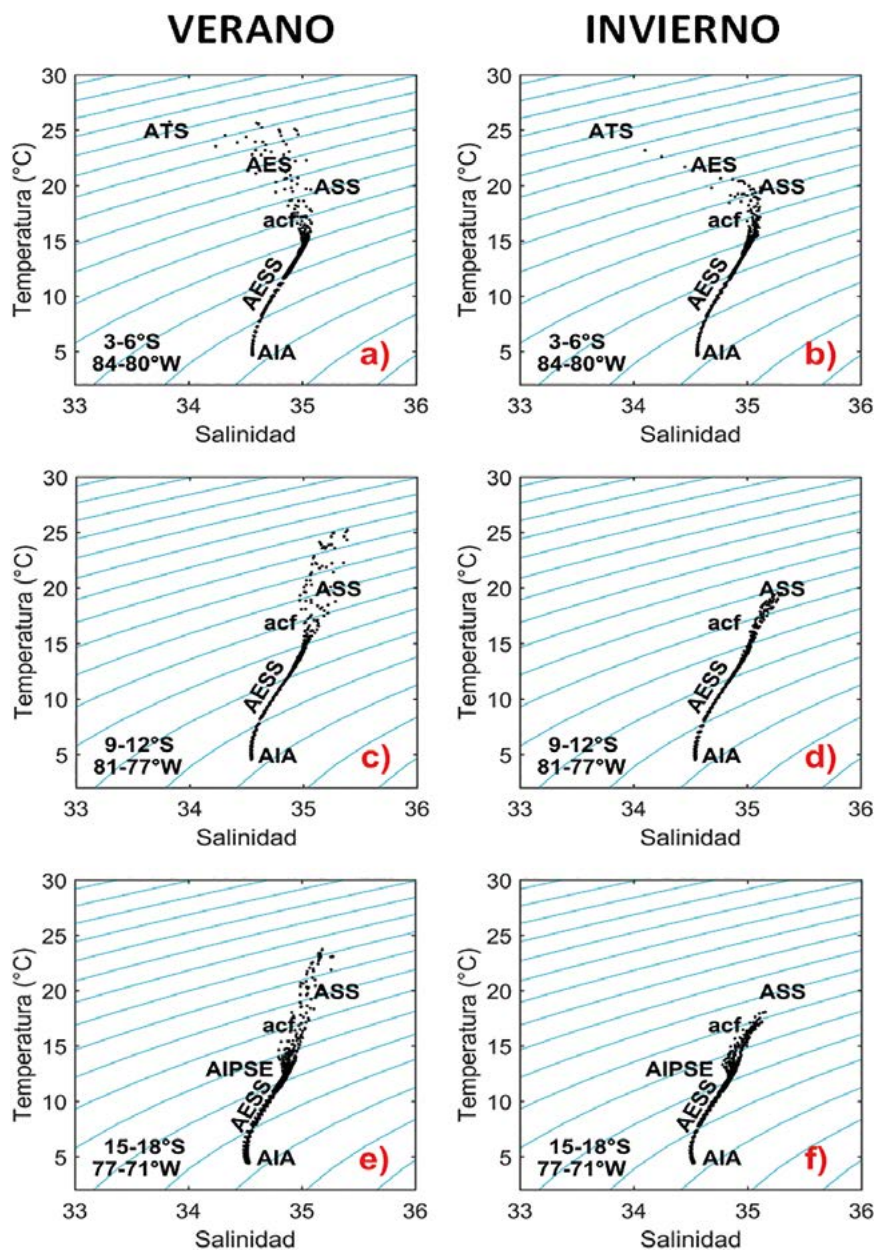


Figura 8.- Diagramas T/S para las zonas norte (a, b), centro (c, d) y sur (e, f) del mar peruano (ver Fig. 1) en el verano (enero-marzo) e invierno (julio - setiembre), durante el período 1991 -2020. Cada punto representa el valor promedio en capas de 5 m agrupadas en cada cuadrado de 1° x 1°

En la capa subsuperficial, las Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales (AESS) y las Aguas Intermedias Antárticas (AIA) se presentan en todas las zonas y épocas del año. Las AESS se asocian a temperaturas de 8 a 14 °C y salinidades de 34,6 a 35,0 (GRADOS *et al.*, 2018). Las Aguas Intermedias del Pacífico Sureste (AIPSE) (SCHNEIDER *et al.*, 2003) solo se presentan en la zona sur, asociadas a temperaturas menores a 14 °C y un mínimo relativo de salinidad, generalmente por sobre o alrededor de los 100 m de profundidad y fuera de la costa.

Cabe indicar que las aguas costeras frías (acf) ocupan la capa superior de la región costera y exhiben temperaturas más frías entre 15 y 18 °C y salinidades entre 34,9 y 35,1, evidenciando su origen en la mezcla entre las AESS y ASS principalmente, y en menor medida con las AES, producto del afloramiento de las AESS en la capa superficial.

Por debajo de los 700 m se encuentran en todas las zonas y estaciones del año las Aguas Intermedias Antárticas (AIA) con temperaturas de 4 a 7 °C y salinidad de 34,5 a 34,6 (ZUTA y GUILLÉN, 1970; GRADOS *et al.*, 2018).

Estructura vertical térmica y halina

En la figura 9 se presentan secciones climatológicas perpendiculares a la costa frente a Paita, Chicama, Callao e Ilo hasta 200 mn, en marzo y setiembre, que corresponden a los períodos de mayor expansión de las aguas cálidas oceánicas y de las aguas frías costeras, respectivamente (Figs. 4, 5).

En la sección vertical de Paita (Fig. 9a), la temperatura evidencia grandes cambios sobre los 100 m entre marzo y setiembre, consecuencia de los movimientos relacionados con las AES y ASS, alcanzando hasta la profundidad de la termoclina y de la haloclina. Para marzo la termoclina es intensa, mostrando isothermas entre 16 y 24 °C sobre los 60 m. Por otro lado, se evidencia una surgencia de aguas con valores de hasta 22 °C cerca del borde costero. La salinidad durante marzo, exhibe bajos valores sobre los primeros 50 m hasta 120 mn, evidenciando una mezcla continua de masas de agua, con predominio de las AES. Para setiembre, la termoclina se debilita, mostrando isothermas de 16 a 19 °C y salinidades mayores de 35,1 debido al ingreso de ASS por fuera de las 50 mn. Cerca de la costa los cambios térmicos son

más evidentes, aflorando agua fría en setiembre con isothermas de 16 a 17 °C y salinidades próximas a 35,0 dentro de las 20 mn. Por debajo de la termoclina, entre 70-80 y 200 m, se encuentran las isothermas menores de 16 °C en ambos meses. Por debajo de los 200 m, los valores térmicos menores de 14 °C no evidenciaron variaciones notorias.

Frente a Chicama (Fig. 9b) se dan cambios asociados al acercamiento a la costa de las ASS y presencia de aguas del afloramiento y aguas de mezcla. La temperatura en marzo evidencia cambios verticales sobre 75 m de profundidad, que variaron de 16 a 24 °C por fuera de 100 mn. Cerca de la costa la temperatura oscila de 15 a 20 °C. En cuanto a la salinidad, se hallan valores mayores a 35,1 asociados a la influencia de ASS por fuera de las 100 mn, en tanto que, cerca de la costa, se presenta una ligera surgencia que permite salinidades menores de 35,0. Para setiembre, los valores térmicos varían entre 16 y 19 °C por fuera de las 25 mn, mientras que cerca de la costa se presenta un área muy homogénea con valores que oscilan entre 14 y 18 °C. La salinidad se encuentra con características similares a marzo, cuando valores mayores a 35,2 asociados a las ASS se encuentran por fuera de las 120 mn y cerca de la costa con valores próximos a 35. Por debajo de 120 m y dentro de las 70 mn, las isothermas menores de 14 °C tienden a profundizarse cerca del talud hasta 150-200 m, debido principalmente a la influencia de la Corriente Sub-Superficial Peruano Chilena (CSPCh), la que se ubica, de acuerdo con CHAIGNEAU *et al.* (2013), alrededor de las 80 mn de la costa con intensidad máxima aproximada a 10 cm s⁻¹ sobre la plataforma. Debajo de 150 m y hasta 500 m, la estructura halina (con valores entre 34,6 a 34,9) evidencia la influencia de la CSPCh con poca variación estacional.

Frente al Callao (Fig. 9c), las condiciones oceanográficas estuvieron también controladas por el balance entre las ASS y las acf. Durante marzo, las ASS se observan a 40 ~ 50 mn de la costa y valores mayores de 35,2 de salinidad se detectan por fuera de 120 mn. Muy cerca de la costa la temperatura muestra valores de 14 a 20 °C sobre los 100 m, aflorando a superficie las isothermas de 19 y 20 °C. Durante setiembre, la termoclina se encuentra débil con isothermas de 15 a 17 °C sobre los 80 m en toda la sección, y el ascenso de las isothermas de 15 y 16 °C desde una profundidad máxima de 100 m hacia la costa, indica flujos hacia el norte. Cerca de la costa (30 – 40 mn) la salinidad promedio está

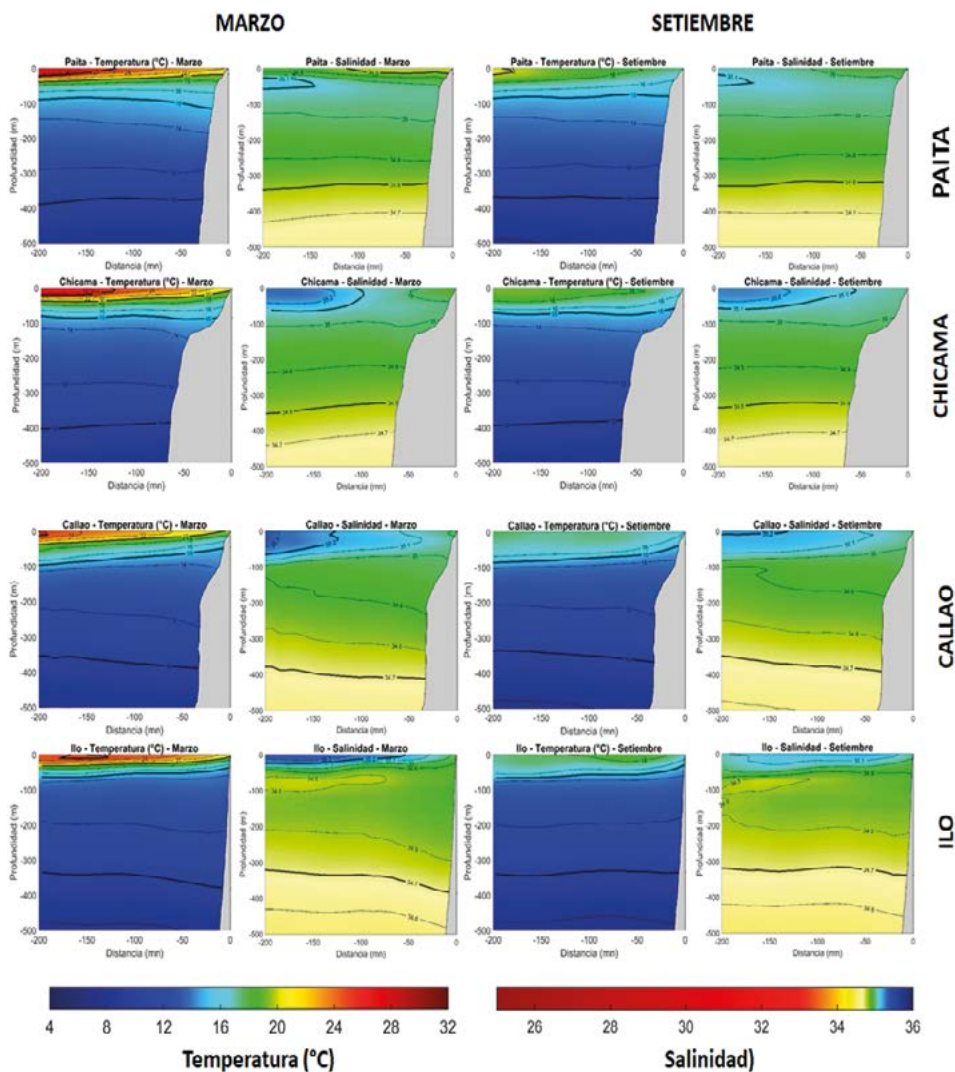


Figura 9.- Secciones climatológicas de la temperatura (°C) y salinidad en marzo y setiembre frente a Paíta, Chicama, Callao e Ilo

entre 35,0 y 35,1 para ambos meses. Por debajo de la termoclina (≤ 100 m), se encuentran de manera uniforme las isotermas de 14 °C y más frías en ambos meses, asociadas a salinidades menores de 34,9. Estas isotermas tienden a profundizarse hacia la costa en la capa de 100 a 400 m, indicando presencia de flujos al sur asociados a la CSPCh.

En Ilo (Fig. 9d), para marzo se evidencia fuerte estratificación en la capa superior de 60 m, detectándose las isotermas de 15 a 25 °C, aflorando a superficie las isotermas de 20 y 21 °C cerca de la costa, mientras que las más cálidas se presentan por fuera de las 50 mn. La salinidad en la capa superficial varía de 35,3 fuera de la superficie a valores alrededor de 35,0 dentro de las 20 mn. Para setiembre, la temperatura varía entre 14 y 18 °C en la capa superior de 100 m en toda la sección, destacando una débil termoclina entre 50 y 80 m

de profundidad. Se observa el ascenso de las isotermas hacia la costa, pero dentro de la capa de 80 m, indicando también flujos hacia el norte asociados a un afloramiento relativamente superficial. En tanto, la salinidad exhibe una capa superficial de 30 m de espesor con valor promedio $> 35,1$ entre 30 y 170 mn de la costa, mientras que dentro de las 20 mn predominan valores entre 35,0 y 35,1 en la misma capa. Por debajo de 200 m de profundidad, se observa profundización de isotermas e isohalinas en marzo y, principalmente de las isohalinas en setiembre, indicando presencia de la CSPCh, aunque con menor intensidad que en Callao. Finalmente, entre 80 y 100 m de profundidad, se detecta un mínimo relativo local de salinidad ($< 34,8$) a más de 80 y 100 mn de la costa, tanto en marzo como en setiembre, respectivamente, asociado con la influencia de las AIP-SE provenientes del sur (SCHNEIDER *et al.*, 2003).

Diferencias de temperatura y salinidad entre los períodos 1991-2020 y 1981-2010

En la figura 10 se comparan los campos grillados climatológicos superficiales de los períodos 1991-2020 y 1981-2010 (DOMÍNGUEZ *et al.*, 2017) para marzo y setiembre. En marzo destacan amplias áreas fuera de las 100 mn entre Talara e Ilo en donde la TSM promedio aumentó en 1 °C, con núcleos de hasta +2 °C, así como un calentamiento frente a Tumbes y al Golfo de Guayaquil, alcanzando su máxima intensidad a 83°W. Frente a Manta y proyectándose al oeste se advierte un área de enfriamiento leve. En tanto, la SSM exhibe una disminución promedio de 0,2 unidades frente a Tumbes, así como al oeste de 85°W frente a la costa norte, sugiriendo un avance hacia el sur de las AES. La disminución de la salinidad también caracteriza el área al este de islas Galápagos. Sin embargo, entre 87°W y 83°W se observa un núcleo donde la SSM aumentó más de 0,2 unidades entre la línea ecuatorial y la latitud del Golfo de Guayaquil.

De Talara hacia el sur a lo largo de la costa no se registran cambios significativos en la SSM, pero se detecta un incremento halino de hasta 0,2 unidades en núcleos a más de 300 mn de la costa de Pisco hacia el sur, lo que está relacionado con la aproximación a la costa de las isohalinas de 35,3 y 35,4 (Figs. 6, 7).

Para setiembre, el calentamiento persiste frente y al norte de Tumbes y en algunos núcleos aislados a más de 300 mn frente a la costa centro y norte (+0,5 °C a +1 °C), destacando un núcleo de enfriamiento (- 2 °C) que se proyecta desde Manta hacia el oeste, alcanzando su máxima intensidad en 85°W frente a la costa entre Manta y el Golfo de Guayaquil. El calentamiento de la zona frente y al norte de Tumbes coincide con disminución de la SSM en 0,2 unidades, lo cual estaría relacionado con mayor proyección al sur de las AES, cubriendo un área de más de 100 mn frente a la costa. En tanto, el núcleo de enfriamiento coincide con aumento de la SSM en más de 0,2 unidades, lo cual sugiere procesos

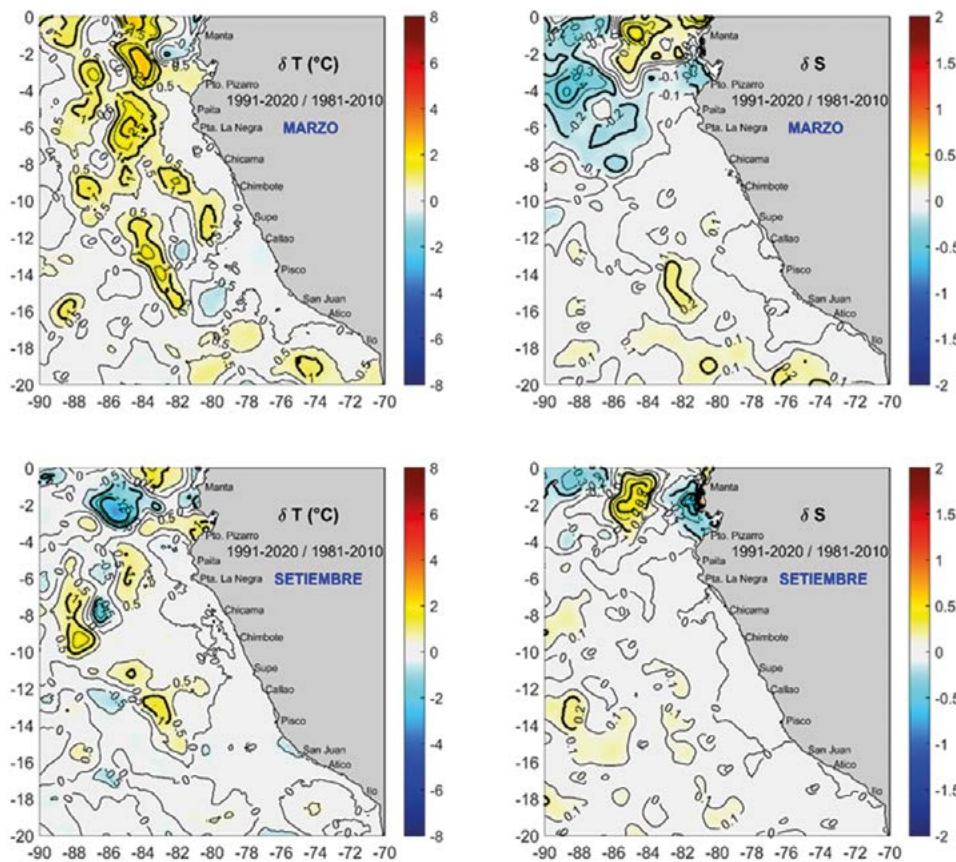


Figura 10.- Diferencias entre las climatologías de la temperatura superficial del mar (°C) y salinidad superficial del mar (1991-2020 menos 1981-2010) en las secciones verticales de Paita, Chicama, Callao e Ilo, para marzo y setiembre

de surgencia y advección de aguas más frías y saladas para esta área. En el resto del dominio de las aguas peruanas, no se observan cambios significativos de la SSM en la climatología.

A nivel subsuperficial, las comparaciones realizadas revelan principalmente cambios térmicos en la capa superior (<100 m) de la columna de agua en la zona oceánica y estabilidad de los patrones climatológicos termohalinos a mayor profundidad y cerca de la costa. La figura 11 muestra las diferencias entre las dos climatologías en las secciones verticales hasta 200 mn frente a Paita, Chicama, Callao e Ilo.

Para marzo, frente a Paita e Ilo se observa un calentamiento fuera de las 50 mn, cuyo mayor espesor (100 m) e intensidad es alcanzado fuera de las 100 mn con rangos de +0,4 a +1,4 °C y de +0,4 a +1,0 °C, respectivamente. Frente a Chicama ese calentamiento es más intenso y abarca casi toda la sección, alcanzando un espesor de 100 m fuera de las 100 mn en un rango de +0,5 a +2,4 °C. En cambio, frente a Callao, se aprecia enfriamiento

en la capa superior de 80 mn fuera de las 120 mn, con magnitud máxima de 0,8 °C. Los cambios térmicos descritos no son acompañados por cambios en la salinidad, con excepción de Chicama, donde se registra un aumento de 0,1 unidades en la capa superior de 60 m por fuera de las 150 mn. Esto sugiere que parte del calentamiento de la capa superficial de Chicama puede atribuirse a la aproximación de las ASS hacia la costa. En los otros casos, cambios en la estratificación térmica o cambios en el esfuerzo local del viento pueden ser factores que hayan propiciado las diferencias térmicas observadas.

Para setiembre, a diferencia de marzo, salvo un calentamiento leve fuera de 150 mn y en la capa de 30 m superficiales frente a Paita, no se registran cambios significativos en todas las secciones verticales de temperatura y salinidad estudiadas. Esto indica la persistencia de los patrones del afloramiento costero y de circulación que obedecen a forzantes locales (ejem. esfuerzo del viento) como remotos.

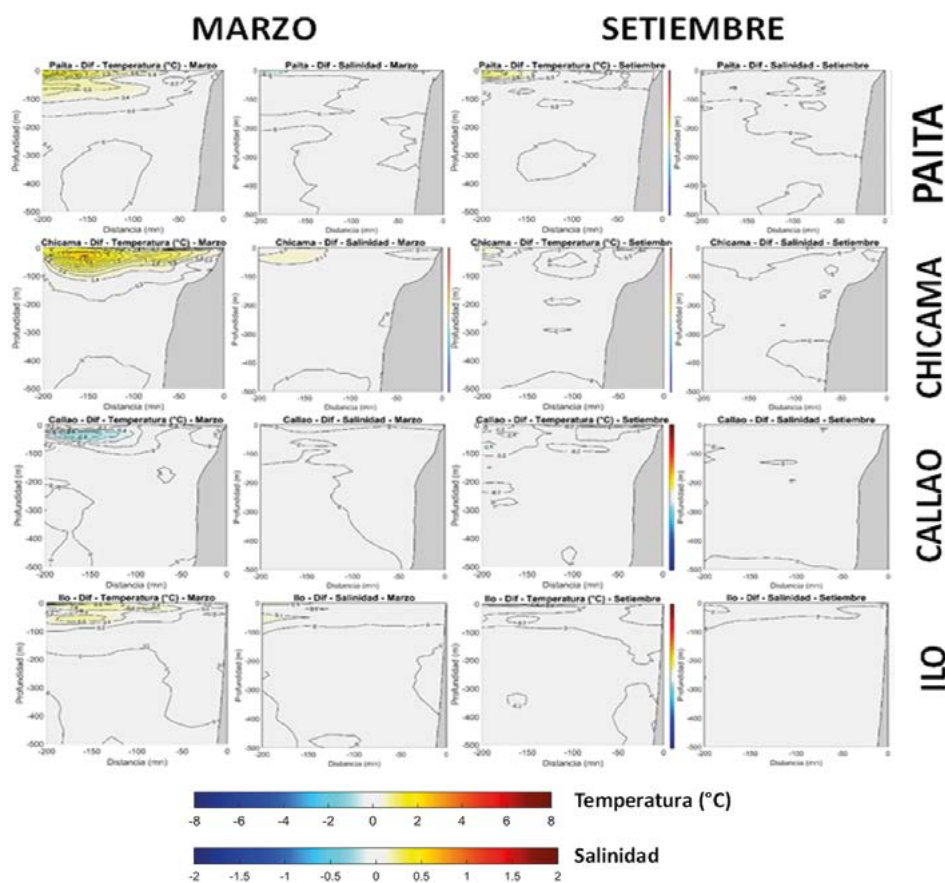


Figura 11.- Diferencias entre las climatologías de temperatura (°C) y salinidad (1991-2020 menos 1981-2010) en las secciones verticales de Paita, Chicama, Callao e Ilo, para marzo y setiembre

Estudios recientes de tendencias de la TSM frente a la costa peruana han mostrado enfriamiento de la zona costera central y sur desde la década de 1970 hasta la primera década del 2000, sustentado por información instrumental a lo largo del litoral y por información satelital (GUTIÉRREZ *et al.*, 2011, 2016). Por otro lado, las proyecciones más recientes de la TSM para las próximas décadas según modelos climáticos globales y regionales (ECHEVIN *et al.*, 2020) señalan una tendencia de calentamiento asociada al cambio climático, que en el caso del mar peruano variaría entre +1 y +1,5 °C para mediados de siglo, bajo un escenario pesimista de mitigación de las emisiones de gases de efecto invernadero. Asimismo, este calentamiento estaría acompañado por un aumento de la estratificación frente a la costa.

La comparación entre los dos períodos climatológicos, si bien es limitada en su alcance temporal, sugiere un calentamiento oceánico, principalmente en el verano. Dado que el patrón de la TSM se mantiene en la costa, esta tendencia implicaría una intensificación del gradiente térmico costa-océano en este período del año. La variación del gradiente térmico ha sido considerada anteriormente como un proxy de la variabilidad de la intensidad del afloramiento costero a escalas decenales (SALVATTECI *et al.*, 2019). El análisis presentado en este estudio sugiere más bien que la estratificación térmica y la distribución de las masas de agua (mayor intromisión de AES y mayor influencia de ASS) en la zona oceánica han sido los principales procesos involucrados en los cambios observados (Figs. 10, 11).

4. CONCLUSIONES

La climatología con el período base 1991-2010 ratifica los principales patrones espaciales y estacionales de las condiciones térmicas y halinas, así como de la distribución de las masas de agua de la región, ya reportados previamente por otros autores. En la capa superficial, frente a la costa norte, durante el verano, la incursión al sur de las AES, y en menor medida la influencia del FE y de las ATS en la franja costera, contribuyen a la estratificación

de la capa superior de la columna de agua, mientras que en el invierno la estratificación se debilita y la influencia del afloramiento costero es mayor. En cambio, frente a la costa central y sur, la interacción entre las ASS y el afloramiento costero caracteriza la variación estacional, en donde la intensificación del afloramiento en invierno y primavera alejan de la costa a las ASS.

Si bien las secciones perpendiculares a la costa (0 – 500 m) de Paita (~5°S), Chicama (~8°S), Callao (12°S) y San Juan (16,5°S) expresan algunas diferencias en su estructura vertical climatológica, en todos los casos destaca la elevación de las isothermas en la capa de 80 a 100 m hacia la costa, asociada al proceso de afloramiento costero y flujos al norte vinculados con la CCP. Por debajo de los 80 a 200 m, las secciones evidencian la profundización en mayor o menor grado de las isothermas hacia la costa, señalando la dominancia de flujos al sur, asociados a la CSPCh, tendiendo estos a ser más someros en el norte y más profundos en el sur.

Finalmente, la comparación entre la climatología con período base 1991-2010 y la de período base 1981-2010 indica un incremento térmico moderado (~+1 °C) en varias áreas por fuera de las 100 mn en marzo, que es el período cuando las aguas cálidas oceánicas presentan mayor expansión, principalmente en el norte y con un espesor máximo de 100 m. Asimismo, se detectó un leve incremento por fuera de las 300 mn en setiembre, cuando las aguas del afloramiento costero presentan mayor proyección. De las secciones oceanográficas analizadas, solo frente a Chicama el cambio térmico se vincula con la distribución de las ASS. Al norte de 4°S y en zonas oceánicas frente al norte de la costa peruana se manifiestan diferencias térmicas y halinas que indican mayor desplazamiento al sur de las AES en el período más reciente, así como cambios en los procesos de surgencia local y/o advección entre Islas Galápagos y la costa de Ecuador. Frente a la costa central y sur dentro de las 100 mn el patrón climatológico termohalino se mantiene en la columna de agua.

5. REFERENCIAS

- AMANTE, C. & EAKINS, B. W. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS, NGDC-24, 19 pp.
- ASTO, C., CHAIGNEAU, A., & GUTIÉRREZ, D. (2019). Spatio-temporal variability of the equatorial front in the eastern tropical Pacific from remote sensing salinity data (2010–2015). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 169, p.104640.
- BAKUN A, & MENDELSSOHN R. (1989). Alongshore wind stress, 1953-1984: Correction, reconciliation and update through 1986. In: *The Peruvian Upwelling Ecosystem: Dynamics and Interactions*, edited by D. Pauly, P. Muck, J. Mendo, and I. Tsukayama, pp. 77-81.
- BOYER, T. P., STEPHENS, C., ANTONOV, J. I., CONKRIGHT, M. E., LOCARNINI, R. A., O'BRIEN, T. D. & GARCIA, H. E. (2002). *World Ocean Atlas 2001. Vol. 2: Salinity*, NOAA Atlas NESDIS 50. Edited by S. Levitus, U.S. Govt. Print. Off., Washington, D.C. 176 pp.
- CHAIGNEAU, A., DOMÍNGUEZ, N., EL-DIN, G., VÁSQUEZ, L., FLORES, R., GRADOS, C. & ECHEVIN, V. (2013). Near - coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 118. DOI: 10.1002/jgrc.20328
- DOMÍNGUEZ, N., GRADOS, C., VASQUEZ, L., GUTIERREZ, D. y CHAIGNEAU. (2017). Climatología termohalina frente a las costas del Perú: Período 1981-2010. *Inf Inst Mar, Perú*. 44(4), 5 - 13. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/3146>
- DUNN, J. R. & RIDGWAY, K. R. (2002). Mapping ocean properties in regions of complex topography. *Deep-Sea Res*, 24, 591–604.
- ECHEVIN, V., GÉVAUDAN, M., ESPINOZA-MORRIBERÓN, D., TAM, J., AUMONT, O., GUTIÉRREZ, D. & COLAS, F. (2020). Physical and biogeochemical impacts of RCP8.5 scenario in the Peru upwelling system. *Biogeosciences*, 17, 3317–3341. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3317-2020>
- FIEDLER, P. C. & TALLEY, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 143–180.
- GRADOS, C., CHAIGNEAU, A., ECHEVIN, V. & DOMINGUEZ, N. (2018). Upper ocean hydrology of the Northern Humboldt Current System at seasonal, interannual and interdecadal scales. *Progress in Oceanography*, 165, 123-144.
- GUTIÉRREZ, D., BOULOUBASSI, I., SIFEDDINE, A., PURCA, S., GOUBANOVA, K., GRACO, M., FIELD, D., MÉJANELLE, L., VELAZCO, F., LORRE, A., SALVATTECI, R., QUISPE, D., VARGAS, G., DEWITTE, B. & ORTLIEB, L. (2011). Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling cell off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 38, L07603-1–L07603-6. Doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL046324>
- GUTIÉRREZ, D., AKESTER, M. & NARANJO, L. (2016). Productivity and Sustainable Management of the Humboldt Current Large Marine Ecosystem under Climate Change. *Environmental Development. Environment*, 17: 126–144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envdev.2015.11.004>
- JOHNSON, D. R., BOYER, T. P., GARCIA, H. E., LOCARNINI, R. A., MISHONOV, A. V., PITCHER, M. T., BARANOVA, O. K., ANTONOV, J. I. & SMOLYAR, I. V. (2006). *World Ocean Database 2005 Documentation*. Ed. Sydney Levitus. NODC Internal Report 18, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 163 pp, Available from <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/docwod05.html>
- KESSLER, W.S. (2006). The circulation of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 181–217.
- MORÓN, O. (2011). Climatología de la salinidad superficial del mar frente a la costa peruana 1960-2008. *Inf Inst Mar Perú*, 38(1), 7-39.
- REINIGER, R. F. & ROSS, C. F. (1968). A method of interpolation with application to oceanographic data. *Deep-Sea Res.*, 9, 185-193.
- RIDGWAY, K. R., DUNN, J. R. & WILKIN, J. L. (2002). Ocean Interpolation by Four-Dimensional Weighted Least Squares - Application to the Waters around Australia. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1357-1375.
- SALVATTECI, R., GUTIERREZ, D., FIELD, D., SIFEDDINE, A., ORTLIEB, L., CAQUINEAU, S., BAUMGARTNER, T., FERREIRA, V. & BERTRAND, A. (2019). Fish debris in sediments from the last 25 kyr in the Humboldt Current reveal the role of productivity and oxygen on small pelagic fishes. *Progress in Oceanography*, 176, 102114. [10.1016/j.pocean.2019.05.006](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.05.006)
- SCHNEIDER, W., FUENZALIDA, R., RODRÍGUEZ-RUBIO, E., GARCÉS-VARGAS, J. & BRAVO, L. (2003). Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water. *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1581. doi: 10.1029/2003GL017086.
- TAKAHASHI, K. (2005). The Annual Cycle of Heat Content in the Peru Current Region. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Pp. 4937-4954. Doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI3572.1>
- ZUTA, S. y GUILLÉN, O. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Bol Inst Mar Perú*, 2(5), 157-324.