

**Variación de la temperatura del agua y  
de la estratificación en las Rías Baixas  
bajo un escenario de cambio climático**

**Trabajo de fin de grado**

**Grado en Ciencias Ambientales**

**Pablo Feijoo Meléndez**

**Julio 2021**



Environmental | Physics | Laboratory

**EPhysLab**



**Dr. Ramón Gómez Gesteira**, profesor titular del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo y **Dra. Marisela Des Villanueva** investigadora del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo.

INFORMAN:

Que el trabajo titulado “**Variación de la temperatura del agua y de la estratificación en las Rías Baixas bajo un escenario de cambio climático**” presentado por D. Pablo Feijoo Meléndez, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizamos su presentación con Trabajo de Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 12 de julio de 2021

Dr. Ramón Gómez Gesteira

Dra. Marisela Des Villanueva



## Resumen

Uno de los mayores problemas que afronta el ser humano en la actualidad es el cambio climático, el cual se define como la variación global de las características del clima en la Tierra, tanto por causas naturales como antrópicas durante períodos largos de tiempo. El cambio climático actual es la combinación de un cambio natural agravado por la acción del hombre debido al aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera, sobre todo desde el inicio de la revolución industrial a finales del S. XVIII. Este cambio afecta a todos los parámetros referentes al clima, como, por ejemplo: dirección del viento, fluctuaciones en las precipitaciones y el aumento general de la temperatura atmosférica y oceánica. El aumento de la temperatura de los océanos puede causar una gran pérdida de biodiversidad (reducción de flora y fauna, blanqueamiento de arrecifes de coral, etc.). En este estudio analizaremos los cambios en la temperatura y la estratificación que se proyectan en las Rías Baixas gallegas para finales del S. XXI. Estos dos parámetros físicos son clave ya que afectan a la biodiversidad de la región. Un incremento de la temperatura del agua podría alterar la biodiversidad de la zona bien al producirse una migración de especies o al reducirse la productividad de otras al intentar adaptarse a las nuevas condiciones. Por otro lado, el aumento de la estratificación de la columna de agua dificultaría el intercambio vertical de nutrientes y oxígeno. Y todo ello afectaría al sector pesquero, motor económico de la región.

El objetivo de este estudio es analizar las variaciones de temperatura y estratificación que se proyectan para los meses de julio y agosto a finales de siglo en las Rías Baixas según el escenario RCP8.5. Para ello utilizamos las salidas de las variables temperatura del agua y densidad del modelo numérico Delft3D ejecutado bajo condiciones climáticas históricas (1999-2018) y futuras (2080-2099) para el noroeste de la Península Ibérica. Estos datos son tratados con el software MATLAB.

Los resultados obtenidos proyectan un aumento de la temperatura del agua y la estratificación en las Rías Baixas para finales de siglo. El aumento de la temperatura superficial del agua se encuentra alrededor de los 3 °C de media en todas las rías y de la estratificación en 1 ciclo  $h^{-1}$ . La Ría de Vigo es la zona en la que los parámetros físicos podrían verse más afectados, ya que es la ría en la que se observa un mayor aumento de la temperatura y la estratificación.



## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	9
<b>1.1. El cambio climático</b> .....	9
<b>1.2. Cambio climático futuro</b> .....	11
<b>1.4. Objetivos y estructura</b> .....	17
<b>2. MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	19
<b>2.1. Base de datos de Delft3D</b> .....	19
<i>2.1.1. Variables de salida utilizadas</i> .....	20
<b>2.2. Metodología</b> .....	21
<b>3. RESULTADOS</b> .....	23
<b>3.1. Temperatura superficial del agua</b> .....	23
<b>3.2. Temperatura del agua a lo largo de los perfiles longitudinales</b> .....	24
<i>3.2.1. Ría de Muros</i> .....	24
<i>3.2.2. Ría de Arousa</i> .....	25
<i>3.2.3. Ría de Pontevedra</i> .....	26
<i>3.2.4. Ría de Vigo</i> .....	26
<b>3.3. Estratificación</b> .....	27
<i>3.3.1. Ría de Muros</i> .....	27
<i>3.3.2. Ría de Arousa</i> .....	28
<i>3.3.3. Ría de Pontevedra</i> .....	29
<i>3.3.4. Ría de Vigo</i> .....	30
<b>4. DISCUSIÓN</b> .....	33
<b>5. CONCLUSIONES</b> .....	35
<b>6. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	37
<b>PAGINAS WEB CONSULTADAS</b> .....	39



# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. El cambio climático

El cambio climático es conocido como la desviación de las propiedades (promedio y dispersión principalmente) del sistema climático durante períodos largos de tiempo, independiente de la causa. A lo largo de la historia de la Tierra se han producido múltiples cambios climáticos de forma natural. Los cuales han ocurrido en periodos de tiempo extensos. Sin embargo, el cambio climático actual tiene la peculiaridad de combinar un cambio climático natural agravado por la acción del hombre debido al aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera. El efecto invernadero es un proceso de origen natural donde parte de la radiación térmica emitida por la superficie terrestre es reflejada por los denominados gases de efecto invernadero, las nubes y los aerosoles, regresando una parte a la superficie terrestre y contribuyendo a su calentamiento. La radiación solar que alcanza la capa donde se encuentran estos gases es principalmente de onda corta, por lo que la atraviesa y llega a la superficie terrestre. Parte de esta energía es absorbida, contribuyendo al calentamiento del planeta, otra parte es emitida por la Tierra en forma de radiación de onda larga. La radiación emitida entra en contacto con los gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera, es absorbida en parte en forma de calor y el resto rebota en todas las direcciones, volviendo parcialmente a la superficie terrestre. Este proceso permite mantener la temperatura media del planeta alrededor de los 15 °C, temperatura idónea para albergar vida en el planeta. Sin el efecto invernadero la temperatura del planeta sería demasiado baja para albergar vida compleja. Actividades como es el uso de combustibles fósiles, (emisiones de dióxido de carbono), la industria (óxido nitroso) o la agricultura han contribuido al aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera desde la revolución industrial del S. XVIII. Estas emisiones antropogénicas provocan una serie de cambios en el balance radiativo del planeta Tierra que terminan desembocando en un desequilibrio energético por causas antropogénicas.

El balance radiativo es el flujo neto de energía que entra y sale del sistema climático, diferencia entre la radiación solar que llega a la superficie terrestre y la energía irradiada de vuelta al espacio por la Tierra. En la figura 1.1 se muestra la variación de cada agente causante del forzamiento radiativo entre los años 1750-2011. Los valores positivos corresponden a agentes que han aumentado su presencia aumentando su impacto en el forzamiento radiativo y los valores negativos se corresponden a aquellos agentes que han disminuido su presencia y por tanto causan un menor impacto. La mayoría de agentes han aumentado en gran medida, como el CO<sub>2</sub> y el CH<sub>4</sub>, mientras los aerosoles han disminuido. El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (*The Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC*), en su informe realizado en 2011, indicó que el balance radiativo es positivo, en torno a 2,31 W/m<sup>2</sup>, esta tendencia indica un calentamiento global.

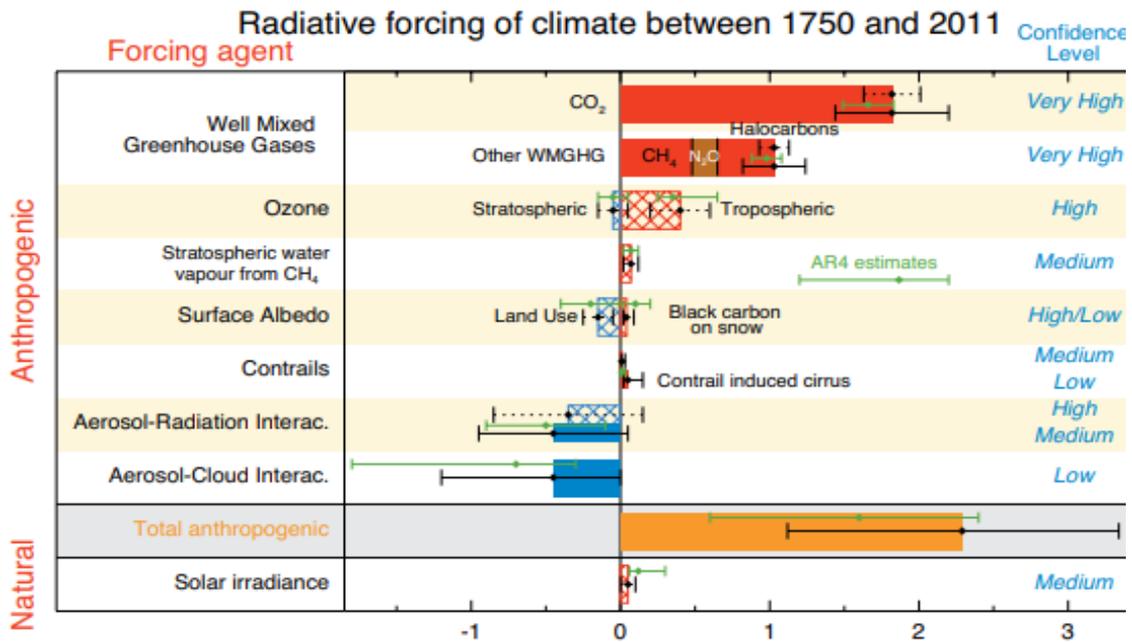
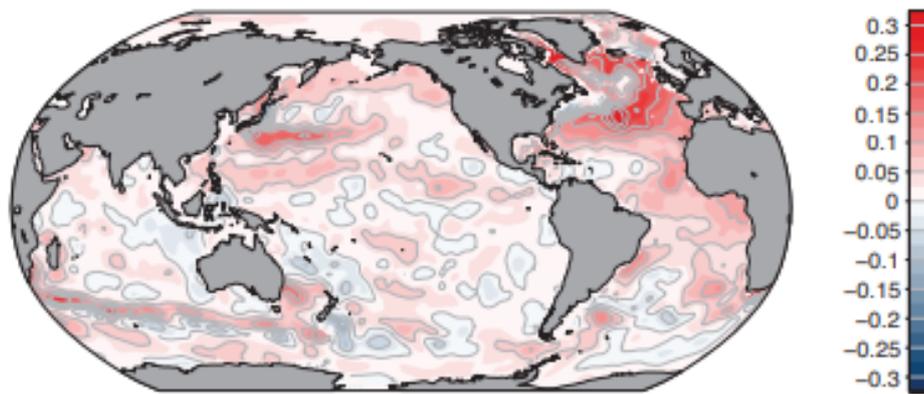


Figura 1.1. Forzamiento radiativo e incertezas en el periodo 1750-2011 ( $W/m^2$ ). Fuente (IPCC, 2013)

La mayor parte del planeta, alrededor del 70%, está cubierto de agua. A causa del gran calor específico del agua, los mares y océanos se han convertido en sumideros de energía que es almacenada en forma de calor. Desde el año 1970, los océanos almacenan el 90% del calor extra generado por la actividad humana, duplicando el valor desde 1993. El calentamiento oceánico no es homogéneo, el balance puede ser positivo en algunas zonas, aumento de las temperaturas, y negativo en otras, disminución de las temperaturas (Fig. 1.2). Las corrientes oceánicas distribuyen esta energía desde el ecuador hacia latitudes más altas favoreciendo un calentamiento oceánico general.

El quinto informe del IPCC sobre el cambio climático, publicado en el año 2013, indica que entre los años 1971-2010, la capa superior del océano (primeros 700 m) se ha calentado con casi absoluta seguridad, sobre todo en el hemisferio norte donde se baraja la posibilidad de que este calentamiento lleve sucediendo desde la década de 1870. Este incremento de la temperatura alcanza los 0,3 °C en zonas del Atlántico Norte. A mayores profundidades, entre los 700-2000 metros, es probable que también se haya producido un incremento de la temperatura del agua, aunque este es menor que en la capa superficial (IPCC, 2013).



**Figura 1.2. variación media de la temperatura de los océanos entre 1971-2010. Fuente: Bases Físicas IPCC 2013.**

Como se puede observar en la figura 1.2, el calentamiento oceánico no es homogéneo. Estudios recientes indican que el afloramiento costero podría mitigar los efectos del calentamiento global cerca de la costa en comparación con las zonas oceánicas adyacentes (Varela et al., 2018). El afloramiento costero es un fenómeno oceanográfico durante el cual el agua profunda, fría y rica en nutrientes, asciende. Este fenómeno se produce cuando los vientos soplan paralelamente a la costa quedando esta situada a la izquierda de la dirección del viento. El viento arrastra la capa superficial de agua que va girando (hacia la derecha en el hemisferio norte) debido al efecto Coriolis. El ascenso de las aguas más profundas ricas en nutrientes contribuye a fertilizar las capas superficiales, aunque el exceso de nutrientes (principalmente nitrógeno y fósforo) puede provocar un crecimiento excesivo de algas creando una capa en la superficie del agua que no permite el paso de luz solar, impidiendo la fotosíntesis por debajo de esta. Al detenerse la fotosíntesis, se produce un descenso en los niveles de oxígeno libre y el ambiente pasa a ser anóxico aumentando la mortandad de la flora y fauna.

La temperatura del agua es uno de los parámetros físicos que más influyen en los ecosistemas acuáticos, ya que afecta a los procesos fisiológicos de los organismos limitando su desarrollo (Zippay y Helmuth, 2012; Gestoso et al., 2016). Por eso, la temperatura del agua es un factor clave en la distribución de las especies (Russell et al., 2013; Wiens, 2016). Además, la temperatura del agua afecta a otras variables, por ejemplo, la estratificación térmica podría verse incrementada, limitando el intercambio vertical de nutrientes y oxígeno (Sousa et al., 2020; Des et al., 2020a).

## **1.2. Cambio climático futuro**

La necesidad de proyectar el cambio climático para los próximos años nace de la necesidad de conocer los posibles efectos futuros del cambio climático en los diferentes sistemas y sus repercusiones en las actividades humanas para poder desarrollar medidas de mitigación y adaptación. En el quinto informe del IPCC (2013) define 4 escenarios futuros de cambio climático con el objetivo de disponer de una herramienta que permita

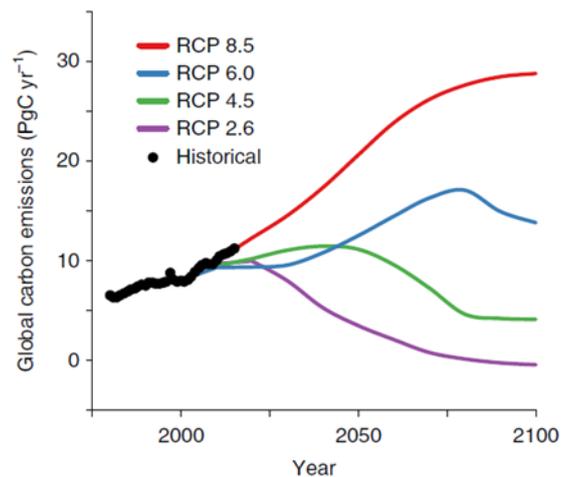
conocer los efectos vinculados al cambio climático. Estos escenarios se basan en la proyección del forzamiento radiativo que se alcanzaría en el año 2100 según la evolución prevista de las emisiones de gases de efecto invernadero. Estos escenarios son las denominadas Trayectorias de Concentración Representativas (RCP por sus siglas en inglés, Tabla 1.1).

**Tabla 1.1.** Escenarios RCP. Fuente: quinto informe de evaluación del IPCC.WGI. Cambio Climático: Bases Físicas, 2013.

	<b>FR</b>	<b>Tendencia del FR</b>	<b>[CO<sub>2</sub>] en 2100</b>
<b>RCP2.6</b>	2,6 Wm <sup>-2</sup>	Decreciente en 2100	421 ppm
<b>RCP4.5</b>	4,5 Wm <sup>-2</sup>	Estable en 2100	538 ppm
<b>RCP6.0</b>	6,0 Wm <sup>-2</sup>	Creciente	670 ppm
<b>RCP8.5</b>	8,5 Wm <sup>-2</sup>	Creciente	936 ppm

Los escenarios RCP se basan en posibles políticas orientadas a limitar el calentamiento global durante siglo XXI. Estos escenarios, a diferencia de los utilizados en el cuarto informe del IPCC, tienen en consideración políticas o acuerdos internacionales cuyo objetivo es reducir las emisiones de gases de efecto invernadero. Cada trayectoria se basa en un escenario distinto en el que se proyecta que se llevarán a cabo una serie de esfuerzos encaminados a reducir las emisiones. El escenario más optimista es el RCP2.6, en el cual el nivel de forzamiento sería bajo ya que se tomarían medidas drásticas para la reducción de las emisiones lo que implicaría una tendencia decreciente del forzamiento radiativo a finales de siglo. En el escenario RCP4.5 el objetivo es que el forzamiento radiativo a finales de siglo continúe estable, mientras que en el escenario RCP6.0 este subiría ligeramente. Finalmente, el escenario RCP8.5 proyecta que las emisiones de gases de efecto invernadero continuarán siendo altas y la tendencia del forzamiento radiativo a finales de siglo será creciente.

Estos escenarios fueron realizados en 2005, por lo que se pueden comparar las tendencias proyectadas desde 2005 hasta la actualidad con datos medidos (Fig. 1.3), lo que permite determinar cuál es el escenario más probable. Según esta comparación el escenario más probable es el RCP8.5, por lo que será el escenario que se utilice en este estudio.

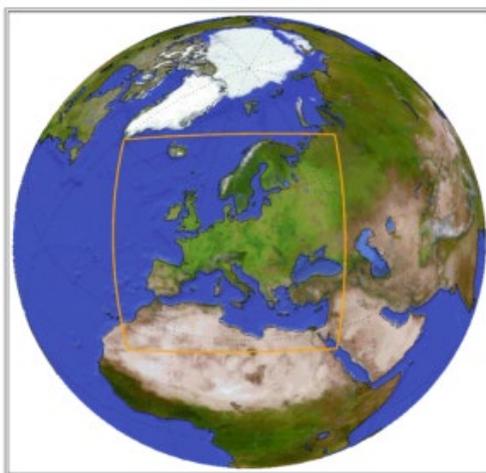


**Figura 1.3. Tendencia de las emisiones de gases de efecto invernadero históricas en comparación con las proyectadas en los diferentes escenarios RCP. Fuente: Smith & Myers (2018)**

Los Modelos Climáticos Globales (GCM) permiten proyectar la respuesta del sistema climático para cada uno de los escenarios RCP (IPCC, 2013). Esto nos proporciona un valioso conocimiento sobre los posibles efectos del cambio climático actual en los subsistemas climáticos, facilitando el desarrollo e implementación de medidas de mitigación y adaptación.

Aunque el cambio climático es de naturaleza global, es necesario conocer sus efectos a escala regional e incluso local para identificar con mayor precisión sus impactos. Para ello se emplea un sistema derivado de los GCMs, los denominados Modelos Climáticos Regionales (RCMs) o incluso modelos locales. Al ser áreas más pequeñas, los modelos se pueden ejecutar con mayor resolución, lo que permite reproducir fenómenos que tienen lugar a menor escala.

En la actualidad existe un proyecto encargado de ejecutar modelos climáticos regionales a partir de los GCMs para el periodo Histórico (1951 – 2005) y para el periodo (2006 – 2100) en función de los distintos escenarios RCP, es el denominado Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX). El programa comprende una gran cantidad de dominios, entre ellos se encuentra EURO-CORDEX que se encarga de la zona de Europa, el norte de África y parte de Oriente Medio (Fig 1.4). Este programa es considerado el más ambicioso en lo referente a la regionalización ya que proporciona datos con una resolución espacial de 0,11 grados (Jacob et al., 2014).

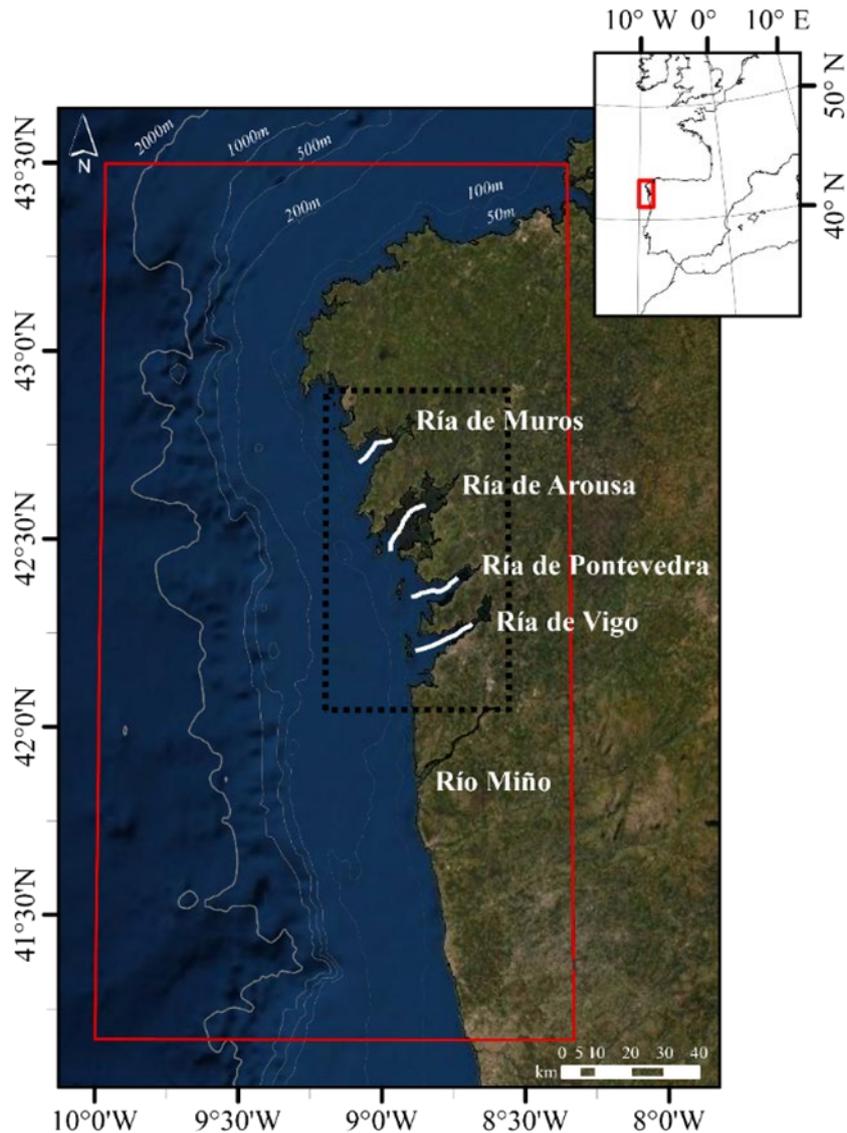


**Figura 1.4.** Dominio del modelo EURO-CORDEX. Fuente: [www.euro-cordex.net](http://www.euro-cordex.net)

Los modelos del proyecto EURO-CORDEX son ejecutados mediante la reducción de escala de las variables atmosféricas. Por esta razón las variaciones oceánicas sólo pueden estudiarse mediante datos obtenidos de modelos climáticos globales. Los GCMs disponen de una resolución horizontal de entre 100 y 200 km, insuficiente para estudiar las variaciones a escala regional/local. Diversos laboratorios realizan reducciones de escalas de los GCMs, el llamado “downscaling”. Este ha sido el caso del grupo de investigación Environmental Physics Laboratory (EphysLab) de la Universidad de Vigo, que ha implementado, calibrado y validado el modelo numérico Delft3D para la costa noroeste de la Península Ibérica. Dependiendo de las condiciones de entrada, este modelo puede ejecutarse para simular el estado pasado/presente del océano o realizar proyecciones futuras.

### **1.3. Área de estudio**

Nuestra área de estudio corresponde a las Rías Baixas, las cuales se localizan en el noroeste de la Península Ibérica, oeste de Galicia (Fig. 1.5). Las rías son por definición un valle costero en torno a la desembocadura de un río, el cual se ha desarrollado en costas rocosas o montañosas y se encuentra sumergido como resultado de un aumento relativo del nivel del mar quedando sometido a la acción de las mareas (Vilas et al., 2019).



**Figura 1.5.** Localización del área de estudio en la costa noroeste de la Península Ibérica. El rectángulo rojo indica el área modelada. El rectángulo punteado negro indica el área de estudio, las Rías Baixas. Las líneas blancas muestran los perfiles longitudinales a lo largo del eje principal de cada ría. Los contornos batimétricos han sido realizados utilizando datos de la Carta Batimétrica General de los océanos (General Bathymetric Chart of the Oceans, GEBCO)

Las Rías Baixas se diferencian del resto de las rías gallegas por su escasa colmatación y su gran tamaño, siendo navegables por embarcaciones de gran tamaño. En la cabecera de las rías desemboca pequeños ríos (tabla 1.2.), siendo el más caudaloso el Ulla, que aportan nutrientes. Hidrodinámicamente, las rías son estuarios parcialmente mezclados, con circulación residual positiva donde la estratificación parcial se mantiene por la descarga de los ríos en invierno y el calentamiento en verano (Alvarez et al., 2005). Esta circulación positiva es reforzada por los afloramientos costeros en verano, que introducen agua profunda fría con un alto contenido en nutrientes.

**Tabla 1.2.** Principales características de las rías y sus ríos principales.

	Longitud (km)	Superficie (km <sup>2</sup> )	Volumen (hm <sup>2</sup> )	Ríos principales	Superficie de la cuenca (km <sup>2</sup> )	Descarga media anual de los ríos (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
Ría de Muros	12.5	125	2115	Tambre	1531	54.10
Ría de Arousa	33	230	4585	Umia Ulla	404 2764	16.39 79.30
Ría de Pontevedra	23	145	3537	Lérez	449.5	21.30
Ría de Vigo	35	176	3117	Verdugo Oitavén	357 177.7	17.00 10.50

Las Rías Baixas disponen de una situación privilegiada, en el límite norte del sistema de afloramiento canario. En la costa Atlántica de Galicia los eventos de afloramiento tienen lugar principalmente durante el periodo estival, cuando el viento sopla del norte (Fraga., 1981). Durante estos eventos el agua aflorada puede confinar a unos pocos metros o moverse hacia la columna de agua central (Huyer., 1983). La gran productividad primaria de la zona convierte a las Rías Baixas en una zona de gran interés socioeconómico por su importante actividad pesquera. Esta actividad ha ayudado desde la revolución industrial a la modernización de la región mediante la implantación de industria conservera. Se estima que actualmente en Galicia, alrededor de 400.000 personas dependen, directa o indirectamente, del trabajo que realizan en el océano y las rías (pesca o servicios de apoyo en la industria). El cultivo de marisco destaca dentro del sector pesquero de la zona, sobre todo el cultivo de mejillón (*Mytilus galloprovincialis*). Actualmente en las Rías Baixas se cultiva aproximadamente el 40% del total de la producción europea de mejillones y el 15% a escala mundial (Aguiar et al., 2017), siendo la Ría de Arousa la mayor productora.

## 1.4. Objetivos y estructura

Este estudio tiene como objetivo principal analizar los efectos del cambio climático en la temperatura del agua y en la estratificación de las Rías Baixas durante los meses de verano, los cuales se corresponden a los meses de afloramiento más intenso. Para ello se utilizarán datos de temperatura y densidad del agua del periodo histórico (1999-2018) y futuro (2080-2099) bajo el escenario RCP8.5 obtenidos de las simulaciones climáticas realizadas en el grupo de investigación EphysLab. Estos serán tratados con MATLAB.

El trabajo seguirá la siguiente estructura:

- En el capítulo 2 se presentará el modelo numérico Delft3D y se analizarán las variables de salida que se utilizaron en este trabajo. Además, se detallan los métodos y procedimientos que se han aplicado para desarrollar este trabajo de fin de grado.
- En el capítulo 3 se exponen los resultados obtenidos. Se analizarán los cambios proyectados en la temperatura superficial de las Rías Baixas, así como en la columna de agua a partir de varios perfiles longitudinales dispuestos a lo largo del eje principal de cada ría. También se analizará la variación en la estratificación en dichos perfiles.
- En el capítulo 4 se discutirán y analizarán los resultados obtenidos.
- En el capítulo 5 se presentarán las principales conclusiones de este estudio.



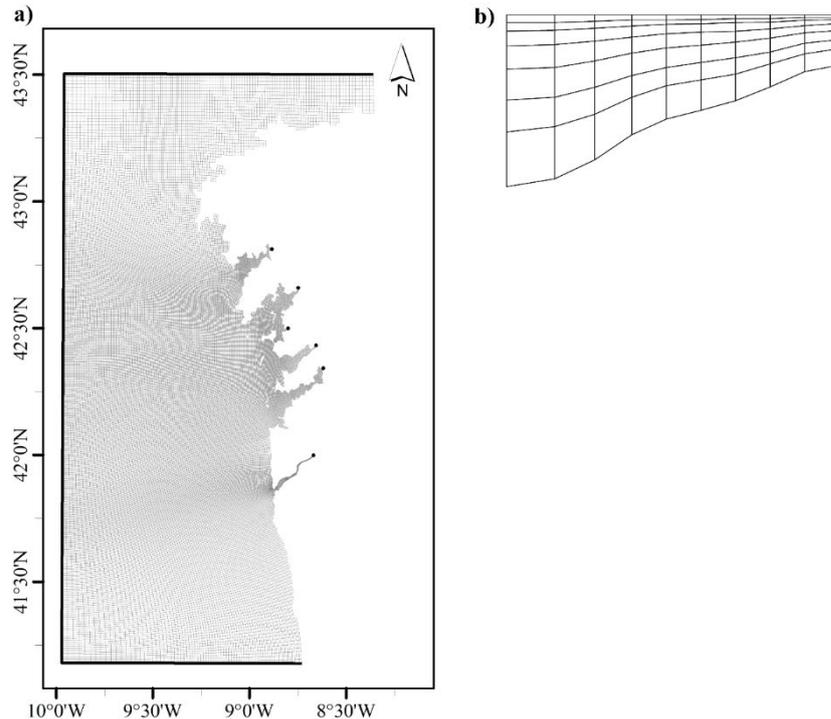
## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Base de datos de Delft3D

En este estudio se utilizan las salidas del modelo numérico Delft3D ejecutado bajo condiciones climáticas para el noroeste de la Península Ibérica. Este modelo ha sido implementado, calibrado y validado para el área de estudio por el grupo de investigación EPhysLab de la Universidad de Vigo. Delft3D es una plataforma de modelación de código abierto desarrollada por el instituto de investigación Deltares y la universidad TU Delft que, a través de los diversos módulos, permite modelar la hidrodinámica, la morfología, la calidad de agua y transporte de sedimentos en ríos, estuarios y ambientes costeros. El módulo Flow, utilizado para realizar las simulaciones incluidas en este trabajo, realiza las simulaciones hidrodinámicas, calculando un gran número de procesos como las fuerzas de las mareas, el transporte impulsado por la densidad y la estratificación debido a los gradientes de salinidad y temperatura, secado e inundación de llanuras mareales, etc. (Deltares., 2014).

La malla que utiliza el modelo cubre el área comprendida entre 10,00° W a 8,33° W y 41,18° N a 43,50° N. La resolución horizontal de la malla aumenta gradualmente de 2200 m x 800 m en la frontera abierta a 220 m x 140 m en la parte interna de las rías (Fig. 2.1). En la vertical, el modelo utiliza coordenadas sigma, es decir, la columna de agua se divide en capas que cubren un porcentaje de la profundidad en cada punto de la malla, con 16 capas con las capas superiores refinadas para resolver mejor la mezcla vertical debida a los vientos (en la figura 3.2b se representa un transecto de una malla con 7 capas sigma con las capas superficiales refinadas).

El modelo utiliza una batimetría creada a partir de datos de diferentes bases de datos. La batimetría de las rías de Muros y Arousa proviene de las cartas náuticas, la de las rías de Pontevedra y Vigo fue proporcionada por el ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. La batimetría del estuario del río Miño fue proporcionada por el instituto Hidrográfico de la Armada Portuguesa. Y, por último, los datos de la costa adyacente provienen de las cartas generales del océano (Des et al., 2019).



**Figura 2.1.** (a) Malla utilizada por el modelo Delft3D para realizar las simulaciones hidrodinámicas. Las líneas negras representan la frontera oceánica. Los puntos negros representan las celdas donde se introduce la descarga de los ríos. (b) Esquemización de un transecto de una malla vertical. Modificada Des et al., (2020).

### 2.1.1. Variables de salida utilizadas

En este trabajo se utilizan las salidas de las simulaciones climáticas correspondientes a los meses de julio y agosto del periodo histórico (1999-2018) y futuro (2080-2099) bajo un escenario RCP8.5, considerado el más probable y a su vez el más grave de los 4 escenarios teorizados por el IPCC. En este escenario el forzamiento radiativo total alcanza  $8,5 \text{ Wm}^{-2}$ , con tendencia ascendente y una concentración de  $\text{CO}_2$  para el año 2100 de 936 ppm. Estas simulaciones son el resultado de realizar una reducción de escala del modelo MOHC-HadGEM2-Es ejecutado dentro del proyecto CMIP5 y del modelo MOHC-HadGEM2-Es-RCA4 ejecutado dentro del proyecto EURO-Cordex. El modelo utiliza datos de descarga de los ríos provenientes de Hype Web portal, que estima una reducción del caudal de los ríos en el futuro de entorno al 25% (Sousa et al., 2020; Des et al., 2020 a, b). Se han tomado 20 años históricos y 20 futuros ya que 20 años es el periodo de tiempo mínimo necesario para realizar un análisis climático.

A partir de las salidas del modelo se extrajeron los datos de datos de las variables temperatura y densidad del agua con una resolución 6h.

## 2.2. Metodología

Los datos de temperatura superficial del agua (SST) fueron promediados para el periodo histórico (1999-2018) y futuro (2090-2018).

Se extrajeron los datos de temperatura y densidad del agua para los perfiles longitudinales a lo largo del eje principal de cada ría (Fig. 1.5). Los datos de temperatura de los primeros 15 m a lo largo de la columna de agua fueron promediados. Se ha escogido esta profundidad teniendo en cuenta que la longitud máxima de las cuerdas donde se cultivan los mejillones, principal especie cultivada en el área y motor económico de la zona, es de 12 m.

Los datos de densidad del agua fueron utilizados para calcular la estratificación de la columna de agua a lo largo de los perfiles. La estratificación se evaluó mediante el cálculo de la frecuencia de Brunt-Väisälä, también conocida como frecuencia de flotabilidad, que permite conocer la estabilidad de un fluido frente a los desplazamientos verticales producidos por convección. Es un concepto derivado de la Segunda Ley de Newton, aplicado a una parcela fluida que presenta estratificación de fondo (donde la densidad cambia según la verticalidad, dando la sensación que la densidad tiene varias capas verticales). La parcela puede sufrir una aceleración vertical al ser perturbada de su posición inicial, si esta aceleración vuelve a su posición inicial la estratificación es estable ( $N^2 > 0$ ) por lo que descenderá. Sin embargo, si esto no ocurre y se aleja de su posición inicial ( $N^2 < 0$ ) la estratificación es inestable y asciende.

La frecuencia de Brunt-Väisälä fue calculada según:

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}} \quad (1)$$

donde  $g$  es la gravedad de la Tierra ( $9,81 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ),  $\rho$  la densidad del agua y  $z$  la profundidad.

La comparación de los valores históricos y futuros, tanto de la SST como de la temperatura del agua y la estratificación a lo largo de los perfiles longitudinales se calculó realizando la diferencia entre los valores promedios históricos y los futuros ( $\Delta = \bar{F} - \bar{H}$ ).

Los datos se analizaron utilizando MATLAB, un software numérico creado para computación técnica. Este software facilita el procesamiento, análisis y representación gráfica de los datos.

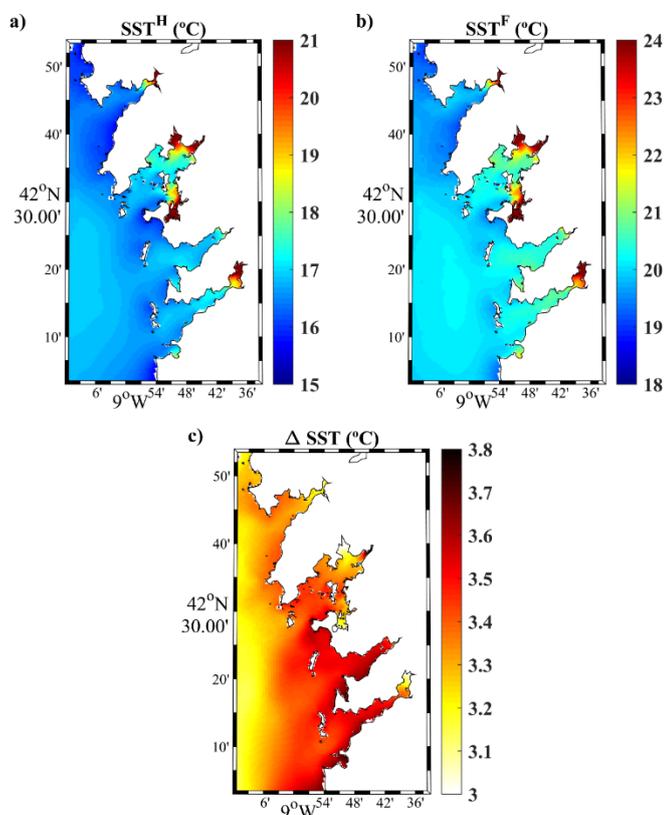


### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Temperatura superficial del agua

En este apartado se compara la temperatura del agua simulada para los meses de julio y agosto para el periodo histórico (1999-2018) y la proyectada bajo el escenario RCP8.5 para el periodo futuro (2080-2099).

Durante el periodo histórico (Fig. 3.1.a) la temperatura superficial promedio de las Rías Baixas es de 17,10 °C. Los valores más bajos se observan en la Ría de Muros (15,65 °C), mientras que los valores máximos los encontramos en las zonas intermareales de las rías, al quedar expuestas durante las mareas bajas, donde el valor promedio se sitúa en torno a los 21 °C. El patrón de SST durante el periodo futuro (Fig. 3.1.b) es similar al histórico, pero con valores superiores, los valores mínimos los encontramos en la Ría de Muros (19,05 °C) y los máximos en las zonas intermareales (~24 °C). Cabe destacar la Ría de Pontevedra, donde la SST es prácticamente homogénea en toda la ría tanto en el periodo histórico como futuro, a causa de la ausencia de grandes zonas intermareales como en las demás rías. Los datos indican un incremento de la SST generalizado para finales de siglo (Fig. 3.1.c,  $\Delta SST = \overline{SST^F} - \overline{SST^H}$ ), con un incremento de 3,37 °C de media en todas las rías. El mayor incremento de temperatura se observa en las rías de Vigo y Pontevedra (~3,3 °C), especialmente en su costa sur (~ 3,7 °C).



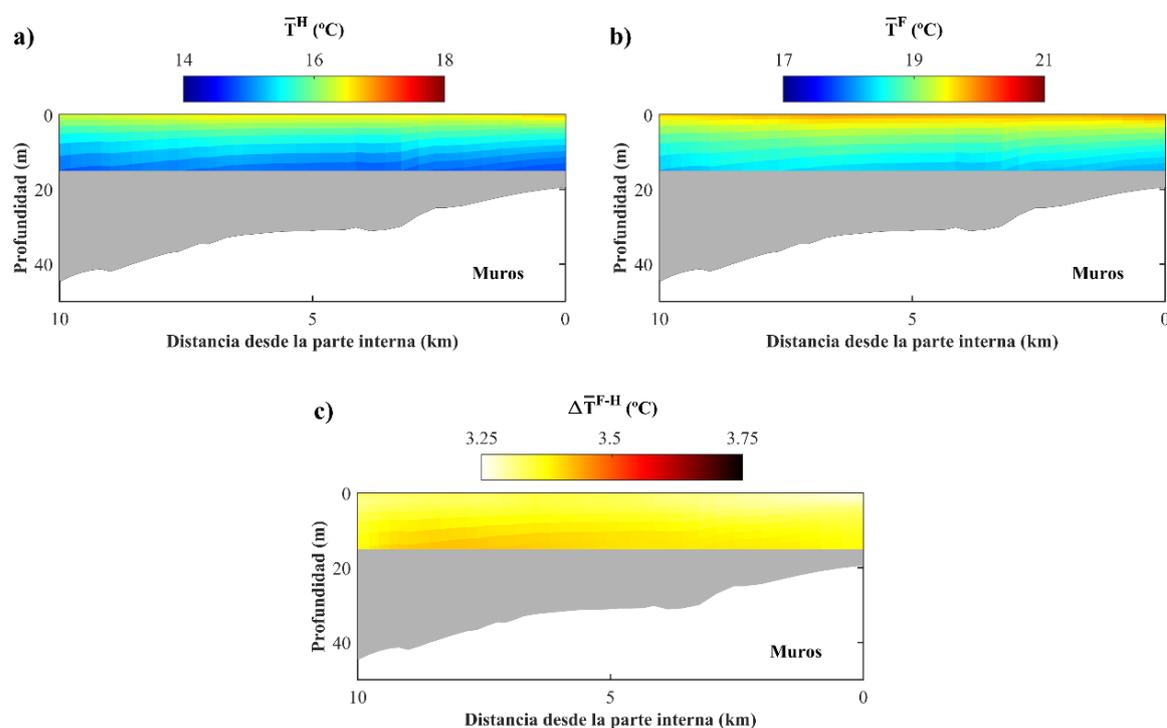
**Figura 3.1.** Temperatura superficial media de las Rías Baixas modelada para el periodo histórico (a), futuro (b), y su diferencia (futuro-histórico, c).

## 3.2. Temperatura del agua a lo largo de los perfiles longitudinales

En este apartado se muestran los resultados obtenidos al analizar la temperatura del agua en los primeros 15 m de la columna de agua en el perfil longitudinal que cubre el eje principal de cada una de las cuatro rías que conforman las Rías Baixas.

### 3.2.1. Ría de Muros

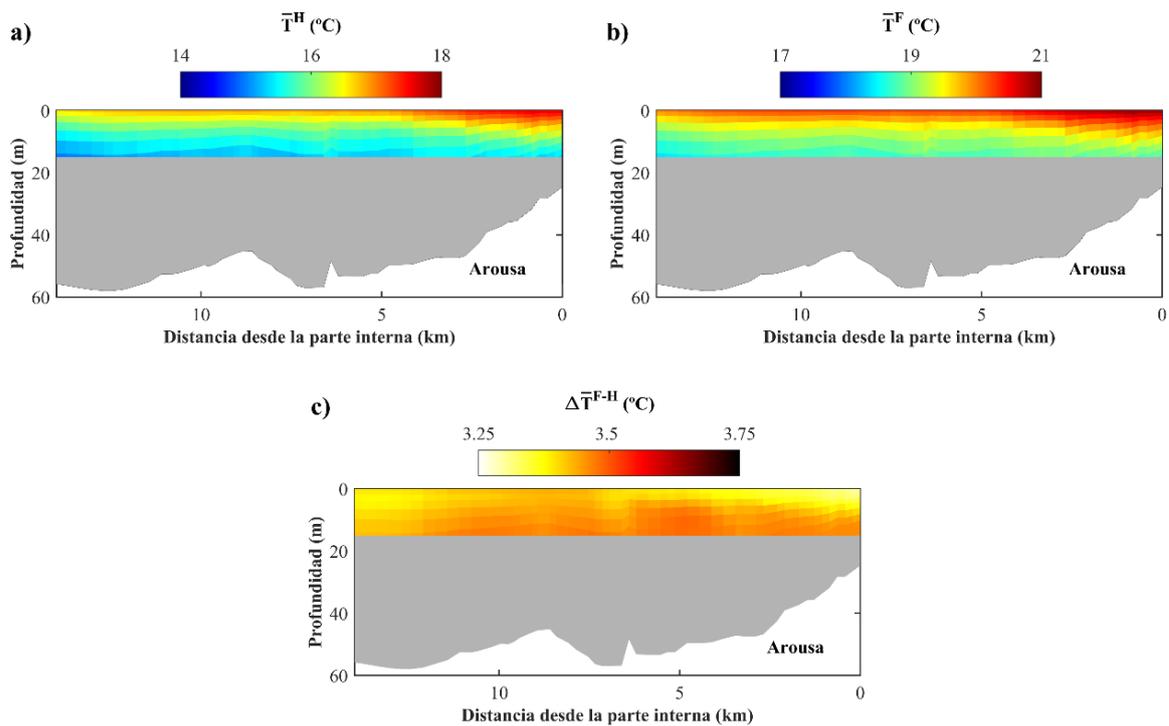
En la Ría de Muros, tanto en el periodo histórico (Fig. 3.2a) como en el futuro (Fig. 3.2b) la temperatura del agua prácticamente homogénea a una misma profundidad en todo el perfil longitudinal. En la vertical la temperatura del agua desciende a medida que aumenta la profundidad. En el periodo histórico la temperatura superficial se sitúa entre  $\sim 16,4$  °C y  $\sim 14,8$  °C a 15 m de profundidad. En el futuro la temperatura del agua es de aproximadamente 20 °C en la superficie y 18,5 °C a 15 m de profundidad, con un incremento generalizado en torno a 3,35 °C (Fig. 3.2.c).



**Figura 3.2.** Perfil longitudinal de temperatura media del agua en la Ría de Muros modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c).

### 3.2.2. Ría de Arousa

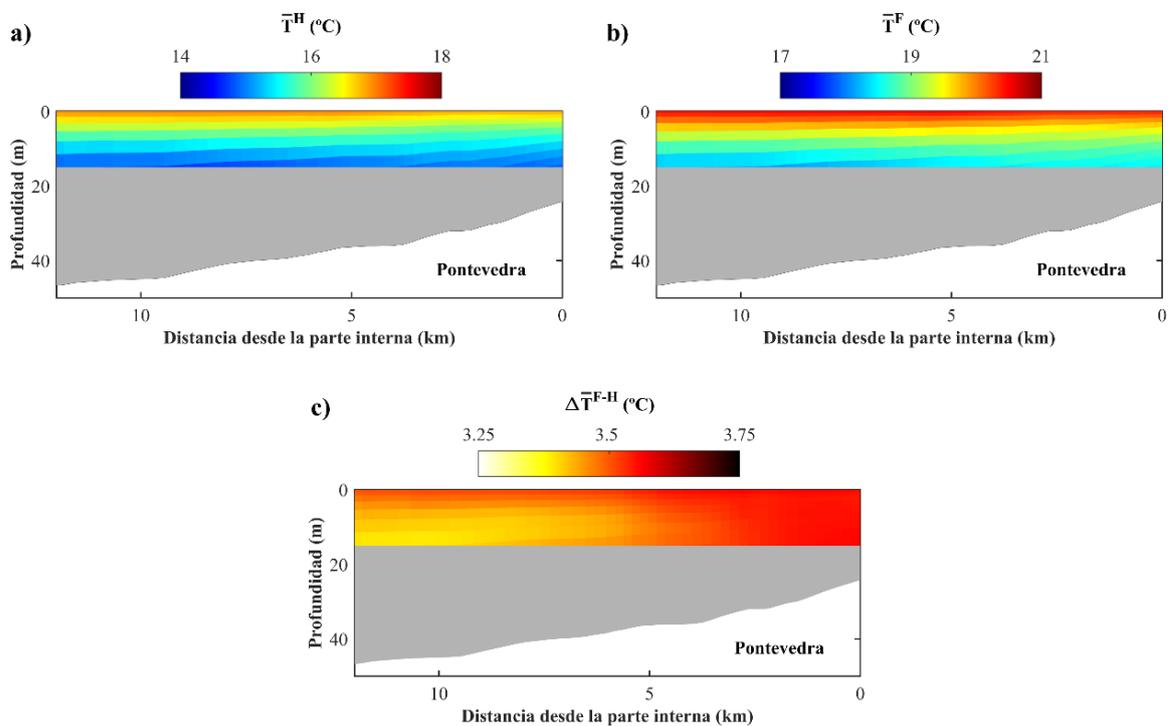
En la Ría de Arousa la temperatura del agua desciende desde la parte interna, más somera, hacia la parte externa (Fig. 3.3a-b), siendo este descenso más acusado en el periodo histórico (Fig.3.3a) que en el futuro (Fig.3.3b). En el periodo histórico la temperatura superficial en la parte interna de la ría está próxima a los 18 °C, mientras que en el futuro se proyecta que podría alcanzar los 21 °C. En la parte externa los valores de temperatura superficial se sitúan en torno a los 16,7 °C en el periodo histórico y 20 °C en el futuro. En la vertical, el perfil térmico de la parte interna es diferente de la parte media-externa. En el periodo histórico los valores más altos de temperatura del agua se observan en los primeros 5 m en la parte interna, descendiendo con la profundidad hasta los 15,6 °C. En las zonas media y externa el patrón vertical es similar, descendiendo la temperatura con la profundidad desde ~17,7 °C a 15 °C. En el futuro el perfil vertical es similar al histórico, aunque los gradientes verticales de temperatura son menos acusados en comparación al histórico. En el futuro, los máximos de temperatura alcanzan capas más profundas, llegando a los 7,5 m en la parte interna y la temperatura del agua a 15 m de profundidad es ~19 °C. Esta variación de la distribución vertical del calor puede observarse en la figura 3.3c, la cual muestra un incremento de temperatura general siendo más acusado en la parte central de la ría y en las capas más profundas.



**Figura 3.3.** Perfil longitudinal de temperatura media del agua en la Ría de Arousa modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c).

### 3.2.3. Ría de Pontevedra

En la Ría de Pontevedra, la temperatura del agua es prácticamente homogénea a una misma profundidad a lo largo de todo el perfil longitudinal de la ría. En el periodo histórico (Fig.3.4a), la temperatura del agua varía en la columna de agua desde los 17,3 °C en la superficie a los 14,9 °C a 15 metros de profundidad. En el futuro (Fig. 3.4b) el patrón proyectado es similar, observándose valores de ~21 °C en la superficie que descienden con la profundidad hasta ~18,5 °C a 15 metros. A finales de siglo se proyecta un incremento de la temperatura del agua de ~3,6 °C en la parte interna de la ría (Fig. 3.4c) y ~3,4 °C en las capas más profundas de la parte externa, en las capas superficiales de esta zona el incremento de la temperatura proyectado es ligeramente superior, ~3,5 °C.

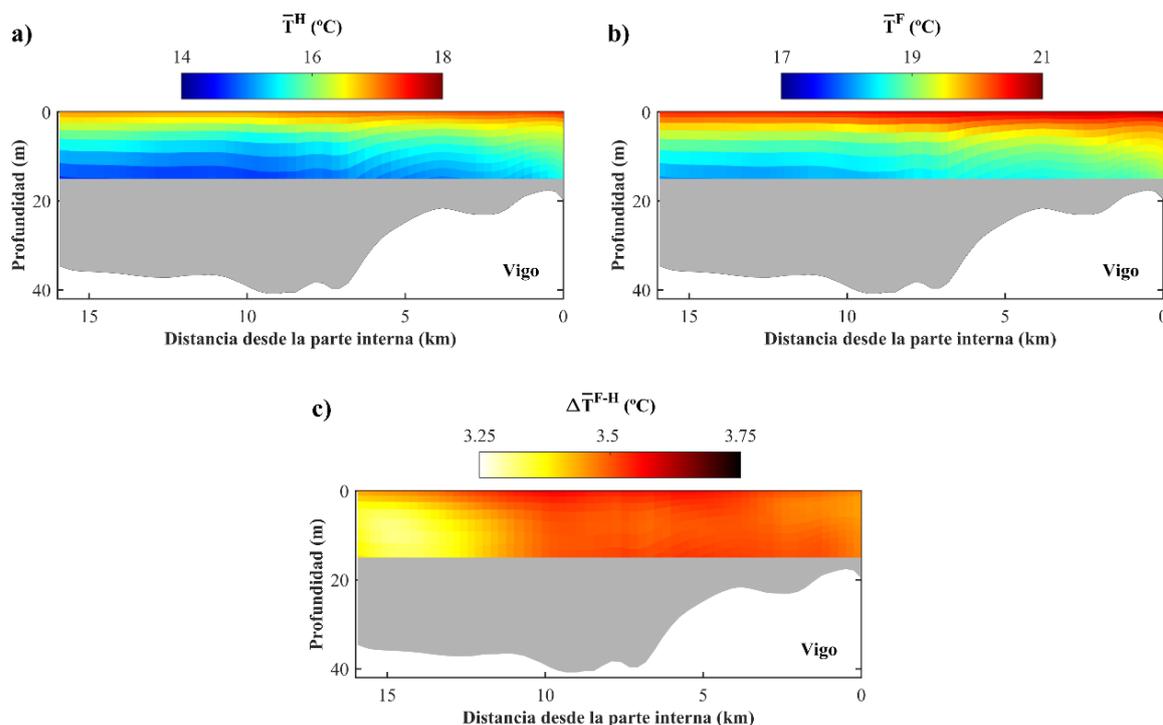


**Figura 3.4.** Perfil longitudinal de temperatura media del agua en la Ría de Pontevedra modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c).

### 3.2.4. Ría de Vigo

La temperatura del perfil longitudinal de la Ría de Vigo es similar al observado en la Ría de Arousa. Los valores mayores de temperatura se observan en la zona interior de la ría, disminuyendo a medida que nos desplazamos hacia la parte externa, y con un gradiente vertical menor en la zona interna que en la externa. En la Ría de Vigo durante el periodo histórico (Fig. 3.5a) la temperatura del agua en la parte interna es de aproximadamente 18 °C en la superficie y 15 °C a 15 metros de profundidad. En las partes media y externa la temperatura de la superficie se sitúa alrededor de 17 °C, descendiendo hasta ~15,4 °C al alcanzar los 15 metros. En el periodo futuro (Fig.3.5b)

los primeros 7 km de la ría se comportan de forma similar, en la superficie los valores de temperatura alcanzan los 21 °C, descendiendo hasta los 19 °C a 15 metros de profundidad. En el resto del perfil, la temperatura superficial del agua es de alrededor de 20,7 °C descendiendo hasta los 18 °C a 15 metros de profundidad. Las proyecciones indican que el mayor incremento de temperatura en la Ría de Vigo ocurre en la parte media e interna (Fig.3.5c), la parte externa de la ría sería la zona menos afectada, y en particular las capas profundas, con un incremento en torno a 3,35 °C.



**Figura 3.5.** Perfil longitudinal de temperatura del agua en la Ría de Vigo modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c).

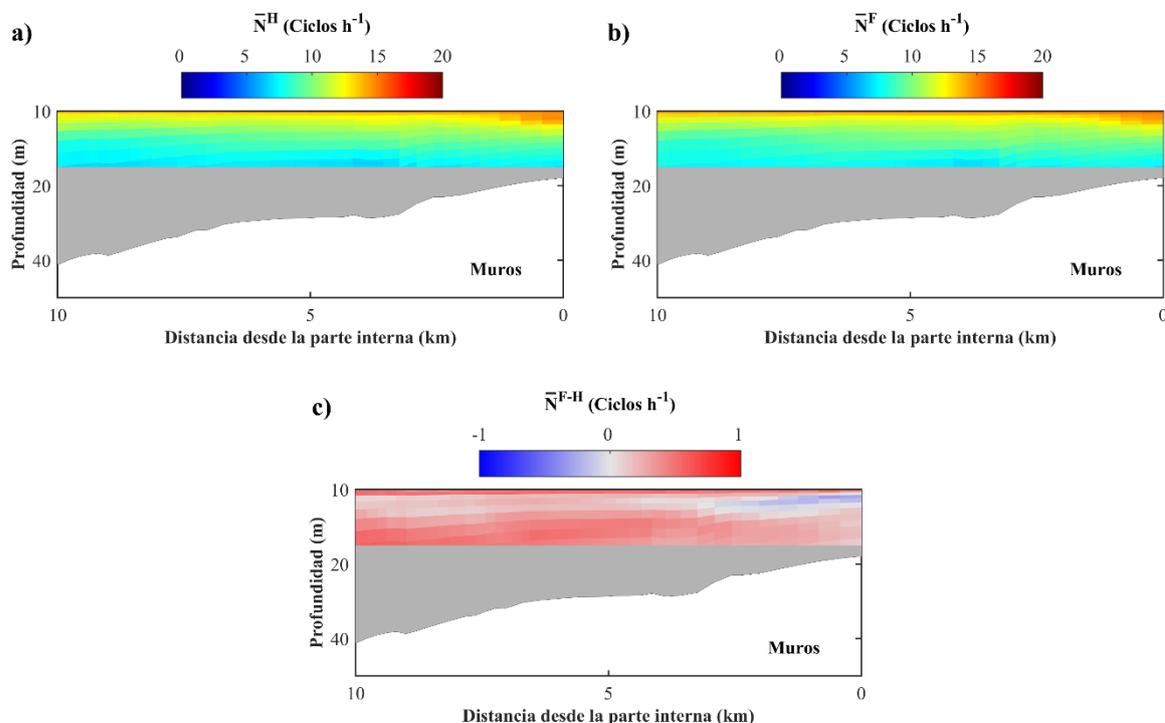
### 3.3. Estratificación

Este apartado presenta los valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä calculados desde la superficie hasta los 15 m de profundidad en el perfil longitudinal a lo largo del eje principal de cada ría. Estos perfiles permiten evaluar la estratificación en las Rías Baixas.

#### 3.3.1. Ría de Muros

En la Ría de Muros durante el periodo histórico (Fig. 3.6a) los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä más altos se observan en las capas superficiales de la zona interna, donde alcanzan 15 ciclos  $h^{-1}$ , al aumentar la profundidad disminuye hasta los 7 ciclos  $h^{-1}$  cuando alcanza los 15 m de profundidad. En la zona media y externa observamos valores de alrededor de 18 ciclos  $h^{-1}$  en la capa superficial, que descienden hasta los 7-8 ciclos  $h^{-1}$  cuando se alcanzan los 15 metros de profundidad. Durante el periodo futuro (Fig. 3.6b) el patrón es similar al observado en el periodo histórico. Los valores de

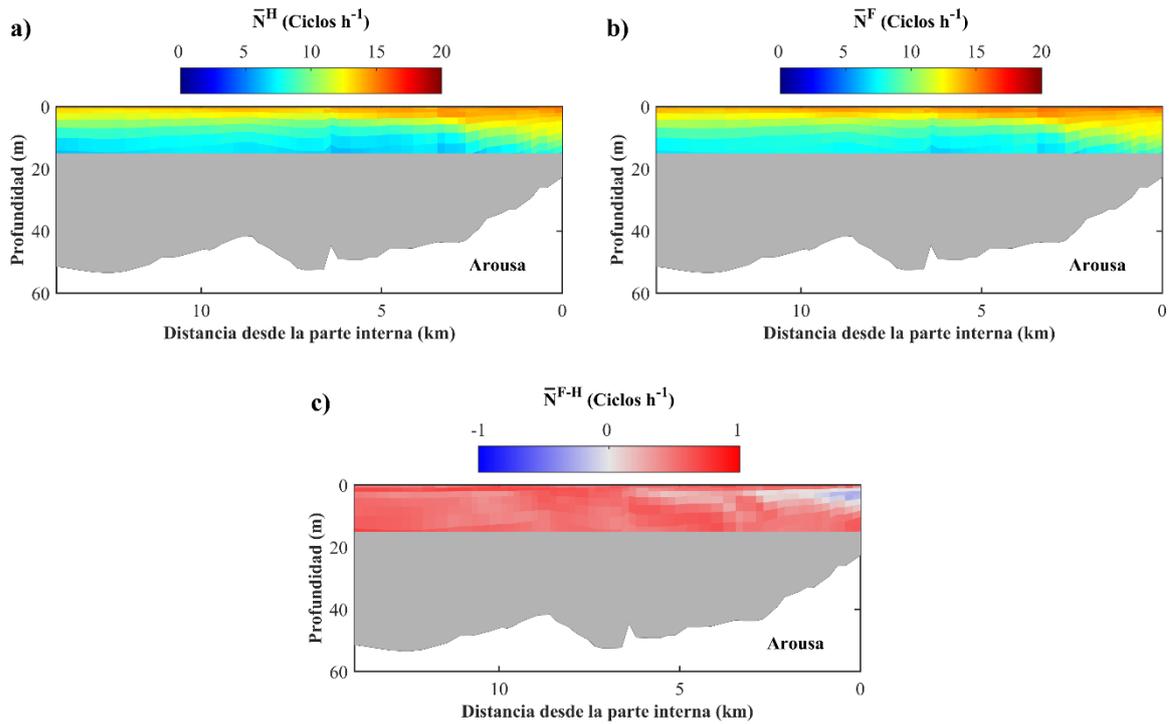
estratificación de la Ría de Muros son mayores en las capas superficiales y la zona interna. En el futuro se espera un aumento generalizado de la estratificación (Fig. 3.6c) de aproximadamente 0,5 ciclos  $h^{-1}$ , con la excepción de la zona interior de la ría, donde a los 4 m de profundidad se aprecia una disminución de la estratificación de 0,3 ciclos  $h^{-1}$  (Fig. 3.6c).



**Figura 3.6.** Perfil longitudinal de frecuencia de Brunt-Väisälä en la Ría de Muros modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c) donde la escala de rojos indica un incremento de la estratificación en el futuro y la escala de azules una disminución.

### 3.3.2. Ría de Arousa

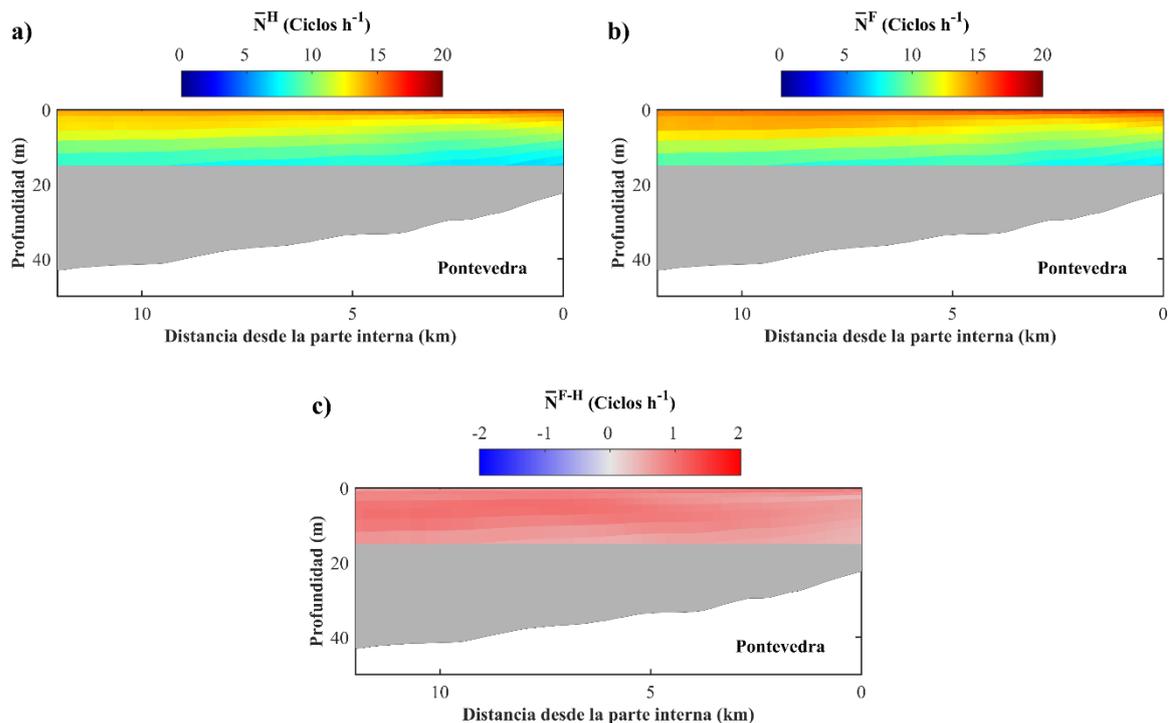
En la Ría de Arousa (Fig. 3.7a) los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä más altos se encuentran en las capas superficiales, sobre todo en la zona interna. En la zona media y externa de la ría siguen un patrón similar entre ellos, con valores cercanos a 13,5 ciclos  $h^{-1}$  en la capa superficial descienden hasta 6 ciclos  $h^{-1}$  a los 15 metros de profundidad. En la zona interna se observan valores en torno a 15 ciclos  $h^{-1}$  en los primeros metros y 8 ciclos  $h^{-1}$  a los 15 metros de profundidad. En el periodo futuro (Fig.3.7b) la distribución de la estratificación es bastante similar al periodo histórico, es en la comparación de los dos periodos (Fig.3.7c) donde observamos un aumento homogéneo de la estratificación en toda la ría entre los 0,5-1 ciclos  $h^{-1}$ . En el inicio de la ría se experimenta un ligero descenso a 4 metros de profundidad.



**Figura 3.7.** Perfil longitudinal de frecuencia de Brunt-Väisälä en la Ría de Arousa modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c) donde la escala de rojos indica un incremento de la estratificación en el futuro y la escala de azules una disminución.

### 3.3.3. Ría de Pontevedra

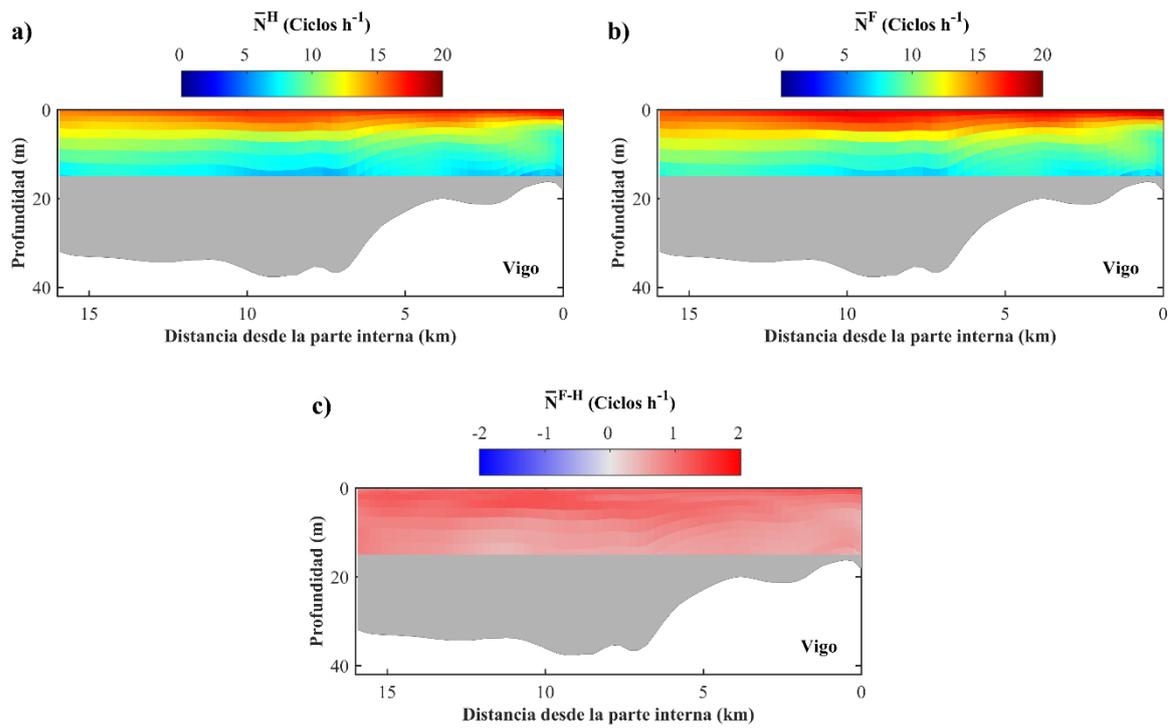
En la Ría de Pontevedra los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä son similares a igual profundidad a lo largo del perfil longitudinal tanto en el periodo histórico (Fig. 3.8a) como en el futuro (Fig. 3.8b), con un ligero incremento en la parte interna, donde la frecuencia de Brunt-Väisälä alcanza valores de 16 ciclos  $h^{-1}$  en superficie y desciende hasta los 4,5 ciclos  $h^{-1}$  a los 15 m de profundidad. En la parte media y la externa los valores se sitúan entre los 14 ciclos  $h^{-1}$  en superficie y 7 ciclos  $h^{-1}$  a 15 m de profundidad. Las proyecciones indican que la estratificación de la Ría de Pontevedra durante el periodo futuro podría incrementarse de media 1 ciclo  $h^{-1}$  respecto al periodo histórico.



**Figura 3.8.** Perfil longitudinal de frecuencia de Brunt-Väisälä en la Ría de Pontevedra modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c) donde la escala de rojos indica un incremento de la estratificación en el futuro y la escala de azules una disminución.

### 3.3.4. Ría de Vigo

En la Ría de Vigo, los mayores valores de frecuencia de Brunt-Väisälä se encuentran en las capas superficiales, alcanzando a mayores profundidades valores más bajos, tanto en el periodo histórico (Fig. 3.9a) como en el futuro (Fig. 3.9b). En la zona interior, encontramos en los primeros 3 m valores de 19-20 ciclos h<sup>-1</sup>, descendiendo hasta 13 ciclos h<sup>-1</sup> a los 5 m y 6 ciclos h<sup>-1</sup> a los 15 m de profundidad. En la zona media, en los primeros 7 metros los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä observados se encuentran entre 19-17 ciclos h<sup>-1</sup>, disminuyendo hasta alcanzar los 5 ciclos h<sup>-1</sup> a 15 m de profundidad. En la zona externa de la ría encontramos los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä son menores, 16 ciclos h<sup>-1</sup> en los primeros metros disminuyendo a 7 ciclos h<sup>-1</sup> al alcanzar los 15 m de profundidad. En el futuro (Fig.3.9b), los valores de frecuencia de Brunt-Väisälä son mayores, aunque el patrón que sigue es similar al histórico (Fig.3.9c), proyectándose un aumento de entre 0,5 y 1,5 ciclos h<sup>-1</sup> a finales de siglo, mayor en las capas superficiales que en las profundas.



**Figura 3.9.** Perfil longitudinal de frecuencia de Brunt-Väisälä en la Ría de Vigo modelada para el periodo histórico (a), futuro (b) y su diferencia (futuro-histórico, c) donde la escala de rojos indica un incremento de la estratificación en el futuro y la escala de azules una disminución.



## 4. DISCUSIÓN

En este capítulo analizaremos los resultados mostrados en el punto anterior, procedentes del análisis de proyecciones futuras de los efectos del cambio climático en la temperatura y la estratificación en las Rías Baixas. Estos resultados son el producto de utilizar las salidas de las simulaciones climáticas correspondientes a los meses de julio y agosto obtenidas de las simulaciones realizadas en el grupo de investigación EphysLab para el periodo histórico (1999-2018) y futuro (2080-2099) bajo un escenario CORDEX RCP 8.5.

Para comenzar realizaremos el análisis de las tendencias correspondientes a la variación de la temperatura superficial del agua en las Rías Baixas. Los resultados indican una tendencia positiva generalizada, mayor en las rías de Vigo y Pontevedra en relación con las rías de Muros y Arousa. El aumento de temperatura SST oscila entre los 3 y 3,8 °C. Este resultado es similar al presentado en el informe del IPCC del año 2013, el cual indica que el incremento de la SST para el año 2099 en el escenario RCP 8.5 para el noroeste de la Península Ibérica se situaría alrededor de los 3,5 °C.

Analizando las variaciones de temperatura en la columna de agua del período futuro frente al histórico, se observa un incremento según la zona estudiada de la ría, llegando a alcanzar aumentos de más de 3,8 °C en algunos puntos, lo que implica que a finales de siglo la temperatura del agua podría alcanzar los 24 °C en zonas someras. De media se registran 3,25 °C de aumento sobre el período histórico. En el caso de las rías de Muros y Arousa el aumento es menor (en torno a los 3 °C). La variación de las temperaturas no es similar en todas las rías, en los casos de las rías de Muros (Fig. 3.2c) y Arousa (Fig. 3.2c), siguen patrón similar, al ser un aumento homogéneo, pero más pronunciado en la zona media y externa a medida que aumenta la profundidad, siendo el caso de la Ría de Arousa un aumento mayor de las temperaturas. En las rías de Pontevedra (Fig. 3.4c) y Vigo (Fig. 3.5c) el aumento de temperatura es mayor en la zona interna y disminuye a medida que nos dirigimos al exterior de las rías y aumentamos la profundidad.

El aumento de temperaturas podría resultar perjudicial para las especies que habitan la zona, al producirse a mayor velocidad a la que la fauna y flora de las rías son capaces de adaptarse correctamente, pudiendo provocar la disminución de la población de las especies más vulnerables. Una de las especies afectadas sería, por ejemplo, los mejillones (*Mytilus galloprovincialis*), muy sensibles a un calentamiento superior de los 3 °C (Gazeau et al., 2014). La temperatura óptima de crecimiento de esta especie se sitúa entre 10 °C y 20 °C, (Anestis et al., 2007) por lo que su productividad podría verse reducida si se cumplen las proyecciones de este trabajo, ya que la temperatura del agua media dentro de las Rías Baixas en los meses de julio y agosto sería superior a 20 °C. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Silva et al., (2017), quienes abordan la vulnerabilidad del *Mytilus galloprovincialis* al cambio climático, para los periodos histórico (1995-2005) y futuro (2090-2100) en un escenario RCP8.5. En este estudio los autores tuvieron en cuenta el intervalo de tiempo futuro 2090-2100, frente al

intervalo 2080-2099 tomado en nuestro trabajo. Al ser periodos de tiempo similares podemos comparar los resultados obtenidos en los dos estudios. Los resultados obtenidos son bastante similares si tenemos en cuenta los meses que se centró cada estudio, ya que mientras nuestro estudio tiene en cuenta los meses de julio y agosto, en el estudio realizado por Silva et al. tuvieron en cuenta todos los meses del año.

Para el análisis de la estratificación de la columna de agua utilizamos la frecuencia de Brunt-Väisälä, o frecuencia de flotabilidad, con la que podemos conocer la estabilidad de un fluido frente a los desplazamientos verticales producidos por convección. El aumento de la temperatura del agua lleva a un aumento de la estratificación térmica que, aunque desigual, es generalizado en todas las Rías Baixas. En la zona interna de las rías de Muros y Arousa se observa una disminución de la estratificación, esta disminución se debe al descenso del caudal de los ríos proyectado para finales de siglo (-25%). En estas zonas la circulación es típicamente estuarina, con agua dulce saliendo por las capas superficiales y agua salada entrando por las capas profundas, por lo que la estratificación es principalmente debida a la diferencia de densidad entre el agua dulce y salada (estratificación halina). Al reducirse la entrada de agua dulce debido a la disminución del caudal de los ríos la estratificación halina se reduce. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Sousa et al. (2020), quienes analizan la efectividad de los eventos de afloramiento intenso en el futuro en comparación con los históricos. En este estudio los autores concluyen que, a pesar de que se prevé una tendencia al alza del índice de afloramiento debido a la intensificación de los vientos costeros (Sousa et al., 2017), la surgencia será menos intensa en el futuro debido al aumento de la estratificación térmica de la columna de agua

El aumento de la estratificación de la columna de agua, limita el intercambio de nutrientes y oxígeno. Esto, unido al incremento de la temperatura del agua podría afectar negativamente a la producción primaria de las Rías Baixas, ya que al aumentar la temperatura disminuye la cantidad de oxígeno disuelto y el incremento de la estratificación implica una disminución de la mezcla vertical, por lo tanto, del transporte de nutrientes y oxígeno a través de la columna de agua, favoreciendo condiciones anóxicas.

Los resultados obtenidos en este estudio deberían servir como estimulante para los diferentes gobiernos o instituciones para el desarrollo y aplicación de medidas de mitigación y adaptación.

## 5. CONCLUSIONES

En este estudio se ha analizado las proyecciones futuras sobre los efectos del cambio climático en la temperatura del agua y la estratificación en las Rías Baixas. Se han utilizado las salidas de las simulaciones climáticas correspondientes a los meses de julio y agosto del periodo histórico (1999-2018) y futuro (2080-2099) bajo un escenario RCP8.5, obtenidos de las simulaciones climáticas realizadas en el grupo de investigación EphysLab utilizando el modelo numérico Delft3D ejecutado para el noroeste de la Península Ibérica. Las principales conclusiones son:

- La SST de las Rías Baixas seguirán aumentando a lo largo del siglo XXI en las 4 rías analizadas: Muros, Arousa, Pontevedra y Vigo, llegando a aumentar la temperatura entre 3 °C y 3,8 °C a finales de siglo frente al periodo histórico. Las más afectadas son las rías de Pontevedra y Vigo
- Se espera que la temperatura del agua a lo largo del perfil longitudinal de las cuatro rías que conforman las Rías Baixas aumente alrededor de 3,5 °C. En las rías de Muros y Arousa este aumento podría ser de 3,25 °C y en las rías de Pontevedra y Vigo de entre 3,5-3,8 °C.
- Se espera que la estratificación de la columna de agua aumente a lo largo de todo el siglo XXI, siendo las rías de Vigo y Arousa las más afectadas.
- El incremento de la temperatura del agua y la estratificación en las Rías Baixas podría afectar negativamente a la productividad primaria y a la economía de la región.



## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Aguiar, E., Piedracoba, S., Álvarez-Salgado, X. A., & Labarta, U. (2017). Circulation of water through a mussel raft: Clearance area vs. idealized linear flows. *Reviews in Aquaculture*, 9(1), 3-22. <https://doi.org/10.1111/raq.12099>
- Alvarez, I. (2005). Inter- and intra-annual analysis of the salinity and temperature evolution in the Galician Rías Baixas–ocean boundary (northwest Spain). *Journal of Geophysical Research*, 110(C4), C04008. <https://doi.org/10.1029/2004JC002504>
- Amblar Francés, P., Casado Calle, M. J., Pastor Saavedra, A., Ramos Calzado, P., & Rodríguez Camino, E. (2017). *Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR5*. Agencia Estatal de Meteorología. <https://doi.org/10.31978/014-17-010-8>
- Anestis, A., Lazou, A., Pörtner, H. O., & Michaelidis, B. (2007). Behavioral, metabolic, and molecular stress responses of marine bivalve *Mytilus galloprovincialis* during long-term acclimation at increasing ambient temperature. *American Journal of Physiology-Regulatory, Integrative and Comparative Physiology*, 293(2), R911-R921. <https://doi.org/10.1152/ajpregu.00124.2007>
- Deltares. 2014. Delft3D-Flow, Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual, Version 3.15.34158, May 2014, 684 pp.
- Des, M., Martínez, B., deCastro, M., Viejo, R. M., Sousa, M. C., & Gómez-Gesteira, M. (2020). The impact of climate change on the geographical distribution of habitat-forming macroalgae in the Rías Baixas. *Marine Environmental Research*, 161, 105074. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2020.105074>
- Des, M., deCastro, M., Sousa, M. C., Dias, J. M., & Gómez-Gesteira, M. (2019). Hydrodynamics of river plume intrusion into an adjacent estuary: The Minho River and Ria de Vigo. *Journal of Marine Systems*, 189, 87-97. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.10.003>
- Des, M., Gómez-Gesteira, M., deCastro, M., Gómez-Gesteira, L., & Sousa, M. C. (2020). How can ocean warming at the NW Iberian Peninsula affect mussel aquaculture? *Science of The Total Environment*, 709, 136117. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136117>
- Fagundes, M., Litvin, S. Y., Micheli, F., De Leo, G., Boch, C. A., Barry, J. P., Omidvar, S., & Woodson, C. B. (2020). Downscaling global ocean climate models improves estimates of exposure regimes in coastal environments. *Scientific Reports*, 10(1), 14227. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71169-6>
- Fraga, F. (1981). Upwelling off the Galician Coast, northwest Spain. En F. A. Richards (Ed.), *Coastal and Estuarine Sciences* (Vol. 1, pp. 176-182). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/CO001p0176>

- Gazeau, F., Alliouane, S., Bock, C., Bramanti, L., López Correa, M., Gentile, M., Hirse, T., Partner, H.-O., & Ziveri, P. (2014). Impact of ocean acidification and warming on the Mediterranean mussel (*Mytilus galloprovincialis*). *Frontiers in Marine Science*, *1*. <https://doi.org/10.3389/fmars.2014.00062>
- Gestoso, I., Arenas, F., & Olabarria, C. (2016). Ecological interactions modulate responses of two intertidal mussel species to changes in temperature and pH. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, *474*, 116-125. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2015.10.006>
- Gómez-Gesteira, M., Gimeno, L., deCastro, M., Lorenzo, M., Alvarez, I., Nieto, R., Taboada, J., Crespo, A., Ramos, A., Iglesias, I., Gómez-Gesteira, J., Santo, F., Barriopedro, D., & Trigo, I. (2011). The state of climate in NW Iberia. *Climate Research*, *48*(2), 109-144. <https://doi.org/10.3354/cr00967>
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the California current system. *Progress in Oceanography*, *12*(3), 259-284. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90010-1)
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Gao, X., Jr, W. J. G., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Weaver, A. J., Wehner, M., Allen, M. R., Andrews, T., Beyerle, U., Bitz, C. M., Bony, S., Booth, B. B. B., Brooks, H. E., ... Tett, S. (s. f.). *Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility*. 108.
- IPCC, (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. Available: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/> 2
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Deque, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, *14*(2), 563-578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Kapoor, D. C. (1981). General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). *Marine Geodesy*, *5*(1), 73-80. <https://doi.org/10.1080/15210608109379408>
- Russell, B. D., Connell, S. D., Findlay, H. S., Tait, K., Widdicombe, S., & Mieszkowska, N. (2013). Ocean acidification and rising temperatures may increase biofilm primary productivity but decrease grazer consumption. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *368*(1627), 20120438. <https://doi.org/10.1098/rstb.2012.0438>
- Smith, M. R., & Myers, S. S. (2018). Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> emissions on global human nutrition. *Nature Climate Change*, *8*(9), 834-839. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0253-3>
- Sousa, M. C., deCastro, M., Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., & Dias, J. M. (2017). Why coastal upwelling is expected to increase along the western Iberian Peninsula over the next

- century? *Science of The Total Environment*, 592, 243-251.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.046>
- Sousa, M. C., Ribeiro, A., Des, M., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., & Dias, J. M. (2020). NW Iberian Peninsula coastal upwelling future weakening: Competition between wind intensification and surface heating. *Science of The Total Environment*, 703, 134808.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134808>
- Silva, A.F., Sousa, M.C., Bernardes, C., Dias, J.M. (2017). Will Climate Change Endangers the Current Mussel Production in the Rias Baixas (Galicia, Spain)? *Aquaculture & Fisheries*, 1(1), 1-5. <https://doi.org/10.24966/AAF-5523/100001>
- Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B., & Rey, D. (2019). The Galician Rías. NW Coast of Spain. En J. A. Morales (Ed.), *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management* (pp. 387-414). Springer International Publishing.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2\\_17](https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_17)
- Wiens, J. J. (2016). Climate-Related Local Extinctions Are Already Widespread among Plant and Animal Species. *PLOS Biology*, 14(12), e2001104.  
<https://doi.org/10.1371/journal.pbio.2001104>
- Zippay, M. L., & Helmuth, B. (2012). Effects of temperature change on mussel, *Mytilus*. *Integrative Zoology*, 7(3), 312-327. <https://doi.org/10.1111/j.1749-4877.2012.00310.x>

## PAGINAS WEB CONSULTADAS

- CORDEX: <http://www.euro-cordex.net/>
- DELFT3D: <https://oss.deltares.nl/web/delft3d>
- GIS Climate Change Scenarios: <https://gisclimatechange.ucar.edu>  
<https://gisclimatechange.ucar.edu/sites/default/files/users/Downscaling.pdf>
- MATLAB: <https://es.mathworks.com/products/matlab.html>
- National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA,  
<https://www.noaa.gov/ocean-coasts>