

**OCEANOGRAFIA DEL GOLFO DE VIZCAYA
(EN ESPECIAL REFERIDA A LA COSTA VASCA)**

MIGUEL IBAÑEZ

1. INTRODUCCION

La Oceanografía constituye en la actualidad una ciencia multidisciplinaria en progresiva expansión y desarrollo en función del potencial de recursos naturales aún sin aprovechar o deficientemente aprovechados que guarda el Océano.

La definición de Oceanografía como la ciencia que se ocupa de estudiar los océanos, resulta ambigua y no refleja fielmente la magnitud y complejidad que en la realidad implican dichos estudios.

De forma convencional podemos diferenciar varias ramas dentro de la Oceanografía, que aunque íntimamente relacionadas entre sí, delimitan bastante bien desde un punto de vista didáctico los campos de estudio de cada una de ellas.

El Golfo de Vizcaya, desde el punto de vista oceanográfico, se nos presenta, en general, como una masa de agua homogénea, susceptible de sufrir modificaciones a largo plazo (ELLET, 1982), con numerosos giros debidos a los vientos en la capa superficial y relativamente rica en nutrientes.

No obstante antes de abordar directamente el tema que nos concierne acerca de la Oceanografía del Golfo de Vizcaya es preciso señalar en un marco a escala mundial los límites geográficos en los que estamos insertos.

Sólo de esta forma, a través de un estudio general previo, podremos comprender mejor y profundizar en las características oceanográficas de nuestro ámbito geográfico: el Golfo de Vizcaya y, dentro de él, la costa vasca.

2. OCEANOGRAFIA GEOLOGICA

En primer lugar, la Oceanografía Geológica se ocupa del estudio del relieve, estructura y origen de los fondos marinos.

Esta ciencia tiene en la actualidad una gran importancia en la prospección y búsqueda de recursos energéticos y minerales. Por ejemplo, en el Golfo de México se explotan actualmente más de un millar de pozos petrolíferos submarinos y más de 500 en el Mar del Norte. Existe posibilidad de encontrar yacimientos frente a la costa vasca y actualmente se realizan algunas prospecciones en este sentido (Plataforma Medusa).

En los últimos años el desarrollo de esta disciplina ha permitido clarificar algunos de los grandes enigmas de la geología como la deriva continental y ha permitido fijar las causas de numerosos fenómenos tectónicos. Caben destacar las recientes campañas de americanos y franceses en la dorsal medio-oceánica del Atlántico, por citar un ejemplo significativo (Operación FAMOUS: French-Ameritan Mid Oceanic Undersea Study).

Oceanografía Geológica del Golfo de Vizcaya

El relieve del Golfo de Vizcaya es asimétrico, así, mientras la plataforma continental cantábrica, casi inexistente, se precipita bruscamente en el cantil (talud continental), la plataforma continental francesa se extiende ampliamente frente a la costa.

El posible origen así como el proceso de formación del Golfo de Vizcaya es un tema controvertido que se ha abordado recientemente a la luz de los últimos descubrimientos en relación con la Tectónica de Placas, y los considerables avances de la Geología marina, experimentados en los últimos años han sido debidos en gran medida a los avances tecnológicos desarrollados para la explotación de los recursos geológicos del subsuelo oceánico, en especial, en el campo de la extracción de hidrocarburos.

Un hecho importante a la hora de deducir la posible génesis del Golfo de Vizcaya es la notable similitud que existe entre el extremo NW de la Península Ibérica (Galicia) y el macizo central armoricano francés (Figura 1).

La distribución de las bandas metamórficas y de los granitos, indican como al final de la orogenia Herciniana Galicia se encontraba unida a la Bretaña francesa no existiendo aún el Golfo de Vizcaya.

El mecanismo de apertura y formación de dicho golfo responsable de su estructura actual es un tema discutido y parece ser que en definitiva su formación es el resultado indirecto de la formación del Atlántico (por la expansión del fondo oceánico a partir de la dorsal medio-atlántica) al sur de las Azores, fenómeno que tiene lugar entre el Triásico y el Cretácico.

Durante el Triásico existieron fuertes tensiones que motivaron la apertura del Golfo, sigue en el Jurásico un período de relativa calma en el cual las

aguas del recientemente formado Golfo de Vizcaya cubrían la práctica totalidad del País Vasco, si bien el mar era poco profundo y no existían fondos abisales.

Es en el Cretácico inferior cuando se intensifican los fenómenos tectónicos, como lo evidencia la fuerte actividad volcánica que tiene lugar en la zona vasco-cantábrica y al norte de los Pirineos, así como la intrusión de basaltos en la zona central del Golfo, provocada por el desgarre de la corteza terrestre sometida a fuerzas de distensión.

Entre el Cretácico superior y el Eoceno medio y sobre una longitud aproximada de 120 km. se produce una subducción del fondo del Golfo de Vizcaya sobre la Península Ibérica originando una fosa de subducción frente a la cornisa cantábrica. Esta colisión, fruto de la convergencia de las placas europea e ibérica produce como consecuencia un acortamiento del margen continental (plataforma).

La corteza oceánica del Golfo de Vizcaya en realidad se ha formado en una etapa anterior y es muy joven (30 millones de años), se resiste a



FIGURA 1: *Oceanografía Geológica.*
Correlaciones estratigráficas entre la cadena herciniana Ibérica y el Macizo Armórico francés.

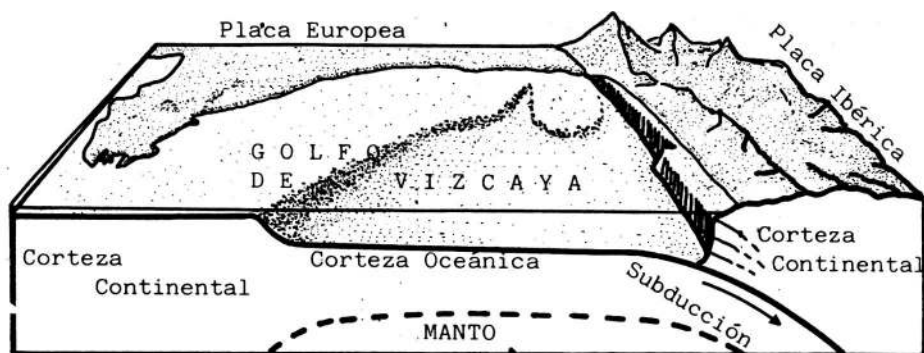


FIGURA 1': Subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya bajo la Placa Ibérica.

profundizar por debajo de la placa ibérica, originando lo que se conoce como una «subducción forzada» (MALOD et. al., 1982) que provoca una particular deformación en el borde continental nord-ibérico de fallas en escamas (Figura 1').

Conviene señalar como al formación del Golfo de Vizcaya es anterior a la aparición del Atlántico Norte, que se constituye como tal a partir del Cretácico superior. En resumen, podemos destacar como la formación del Golfo de Vizcaya es el resultado de las tensiones producidas en el Atlántico sur (al sur de las Azores) en el Triásico. Ello implica que no existe un centro activo de expansión en el Golfo de Vizcaya, sino que las distensiones producidas, la intrusión basáltica y la expansión de dicho mar son el resultado de una respuesta pasiva a los fenómenos que generaron el Atlántico Sur y Central.

La disimetría resultante, con escasa plataforma continental en la costa N. Ibérica y la extensa plataforma francesa, que se extiende hacia el norte abrazando a las Islas Británicas es una de las principales causas de los problemas pesqueros de la flota de altura del País Vasco, ya que precisamente sobre estas plataformas se capturan las especies comerciales de arrastre al fresco de mayor interés como la merluza, rape, lenguados, etc. (Figura 2).

3. OCEANOGRAFIA FISICA

3.1. Introducción

La Oceanografía Física se ocupa de investigar aquellos fenómenos físicos que afectan a los océanos, como la dinámica de las aguas, temperatura, luminosidad, etc.

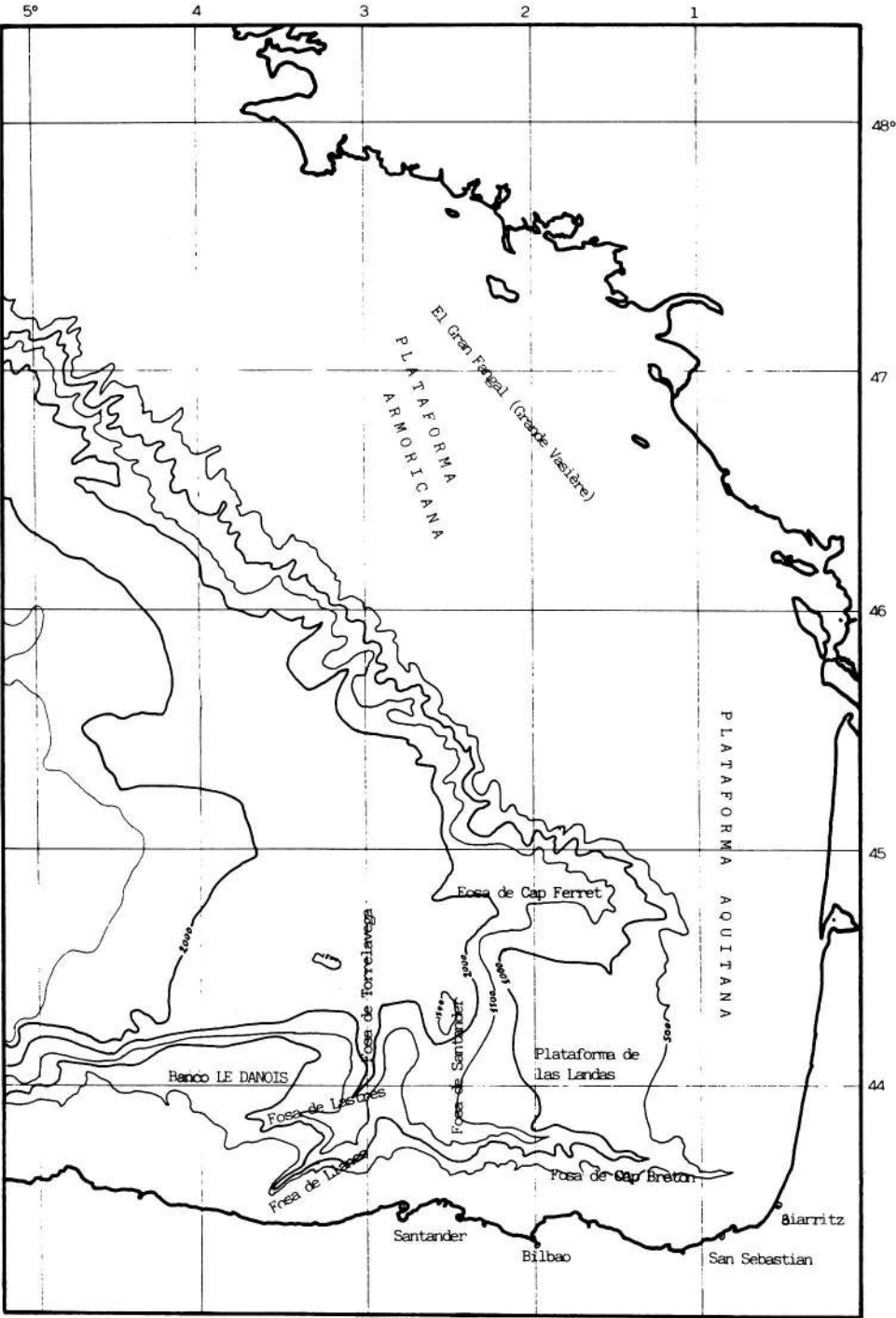


FIGURA 2: BATIMETRIA DEL GOLFO DE VIZCAYA

Uno de los factores objeto de estudio, las corrientes, está muy ligado a la meteorología debido a que los regímenes de circulación superficial oceánica son un fiel reflejo de los modelos de circulación atmosférica; a su vez, estas corrientes condicionan en cierta medida los demás parámetros químicos y biológicos. Así, por ejemplo, en algunas zonas normalmente bien localizadas, por acción de las corrientes se producen afloramientos de aguas profundas ricas en sales minerales o nutrientes que posibilitan un gran desarrollo del fitoplancton (algas unicelulares) que constituye la base de la cadena trófica marina y sirve de alimento directa o indirectamente al resto de los seres vivos superiores (animales) que pueblan los océanos, lo cual en definitiva y desde un punto de vista práctico, repercute en un incremento del potencial de pesca en la región donde se produce el afloramiento.

Además de las corrientes superficiales existen otras corrientes profundas menos cencidas y de menor velocidad que recorren los océanos. Dichas corrientes se generan, al parecer, en dos puntos, uno al W del Atlántico Norte y el otro en la Antártida, en estos puntos las aguas superficiales ricas en oxígeno se enfrían y se hunden hacia el fondo derivando hacia el ecuador donde se desvían hacia el Este y pasando frente a Sudáfrica bordean el Indico para dirigirse hacia el Pacífico Norte, donde se dispersan (VANNEY, 1979-80).

Otro aspecto del que se ocupa la Oceanografía Física es el estudio de los parámetros físicos como la temperatura, presión, densidad e insolación, parámetros muy relacionados con otros químicos y biológicos, como más tarde se pondrá de relieve.

3.2. Corrientes

Los desplazamientos de las masas de agua de los océanos son debidos a diversos factores que podríamos agrupar en dos tipos diferentes de energía: mecánica y no mecánica.

Dentro del primer grupo incluiríamos los vientos (que en definitiva se originan también por un efecto térmico sobre las capas atmosféricas). Cuando el viento sopla sobre el agua ejerce una fuerza sobre su superficie en la misma dirección. La componente de esta fuerza depende así mismo de la rotación de la tierra (efecto coriolis) y de la presencia de barreras continentales.

En cuanto a las causas «no mecánicas» podemos considerar las variaciones térmicas que afectan a un volumen importante de las masas del océano y que a través de un efecto termohalino (T^a -salinidad) provoca grandes desplazamientos de masas incluso de un océano a otro.

A la hora de diferenciar las corrientes superficiales de las profundas nos puede servir como punto de referencia la situación de la termoclina. La termoclina es una discontinuidad térmica muy marcada que se produce a una cierta profundidad, y así podemos diferenciar dos zonas, la que se encuentra por encima de dicha termoclina y la inferior.

En algunas regiones pueden existir en realidad dos o más termoclinas, si bien suele definirse como tal a la discontinuidad térmica más próxima a la superficie. Esta temoclina puede ser permanente o estacional y estar más o menos marcada en función de la insolación y de la temperatura atmosférica, lo cual influye en la profundidad a la que aparece.

Mientras que en los mares ecuatoriales y tropicales la termoclina es muy marcada, permanente y bastante profunda debido al predominio, durante todo el año, de altas temperaturas así como a la gran penetrabilidad de luz y calor en estas aguas; a medida que nos alejamos del Ecuador, la termoclina va atenuándose siendo menos profunda, llegando a desaparecer y/o manteniéndose de forma estacional (tal como ocurre en nuestras latitudes).

El movimiento del agua del mar, desde la superficie hasta la termoclina principal es producido principalmente por el viento y su dirección dominante es de E a W mientras que el flujo de las aguas profundas tiende de N a S.

Un modelo hipotético nos daría en el Ecuador una estrecha corriente de W a E llamada «Contracorriente ecuatorial» con una anchura de 300-500 km. y una velocidad de un nudo.

Por encima y por debajo se extiende una amplia zona hasta 30° N y 30° S donde la corriente fluye hacia el W.

Entre 40° y 50° la corriente vuelve a fluir hacia el E (deriva eólica del W) y por encima de los 50° nos encontramos con las regiones subpolares y polares con corrientes producidas por los vientos del E (Figuras 3 y 4).

Otro factor importante a considerar es la llamada «espiral de Ekman». Una masa de agua puede considerarse como un conjunto de láminas, la superior impulsada por el viento empuja a la inferior por rozamiento, así la velocidad de esta última capa es inferior y su sentido se encuentra ligeramente desviado hacia la derecha en el hemisferio N (efecto coriolis).

Circulación de las aguas profundas:

Como ya se comentó en la introducción, se ha comprobado como en las capas más profundas del océano también existen corrientes de 10-20 cm./seg. Parece ser que en dos puntos del globo, al W del Atlántico Norte y en las cercanías de la Antártida, las aguas superficiales ricas en oxígeno se hunden desde la superficie, así siempre el agua profunda es muy fría (un poco por encima del punto de congelación), incluso en los trópicos.

Otro fenómeno a destacar y del que hablaremos detenidamente más adelante, es la corriente de agua mediterránea que entra en el Atlántico con un caudal de 30.500 km.³/años. La topografía del fondo del estrecho de Gibraltar condiciona la profundidad a la que discurre en una primera etapa esta corriente, posteriormente esta profundidad depende de la densidad del agua atlántica (separándose del fondo cuando hay más de 1.200 metros de profundidad) y a medida que avanza hacia el norte va ascendiendo a la vez que pierde sus características propias (Figura 16).

En cualquier caso, este aporte continuo de agua más salada de origen mediterráneo contribuye a que el Atlántico sea más salado que el Pacífico. Según la teoría de Erwin, de contruirse una presa en Gibraltar, en 30 años la salinidad del Atlántico sería inferior a la del Pacífico, lo cual impediría, al disminuir la densidad del agua en el Artico, su hundimiento, lo que provocaría un progresivo calentamiento del planeta. En cualquier caso el tema no está tan claro pues otros autores dan la vuelta a la teoría y llegan a conclusiones opuestas.

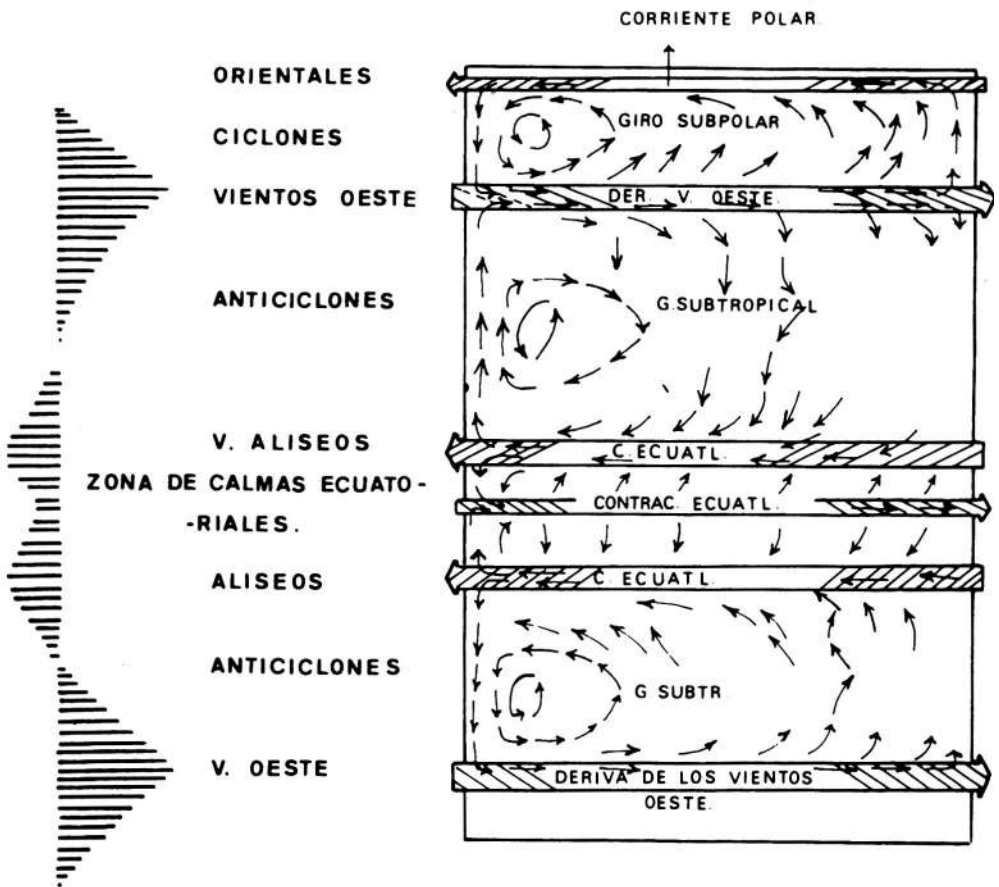


FIGURA 3: Modelo de circulación atmosférica.



FIGURA 4: Modelo a gran escala de circulación oceánica.

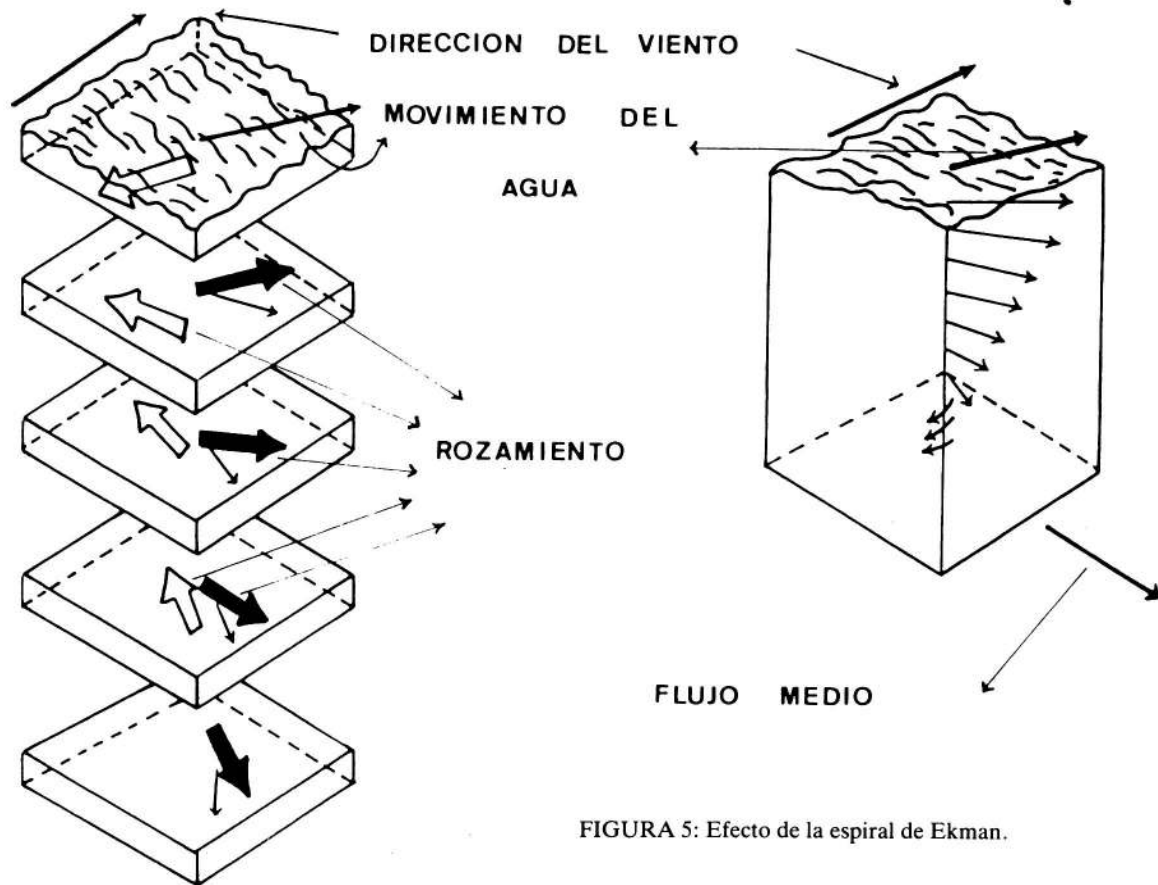


FIGURA 5: Efecto de la espiral de Ekman.

3.3. Oceanografía física en el Golfo de Vizcaya

3.3.1. Corrientes superficiales en el Golfo de Vizcaya

Las primeras observaciones sobre las corrientes superficiales del Golfo de Vizcaya datan de finales del pasado siglo (GARSTANG, 1898) y comienzos del presente (BERNARD, 1905), utilizando botellas de cristal con un mensaje en su interior se observó una deriva hacia el SE y SW con velocidades comprendidas entre las 8 y 30 millas diarias.

En el último trabajo mencionado, realizado entre 1901 y 1904, se indica ya la circulación general del golfo, con las contracorrientes costeras, sobre todo en la costa francesa durante los meses invernales.

Las primeras botellas al ir sin lastrar presentan el inconveniente de que son movidas más por el viento que por las corrientes, defecto puesto de manifiesto por CHARRUTHERS en 1927. En 1920 NELSON realiza una serie de minuciosos estudios sobre las características que deben cumplir estas botellas y así KURK (1956), empleando botellas lastradas con arena y arrojadas desde alta mar, obtiene una importante información sobre la circulación general en el Golfo de Vizcaya.

La corriente del Golfo cruza el Atlántico dirigiéndose hacia el NE y mientras la rama principal asciende hacia el norte de Europa, otra rama gira al sur de las Islas Británicas para dirigirse al SE y luego al SW recorriendo el Golfo de Vizcaya en el sentido de las agujas del reloj (Figura 6).

De esta forma, los flotadores arrojados lejos de la costa presentan una deriva, siguiendo la circulación general, hacia el SE.

De lo anteriormente expuesto podemos deducir un modelo para la circulación general en el Golfo de Vizcaya influido decisivamente por la corriente del Golfo. Dicha corriente es débil y el agua que penetra por el norte a lo largo de la plataforma continental irlandesa alcanza Finisterre al cabo de más de dos años, lo cual supone una velocidad aproximada de 1 cm./seg. (TREGUER et al., 1979).

En estudios recientes llevados a cabo a escala local (CONTRERAS, 1966-1977) se podía apreciar la dificultad de interpretación de las corrientes superficiales costeras (corrientes de marea). En este caso se utilizaron tarjetas plastificadas que lanzadas al mar un mismo día aparecían indistintamente en las costas cantábricas asturianas o al NE, en las Landas francesas.

A través de un programa realizado por el Instituto Geográfico Basco (IBANEZ, 1979), se abordó el estudio de las corrientes costeras superficiales durante un ciclo anual considerando los mapas de traslación de las tarjetas y los mapas meteorológicos con indicación de vientos dominantes en este período de tiempo.

A la vista de los gráficos de desplazamiento de tarjetas observamos cómo en enero las tarjetas se dirigen al N-NE, lo cual coincide con una dominancia

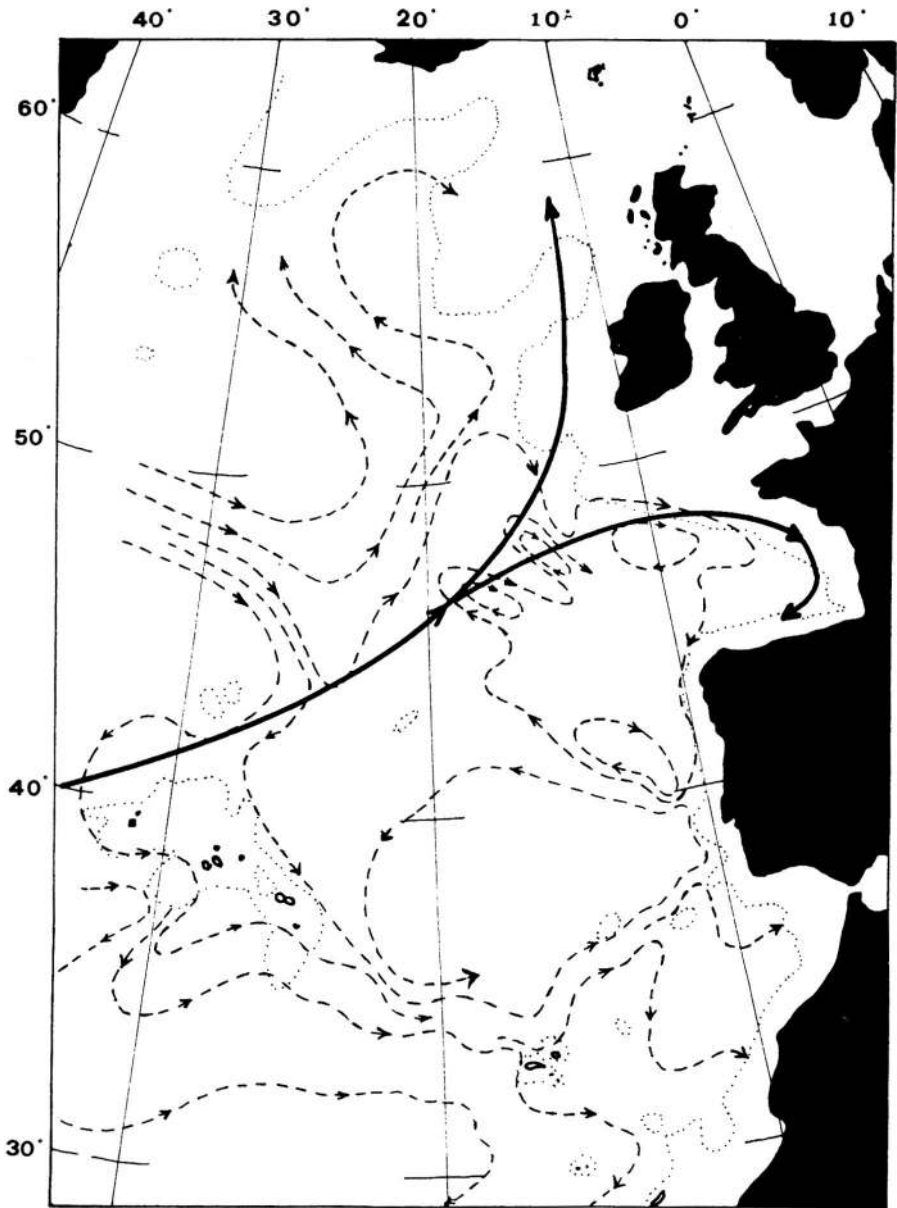


FIGURA 6: Modelo de circulación de las capas de agua en el Atlántico NE
 —————> Corriente de Golfo (Gulf stream)
 - - - - -> Circulación de la capa subsuperficial a 100 m. de profundidad.
 En este caso las corrientes se deben al efecto termohalino.
 (Según HELLAN-HANSEN & NANSEN, 1926)

de vientos de componente NW en más del 50% de los días, una sola tarjeta fue recuperada al W del punto de lanzamiento y en este caso se trataba de una tarjeta con la funda de plástico rota y que fue recogida a 40 brazas de profundidad por un arrastrero frente al puerto de Pasajes.

En febrero las tarjetas sufrieron una fuerte traslación hacia el norte, llegando hasta Sables d'Olone en Francia. Las tarjetas arrojadas al W alcanzaron una mayor latitud al N, observándose una menor intensidad en la dinámica de estas traslaciones para las arrojadas en Fuenterrabía. En este mes dominaron los vientos de componente W, constituyendo el SW y el NW un 84% de las observaciones.

En marzo la traslación también se realiza hacia el E-NE, pero en forma más moderada. Durante este mes dominan los vientos del SW y NW, siendo muy frecuentes los temporales.

En el mes de abril la traslación sigue la misma dirección, alcanzando, sin embargo, mayores distancias que en el mes anterior. Los vientos dominantes son ya del NW y disminuye la frecuencia e intensidad de los temporales.

En mayo parece existir una cierta estabilidad en las aguas del fondo del Golfo de Vizcaya con una moderada migración de tarjetas hacia el E-NE. En este mes dominan los vientos del NW-N.

La misma situación se mantiene en el mes de junio y la primera mitad de julio, recuperándose las tarjetas al E de las posiciones de lanzamiento. La situación cambia radicalmente en los días posteriores en que las tarjetas son recuperadas al W. Ello está correlacionado directamente con la variación del régimen de vientos dominantes que comienzan a ser de componente E al finalizar el mes.

En agosto la situación general de los vientos dominantes se invierte con respecto al mes anterior, dominan los de componente E y SE manteniéndose un porcentaje de NW.

En este mes las tarjetas son trasladadas en su mayor parte hacia el W, pero esporádicamente y bajo la acción de vientos de componente NW las tarjetas cambian de sentido sufriendo una migración inversa hacia el E-NE. Esto explicaría las irregularidades ya puestas de manifiesto por CONTRERAS (1966) en los meses estivales.

Estos cambios de dirección de las corrientes se ponen mejor de manifiesto en el mes de septiembre. En efecto, las tarjetas lanzadas desde Mundaca en los primeros días del mes aparecen en la costa francesa, lo que corresponde con vientos dominantes de componente NW en los primeros días del mes. Por el contrario, las tarjetas lanzadas posteriormente desde San Sebastián aparecen siempre al W de la posición de lanzamiento.

Merece especial atención el caso de las tarjetas lanzadas el día 20 de septiembre desde San Sebastián, a los 9-10 días se encontraron el 5,6% de ellas en la playa de Bakio. Durante esos días dominaron vientos del SE. Lo que llama la atención es el hecho de que las tarjetas «viajaron» juntas y en

casos como el presente fueron recogidas a gran distancia en una misma playa. Este fenómeno viene a explicar la acumulación de objetos flotantes, tanto de origen natural (maderas, ramas) como antrópico (plásticos y petróleo) que ocasionalmente aparecen en nuestras playas, en muchos casos en forma repentina.

Unos días más tarde, las tarjetas lanzadas en Santander (el día 25) sufrieron una traslación inversa, dirigiéndose a Vizcaya; en esos días volvieron a dominar vientos del NW.

En octubre, a un predominio de vientos del NE corresponde una tendencia general de la corriente hacia el W, si bien se produce una recuperación al E del punto de lanzamiento.

En noviembre la situación se invierte y el predominio de vientos del SW produce una fuerte corriente costera ascendente, volviendo a una situación similar a la observada en febrero pero con mayor intensidad.

En diciembre se mantienen estas características si bien en forma más moderada y con predominio de vientos del SW.

Como conclusión podríamos definir para las corrientes que afectan a la costa vasca dos patrones o modelos bien distintos.

En primer lugar en los meses invernales, frente a la cornisa cantábrica discurre una corriente $W \rightarrow E$ que se toma $S \rightarrow N$ al llegar a la costa francesa. Esta corriente homogénea alcanza su máxima intensidad en noviembre y febrero (en función de los vientos dominantes) con velocidades de un nudo (para distancias superiores a los 100 km.)

El segundo modelo de circulación se produce desde mediados de julio hasta finales de octubre con corrientes de tipo oscilatorio, siempre paralelas a la costa y con un desplazamiento hacia el W en julio y agosto como consecuencia de los vientos dominantes.

3.3.2. Corrientes profundas en el Golfo de Vizcaya

Como resultado de las recientes campañas oceanográficas realizadas por los franceses en el Golfo de Vizcaya (FRUCHAUD et al., 1976) se ha descubierto como la principal característica de los 500 metros superficiales es la homogeneidad. Esta profundidad constituye el «techo» de una vena de agua mediterránea que cruza el estrecho de Gibraltar a una velocidad de 2,5 m./seg. y asciende paralela a la costa portuguesa para penetrar en el Golfo donde se va disgregando formando núcleos de volumen variable que terminan dispersándose. La velocidad media de esta corriente es de 18 m./h.

La estructura variable de esta vena, compuesta por núcleos de volumen variable, a veces aislados, indica la naturaleza turbulenta de este flujo de origen mediterráneo (Figura 16).

Por lo general las aguas cercanas al fondo sobre la plataforma continental son relativamente estables encontrándose bolsas frías, con temperaturas

de vientos de componente NW en más del 50% de los días, una sola tarjeta fue recuperada al W del punto de lanzamiento y en este caso se trataba de una tarjeta con la funda de plástico rota y que fue recogida a 40 brazas de profundidad por un arrastrero frente al puerto de Pasajes.

En febrero las tarjetas sufrieron una fuerte traslación hacia el norte, llegando hasta Sables d'Olone en Francia. Las tarjetas arrojadas al W alcanzaron una mayor latitud al N, observándose una menor intensidad en la dinámica de estas traslaciones para las arrojadas en Fuenterrabía. En este mes dominaron los vientos de componente W, constituyendo el SW y el NW un 84% de las observaciones.

En marzo la traslación también se realiza hacia el E-NE, pero en forma más moderada. Durante este mes dominan los vientos del SW y NW, siendo muy frecuentes los temporales.

En el mes de abril la traslación sigue la misma dirección, alcanzando, sin embargo, mayores distancias que en el mes anterior. Los vientos dominantes son ya del NW y disminuye la frecuencia e intensidad de los temporales.

En mayo parece existir una cierta estabilidad en las aguas del fondo del Golfo de Vizcaya con una moderada migración de tarjetas hacia el E-NE. En este mes dominan los vientos del NW-N.

La misma situación se mantiene en el mes de junio y la primera mitad de julio, recuperándose las tarjetas al E de las posiciones de lanzamiento. La situación cambia radicalmente en los días posteriores en que las tarjetas son recuperadas al W. Ello está correlacionado directamente con la variación del régimen de vientos dominantes que comienzan a ser de componente E al finalizar el mes.

En agosto la situación general de los vientos dominantes se invierte con respecto al mes anterior, dominan los de componente E y SE manteniéndose un porcentaje de NW.

En este mes las tarjetas son trasladadas en su mayor parte hacia el W, pero esporádicamente y bajo la acción de vientos de componente NW las tarjetas cambian de sentido sufriendo una migración inversa hacia el E-NE. Esto explicaría las irregularidades ya puestas de manifiesto por CONTRERAS (1966) en los meses estivales.

Estos cambios de dirección de las corrientes se ponen mejor de manifiesto en el mes de septiembre. En efecto, las tarjetas lanzadas desde Mundaca en los primeros días del mes aparecen en la costa francesa, lo que corresponde con vientos dominantes de componente NW en los primeros días del mes. Por el contrario, las tarjetas lanzadas posteriormente desde San Sebastián aparecen siempre al W de la posición de lanzamiento.

Merece especial atención el caso de las tarjetas lanzadas el día 20 de septiembre desde San Sebastián, a los 9-10 días se encontraron el 5,6% de ellas en la playa de Bakio. Durante esos días dominaron vientos del SE. Lo que llama la atención es el hecho de que las tarjetas «viajaron» juntas y en

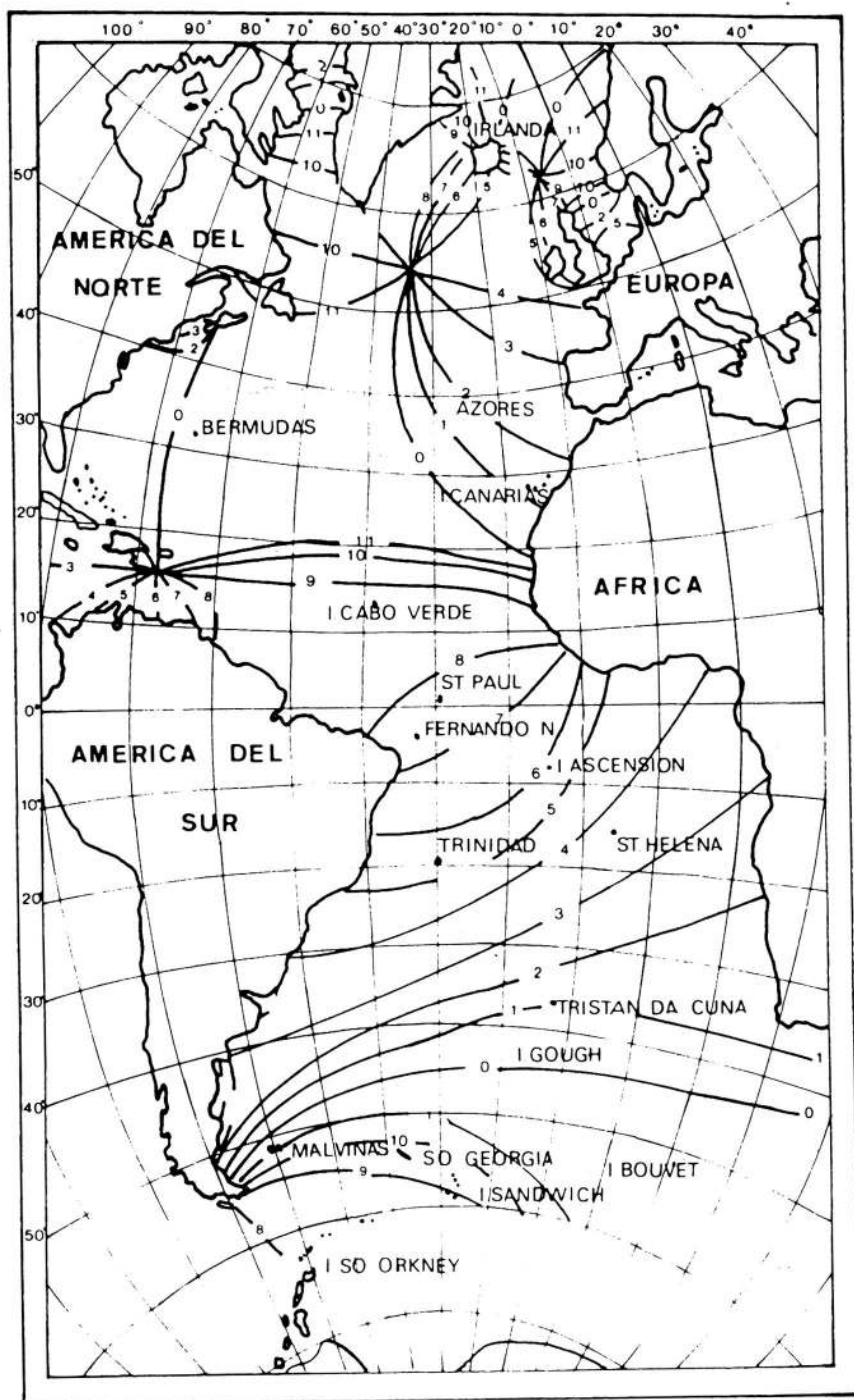


FIGURA 8: Líneas de marea en el Océano Atlántico.

máximas de 15,4 m., otro ejemplo conocido y más cercano es el de la Bahía de St. Malo en Francia con amplitud de 12 metros, por el contrario en el Mediterráneo o en el paralelo 20° N en la costa atlántica africana la marea es casi inexistente y muy pequeña en Canarias (Figura 8).

En nuestra costa la amplitud máxima es de 4,4 m. (IRIBAR & IBAÑEZ, 1982) en mareas vivas equinocciales y la mínima de 2,2 metros (Figura 9).

En función de estos datos podríamos diferenciar en la zona intermareal tres niveles: el supralitoral con una altura de 0,7 m., donde únicamente llega el agua de mar en las pleamares de las mareas vivas, por debajo la zona mediolitoral con una altura de 2,8 metros y que podría subdividirse en mediolitoral superior, media e inferior y que es la zona típicamente sometida a la acción de las mareas, donde puede encontrarse una flora y fauna típicamente intermareal (por ejemplo, en la isla de Txatxarramendi en la Ría de Guernica) y por debajo y con una altura de 0,9 m., la zona infralitoral (que

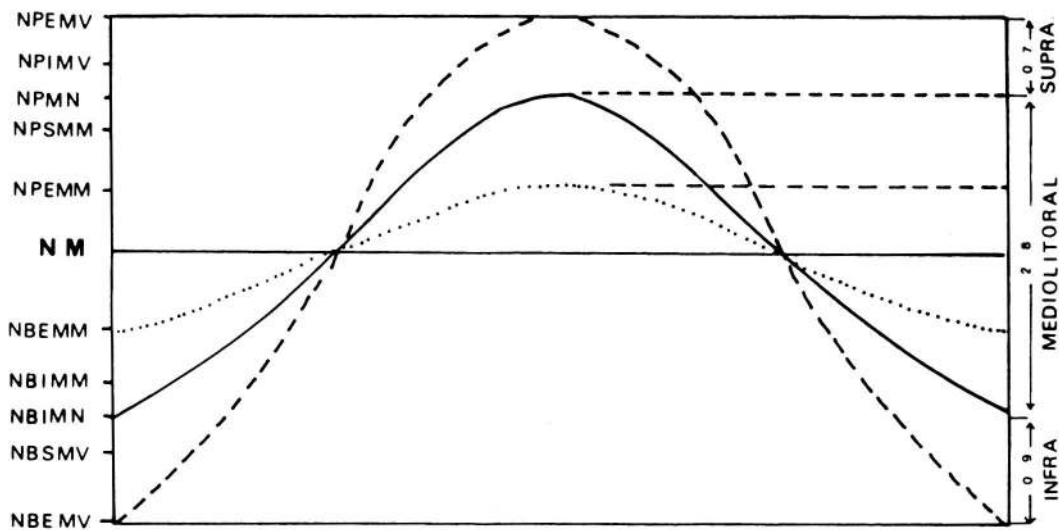


FIGURA 9: Subdivisión de la zona intermareal de San Sebastián en función de los datos obtenidos con mareógrafo. (IRIBAR & IBAÑEZ, 1982).

- NPEMV: Nivel de la pleamar extrema en marea viva
- NPIMV: Nivel de la pleamar inferior en marea viva
- NPMN: Nivel de la pleamar en marea normal
- NPSMM: Nivel de la pleamar superior en marea muerta
- NPEMM: Nivel de la pleamar extrema en marea muerta
- NM: Nivel de marea
- NBEMM: Nivel de la bajamar extrema en marea muerta
- NBIMM: Nivel de la bajamar inferior en marea muerta
- NBMN: Nivel de la bajamar en marea normal
- NBSMV: Nivel de la bajamar superior en marea viva
- NBE MV: Nivel de la bajamar extrema en marea viva

se prolonga por debajo de la línea cero de marea) y que permanece sumergida a excepción de las bajamares de mareas vivas.

Esta zonación intermareal teórica puede modificarse bastante en la realidad en aquellos lugares muy expuestos a la acción del oleaje y que tanto abundan en la costa vasca. En estos casos la zona supralitoral se eleva varios metros por encima de su nivel normal.

El efecto de la emersión periódica tiene una gran importancia en el desarrollo de la flora y fauna marina que puebla la zona mareal y que habitualmente se encuentra estratificada. Numerosas especies de algas (fucáceas) necesitan esta emersión periódica para sobrevivir y según su resistencia mayor o menor a la desecación ocupan niveles más o menos elevados, observándose en ciertos lugares una clara zonación de las comunidades que habitan la franja costera intermareal.

3.3.4. Luz

Uno de los factores que ejerce una importancia decisiva en la productividad de los océanos es la luz. El estudio de la penetrabilidad de la luz en el mar es complejo, ya que el agua de mar no es un medio ópticamente puro. Las sustancias químicas disueltas o la materia orgánica en suspensión inciden en forma decisiva en el grado de penetrabilidad de la luz. Asimismo la superficie del mar, que normalmente no es plana debido al oleaje, varía continuamente el grado de incidencia de la luz sobre la superficie del océano.

Conforme aumentamos la profundidad, van desapareciendo selectivamente distintas longitudes de onda.

En los 10 cm. superficiales se eliminan ya el 50% de las radiaciones ultravioletas (210-296 milimicras), a 15 m. quedan tan solo un 1% de las radiaciones rojas, a 80 m. un 1% de las radiaciones verdes y a 130 m. penetran tan solo un 1% de las radiaciones azules. Por debajo de esta profundidad prácticamente no existe iluminación (procedente del sol, sí existe quimio o bioluminiscencia).

Las algas bentónicas, si bien representan un valor proporcionalmente pequeño respecto a la productividad total del océano, se han adaptado a estas circunstancias y así tenemos tres tipos diferentes de algas: verdes, pardas y rojas. Si pensamos que el color que presenta el alga corresponde a la radiación de longitud de onda no utilizable por el vegetal observamos, por ejemplo, cómo un alga roja aprovecha el espectro visible menos en la longitud correspondiente al rojo, etc.

Por ello y simplificando mucho la cuestión podemos decir que las algas verdes como *Ulva* o *Enteromorpha* predominan tan solo en los primeros metros de profundidad (esto tiene sus excepciones y así en mares de aguas limpias como el Adriático se llega a encontrar *Ulva* a 70 m. de profundidad y *Udotea* hasta los 100 metros).

Las únicas algas capaces de vivir por debajo de los 50 metros son las algas rojas.

En el océano podemos diferenciar bien ciertas zonas en función de la iluminación:

— *Zona fótica* o bien iluminada, va desde la superficie hasta los 50 metros de profundidad, en esta zona se realizan sin dificultad los procesos fotosintéticos.

— *Zona oligofótica*, que se extiende desde los 50 a 500 metros y en donde los vegetales autótrofos no pueden sintetizar, si bien pueden sobrevivir cierto tiempo.

— *Zona afótica*, por debajo de dicha profundidad y donde existe una total oscuridad (rota tan solo por fenómenos de bioluminiscencia).

Un método sencillo para medir la desaparición de la luz en el agua consiste en medir la profundidad a la que desaparece visualmente un disco blanco horizontal de dimensión estandar (30 cm. de diámetro) que se sumerge lentamente en el agua y que se denomina «disco de Secchi».

En nuestra costa y a una distancia de 600 metros del litoral, la profundidad a la que desaparece el disco de Secchi es mínima en verano (6,3 m.) y máxima en primavera (14 m.) con valores medios de 11,3 m. en otoño y 9,8 en invierno (FLOS, 1982).

A 1,6 km. de la costa estos valores se incrementan a 9,3 m. en verano, 15,2 en primavera y 14,8 y 11,3 m., respectivamente, en otoño e invierno.

Ya en alta mar y a 6,4 km. de la costa, los valores máximos con 23,1 m. se producen en otoño y los mínimos en verano con 10,6 m. mientras que en invierno el valor es de 15 m. y en primavera el disco desaparece a los 15,7 m. de profundidad.

Esta mayor turbidez en la franja costera (valores menores) es debida a las partículas alóctonas de origen terrestre así como al propio seston.

Estos datos tienen un particular interés pues indican que la penetración de la luz es en nuestra costa el principal factor limitante de la producción primaria en profundidad.

Así el macrofitobentos desaparece prácticamente por debajo de los 20 metros de profundidad, limitando por ello la capacidad de producción de una interesante especie de interés comercial (*Gelidium sesquipedale*) que forma importantes praderas submarinas frente a la costa vasca.

Ocasionalmente hemos comprobado la existencia de alguna especie de alga calcárea en el piso circalitoral por debajo de los 50 metros de profundidad en forma esporádica, en general, podemos señalar para nuestra costa isobata de 25 m. como límite de producción vegetal bentónica.

3.3.5. *Temperatura del agua de mar*

3.3.5.1. Introducción

Es sobradamente conocido cómo la temperatura es uno de los principales factores que condiciona y limita el desarrollo de los animales marinos (ORTON, 1919).

El parámetro temperatura puede ser considerado en sentido horizontal (geográfico) o en sentido vertical (profundidad). En el primer caso las aguas superficiales presentan una gran variedad de temperaturas desde los -2°C de las regiones polares hasta los $32-35^{\circ}\text{C}$ del Golfo de México, en cualquier caso el factor latitud varía mucho en función de las corrientes marinas, así es bien conocido como en el Atlántico entre los 40° y 70° N las costas europeas son más cálidas que las americanas por la corriente del Golfo.

A escala local la influencia de las temperaturas la podemos observar claramente en el extremo SE del Golfo de Vizcaya, justamente en la costa vasca que presenta una marcada discontinuidad biogeográfica para gran número de especies de algas y animales litorales.

Considerando ahora la profundidad, podemos establecer dos niveles o capas, una superior o Termosfera, cuyo límite inferior está como máximo a 500 metros y donde la temperatura desciende rápidamente con la profundidad y, por debajo, una capa llamada Psicrosfera, con temperatura prácticamente estable (ésto no se cumple en algunos mares cerrados como el Mediterráneo).

En determinadas circunstancias, como, por ejemplo, tras un prolongado período de calma relativa con fuerte insolación, seguido de vientos fuertes que producen una mezcla y homogeneización de la capa superior, se establece una brusca transición entre la capa cálida y la fría, dicha superficie de discontinuidad se denomina termoclina (como anteriormente señalamos).

3.3.5.2. Temperaturas superficiales en el Golfo de Vizcaya

Las primeras observaciones sistematizadas sobre la temperatura del agua de mar en las capas superficiales se realizaron a partir de 1921 por E. LE DANOIS. En esta época se observa un avance en primavera de un frente de aguas más cálidas de origen meridional que, tras cruzar Finisterre, penetra en el Golfo de Vizcaya hasta la fosa de Cap Breton.

Dicho fenómeno es denominado «transgresión» por LE DANOIS y «mareas profundas» por PETTERSSON y se consideró como un resultado de fenómenos de tipo astronómico que regularían la intensidad de dichas transgresiones (períodos de 111 años en las manchas solares con subperíodos de 18 años y medio) y, en efecto, las observaciones realizadas entre 1921 y 1928 (LE DANOIS, 1923, 1925, 1927, 1934 y BELLOC, 1929) parecían

confirmar esta hipótesis que también coincidía a gran escala con los datos registrados sobre las pesquerías de arenque en Dinamarca desde el siglo XI al XIX (LJUNGMAN, 1882).

Por otra parte, las variaciones biogeográficas observadas en la costa vasca han sido explicadas de diversas formas: FELDMAN en 1941 las atribuye a la constitución geológica y petrográfica de la costa vasca; LAMI en 1933 las justifica atendiendo al valor de la luminosidad, pero, por lo general, se considera a la temperatura como el factor principal dadas las anomalías térmicas que se presentan en el Golfo de Vizcaya.

El primer estudio sobre este particular fue llevado a cabo por MÖLLER en 1941 para la marina de guerra alemana, este documento calificado de secreto militar pasó a manos de los aliados al finalizar la II Guerra Mundial y fue utilizado por FISCHER-PIETTE en 1963 para explicar el carácter meridional del extremo SE del Golfo de Vizcaya.

En efecto, en el mapa de temperaturas medias anuales del agua superficial producido por dicho autor, se muestra una bolsa térmica en el fondo del Golfo, con una temperatura media de 17°C mientras que en Galicia no se sobrepasan los 16°C y en las costas bretonas no llegan a los 13°C.

Las primeras observaciones rutinarias sobre las temperaturas superficiales fueron realizadas por el Laboratorio Marítimo de La Rochelle bajo la dirección del Profesor Romanovsky entre febrero de 1953 y marzo de 1956 y este tipo de estudios se potenció rápidamente dado su interés y relación con las migraciones y pesquerías de la albacora o bonito del norte (*Thunnus alalunga*); en numerosos trabajos de autores franceses (LETACONNOUX, 1953, 1954, 1955; ALLAIN, 1967; ALLAIN & ALONCLE, 1968) se establecen las temperaturas superficiales en distintos puntos del Golfo de Vizcaya con el fin de detectar los denominados «frentes térmicos» entre los 18,5°C y los 19,5°C donde se concentra esta especie.

A partir de 1972 se establece un sistema de análisis automático de temperaturas y se publican los datos semestralmente (TREGLOS, 1972).

Se ha estudiado y se conoce relativamente bien el mecanismo responsable del afloramiento que ocurre frente a la costa de Galicia y que comienza en mayo con una fuerte repercusión positiva en la pesquería de la sardina. Sin embargo, el mecanismo de calentamiento estival en las aguas del fondo del Golfo de Vizcaya no parece estar tan claro.

Considerando los valores medios de la temperatura superficial del agua de mar en un período de 120 años (SERVAIN, 1977) se aprecia como en el mes de abril ya aparece un núcleo de agua ligeramente más cálida en el fondo del Golfo de Vizcaya, núcleo que se manifiesta claramente en mayo extendiéndose desde San Sebastián hasta la desembocadura del Loira y que se mantiene en idéntica posición en junio, para desplazarse en julio hacia el SW permaneciendo durante este mes el máximo térmico centrado frente al Cabo de Ajo. Esta posición vuelve a modificarse en agosto y septiembre encontrándose en octubre la bolsa térmica en posición similar a la observada en abril y mayo.

En diciembre este núcleo térmico desaparece totalmente del extremo SE del Golfo de Vizcaya (Figura 10).

Comparando estos valores medios a lo largo del año frente a la costa vasca y en el extremo NW de la Península se aprecia como en los meses invernales la temperatura frente a la costa vasca es inferior, pero debido al afloramiento estival del NW las temperaturas en Galicia se detienen en una cota máxima de 17°C mientras que en la costa vasca siguen ascendiendo hasta superar los 20,5°C (Figura 11 B).

A escala mundial se aprecia un incremento de la temperatura desde finales del pasado siglo hasta los años 1955-60 (con un máximo secundario en 1940) y desde entonces hasta 1970 se viene observando en enfriamiento (FIEUX, 1978) aunque en el verano 1968 ocasionalmente aparece un calentamiento en el Atlántico Norte (LAMB & RATCLIFFE, 1972).

La intensificación del giro subtropical nord-atlántico entre 1926 y 1931 produjo un calentamiento entre 1926 y 1931 en el Atlántico Norte de consecuencias desastrosas para las pesquerías, pero en 1965 y 1979 la situación ha cambiado produciéndose una recuperación. Este fenómeno denominado «ciclo Rusell» se manifiesta en varios parámetros químicos y biológicos como la concentración de fosfatos (que disminuyó en el período de calentamiento de 0,7 microgramo-átomo/litro en 1929 a 0,4-0,5 en 1931-35 —CUSHING, 1982—), cantidad de larvas de peces, presencia de ciertas especies de quetognatos y presencia o desaparición de la sardina.

Podrían existir ciclos de duración variable y mientras en determinadas épocas predominan los de una determinada amplitud (entre 1880 y 1910 parecen ser de 5 años) en otras pueden variar (POTAYCHUK, 1972).

Ya a escala local y según los datos medios anuales de la temperatura superficial registrada en San Sebastián desde 1950, parece que se alternan periodos más cálidos (1959; 59-63; 68-71) con otros más fríos (52-56; 63-67; 72-80) en periodos aproximados de 10 años (entre máximo y mínimo aproximadamente 5 años) (Figura 12).

Por otra parte, si nos fijamos en las temperaturas estivales de los últimos 7 años (Figura 13) observamos una tendencia hacia un progresivo aumento.

3.3.5.3. Distribución vertical de las temperaturas

Los primeros estudios sobre la distribución vertical de temperaturas en la costa vasca fueron realizados en julio y agosto de 1922-23 (DE BUEN, 1933-34).

La termoclina muy marcada en nuestra costa se sitúa en verano entre los 30 y 50 m. de profundidad para desaparecer súbitamente con los primeros temporales de otoño. La ruptura de la termoclina se produce antes en los puntos cercanos a la costa debido al efecto de las mareas y a una mayor turbulencia en estas zonas menos profundas (Figura 14).

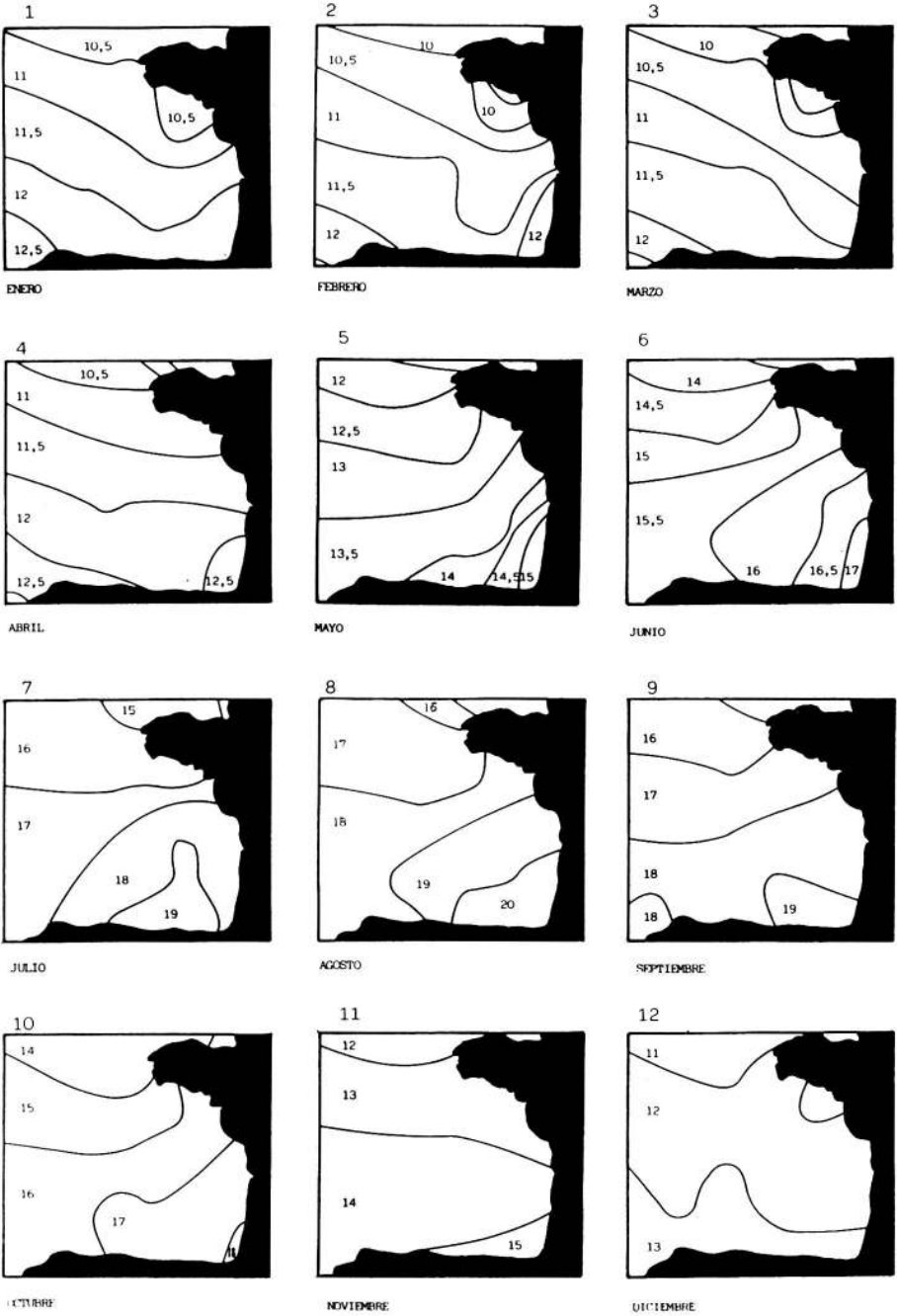


FIGURA 10: Valores medios de la temperatura superficial del agua de mar en el Golfo de Vizcaya

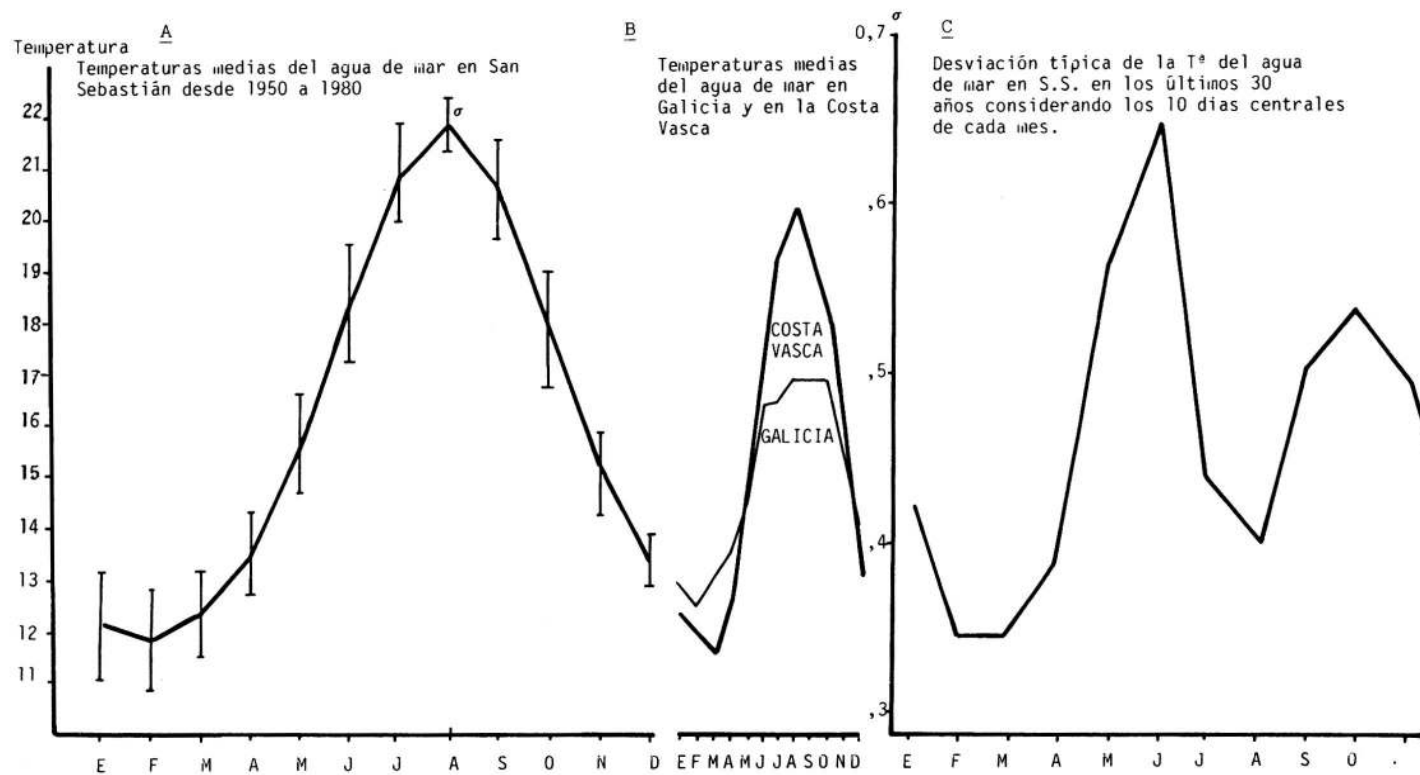


FIGURA 11

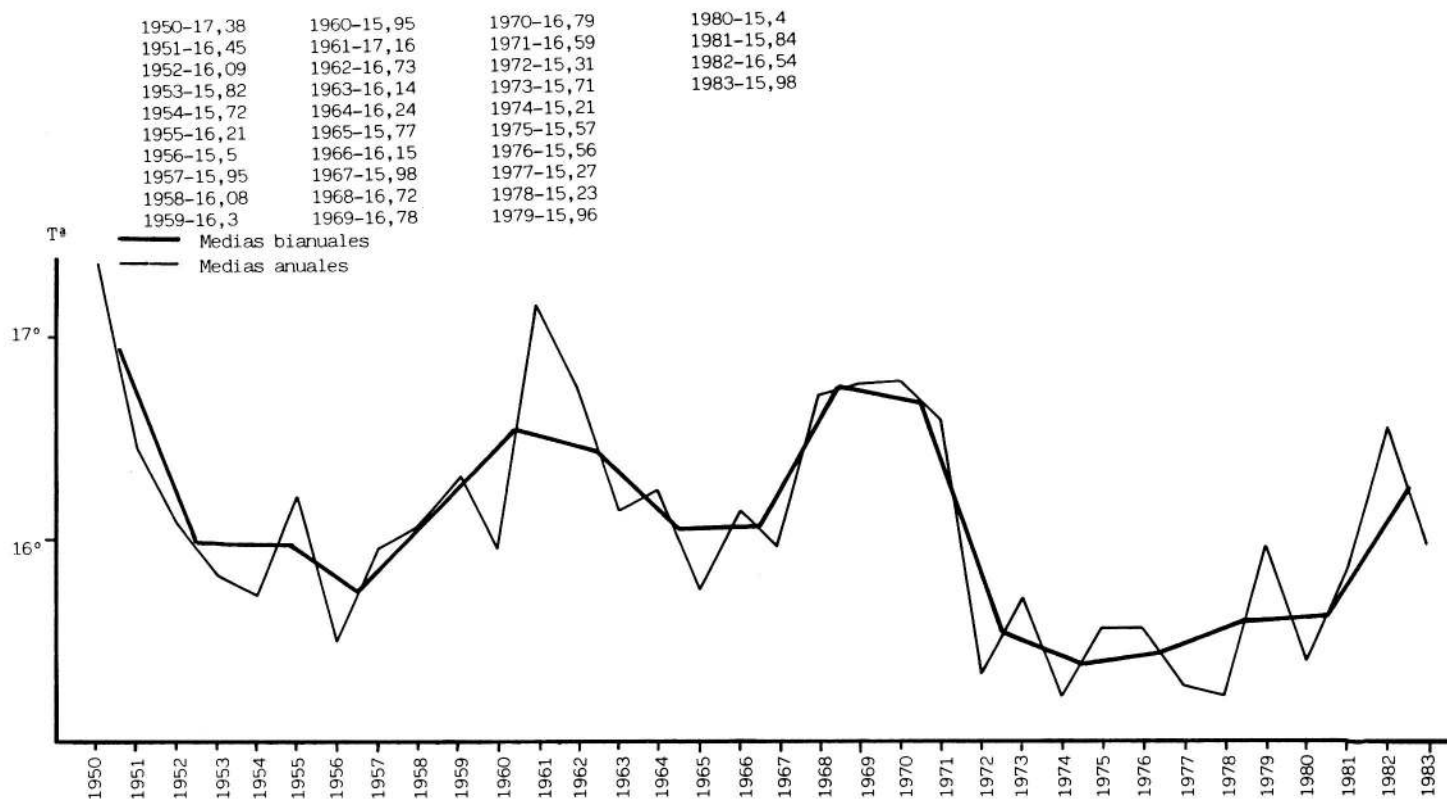


FIGURA 12: Temperaturas medias anuales del agua de mar superficial en San Sebastián desde 1950 a 1983

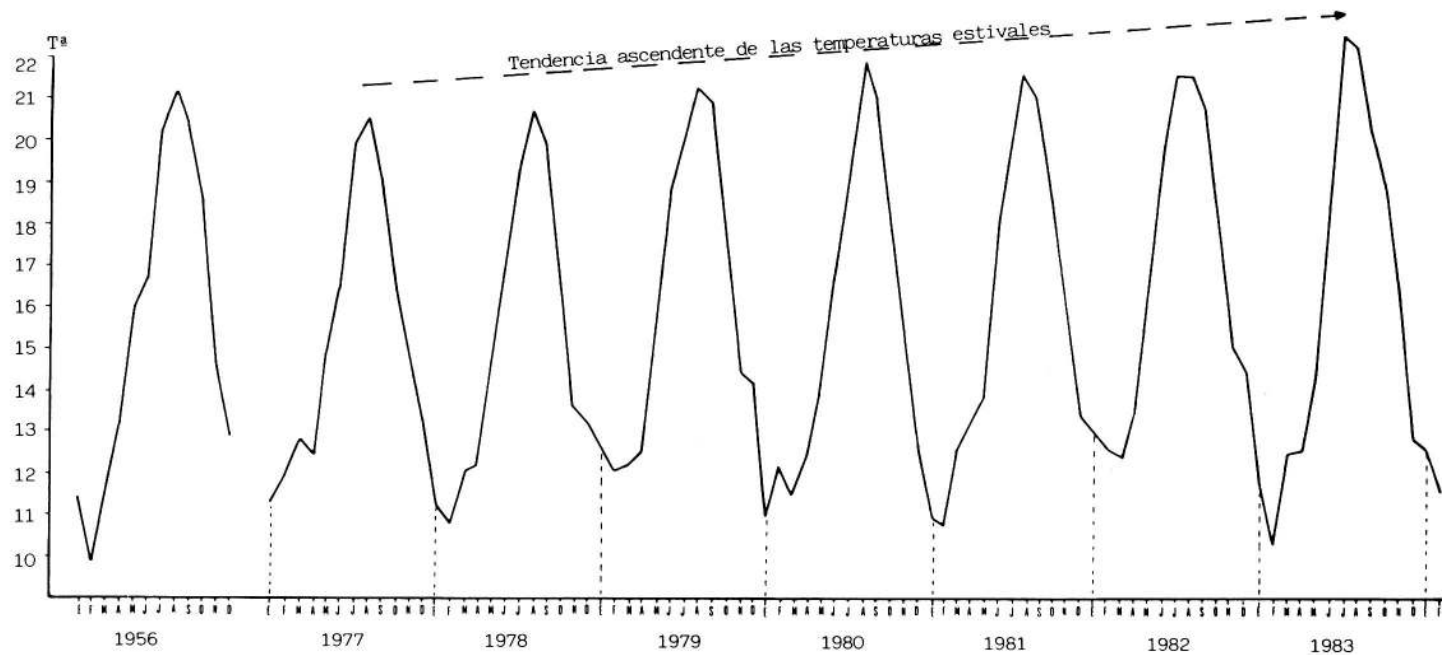


FIGURA 13: Datos medios mensuales de las temperaturas superficiales del agua de mar en San Sebastián

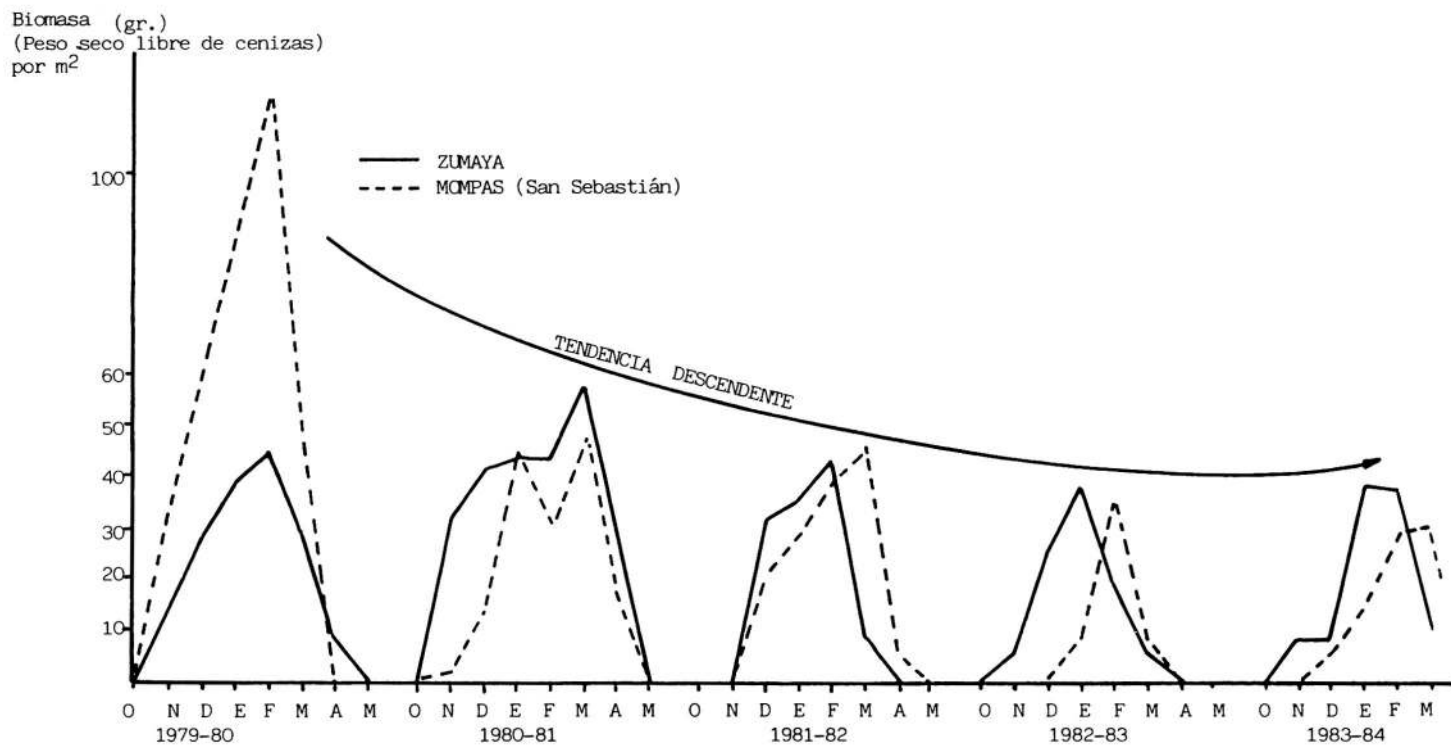


FIGURA 13-A: Distribución de biomasa (peso seco libre de cenizas) de la especie *Porphyra linearis* en Zumaya y San Sebastián.

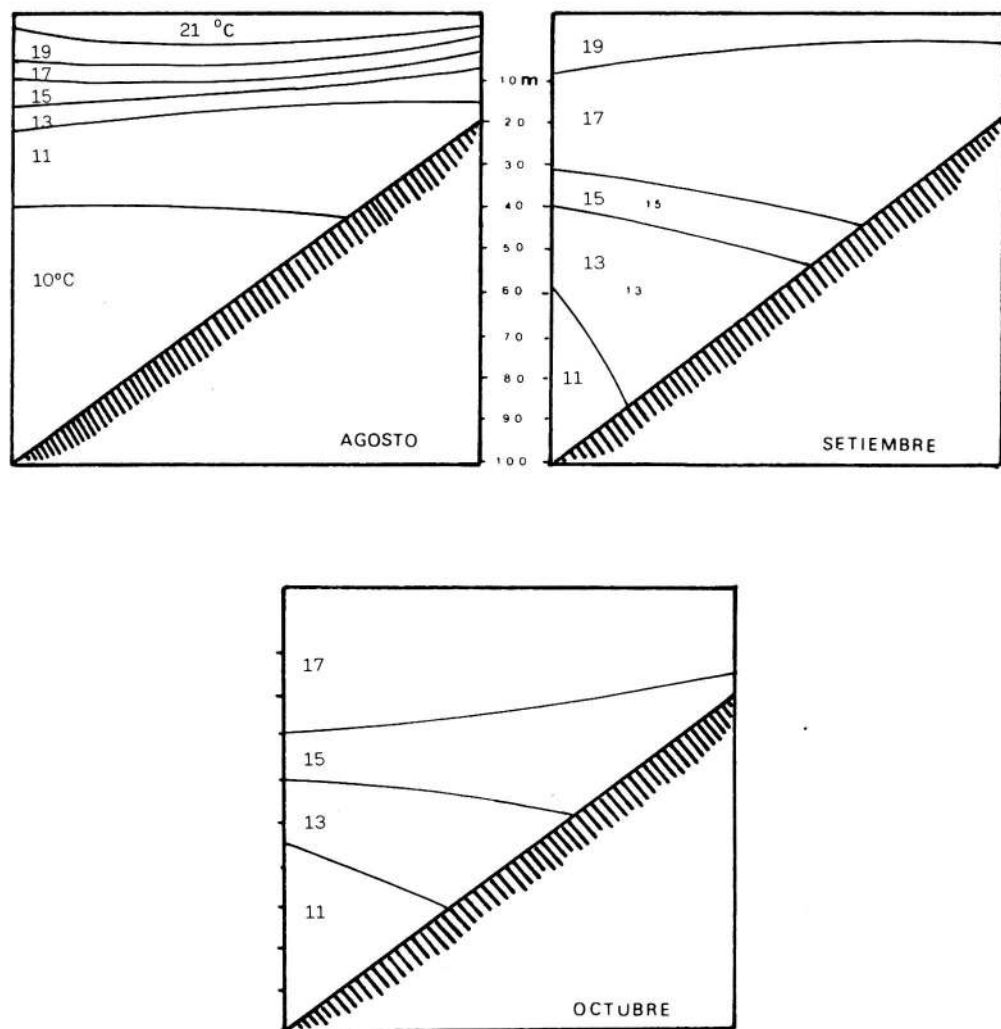


FIGURA 14: Distribución vertical de temperaturas frente a la Costa Vasca.

La distribución vertical de las temperaturas ha sido estudiada también en relación con las pesquerías pelágicas tradicionales en el Golfo de Vizcaya (BELLOC, 1929; VINCENT & KURC, 1969). Este último autor encuentra «bolsas» frías estancadas sobre la plataforma continental francesa estudiando la incidencia de dichos fenómenos con las pesquerías de la sardina.

En un plano más amplio puede observarse (FRUCHAUD et al., 1976) como la isoterma de 10°C se encuentra a unos 1.000 m. de profundidad y la de 4°C a unos 2.000 m. (Figuras 15 y 16).

En invierno los valores de la temperatura y salinidad en el Golfo de Vizcaya son los siguientes:

	<u>T °</u>	<u>Salinidad</u>
Capa de agua atlántica	11,6°C	35,6%
Capa de agua mediterránea	11,6°C	36,4%
Capa de agua profunda	4 °C	35%

3.3.5.4. Un caso particular en la costa vasca: Desarrollo estacional de *Porphyra linearis* en función de la temperatura

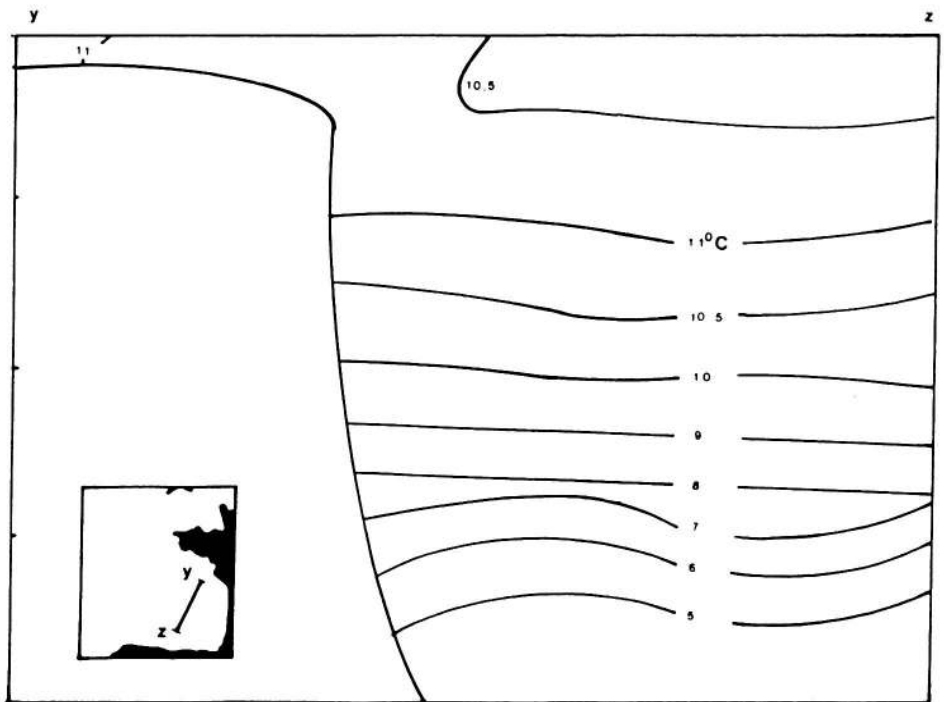
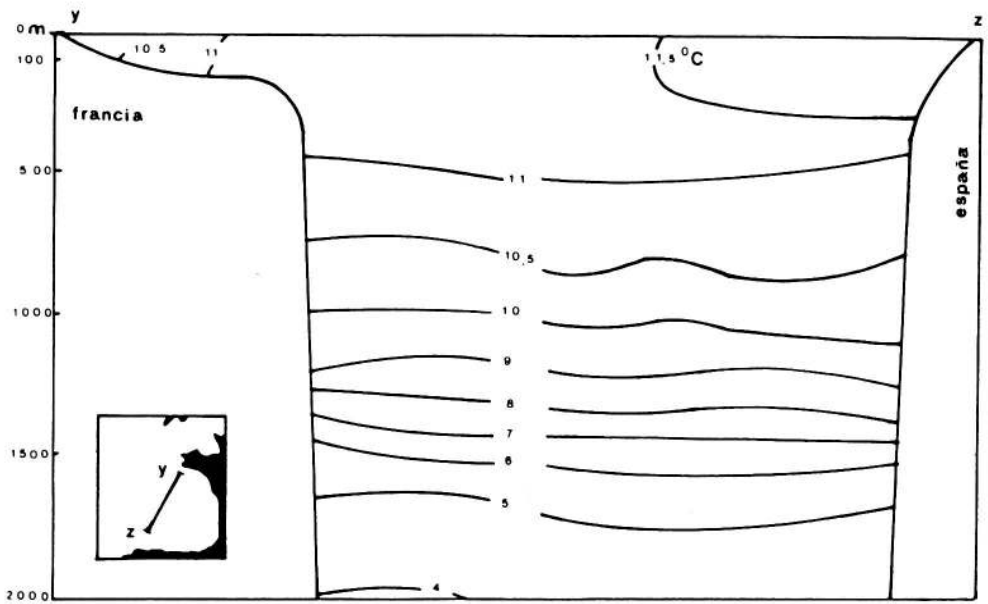
La especie de alga roja *Porphyra linearis* aparece en la costa vasca en el nivel mediolitoral superior y frecuentemente en el supralitoral (según la frecuencia e intensidad de los temporales en la época de fijación puede ocupar un nivel u otro —IBAÑEZ, et al., 198—) a partir del mes de noviembre alcanzando su máximo desarrollo entre enero y febrero para desaparecer completamente entre los meses de abril y mayo.

Es, por tanto, una especie de típico desarrollo invernal y su aparición suele ser brusca debido a que en las primeras etapas el alga es consumida por las lapas (*Patella depressa*, *P. vulgata* y *P. rustica*), dándose la circunstancia de que no es raro encontrar matas grandes de *P. linearis* sobre las conchas de las lapas, mientras que en las rocas aún no se ha implantado.

En un momento dado se rompe el equilibrio entre producción y consumo por fitófagos ocurriendo una «explosión» que recubre el sustrato completamente en pocos días.

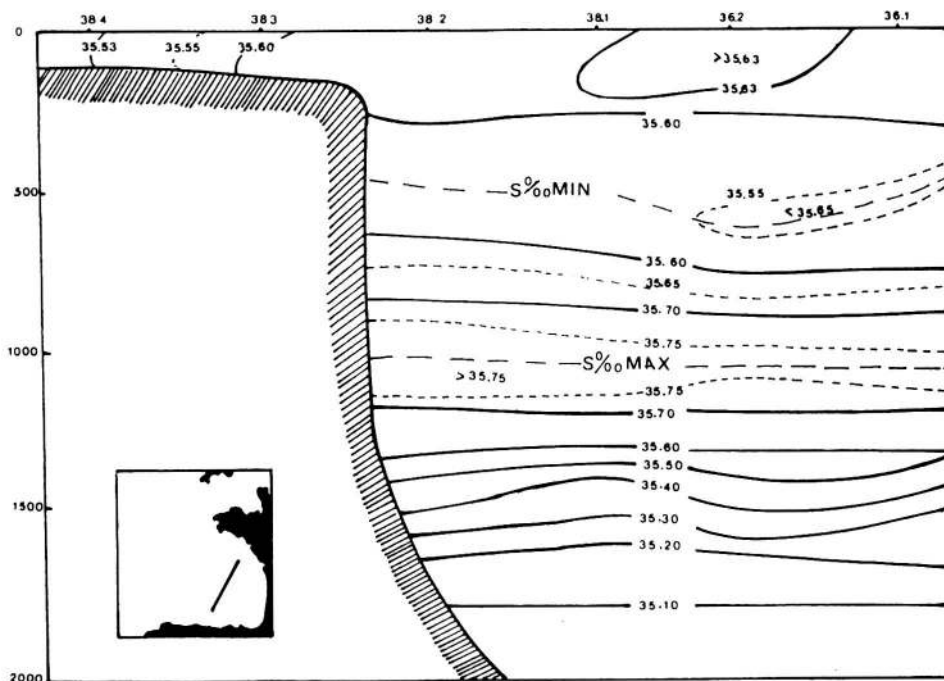
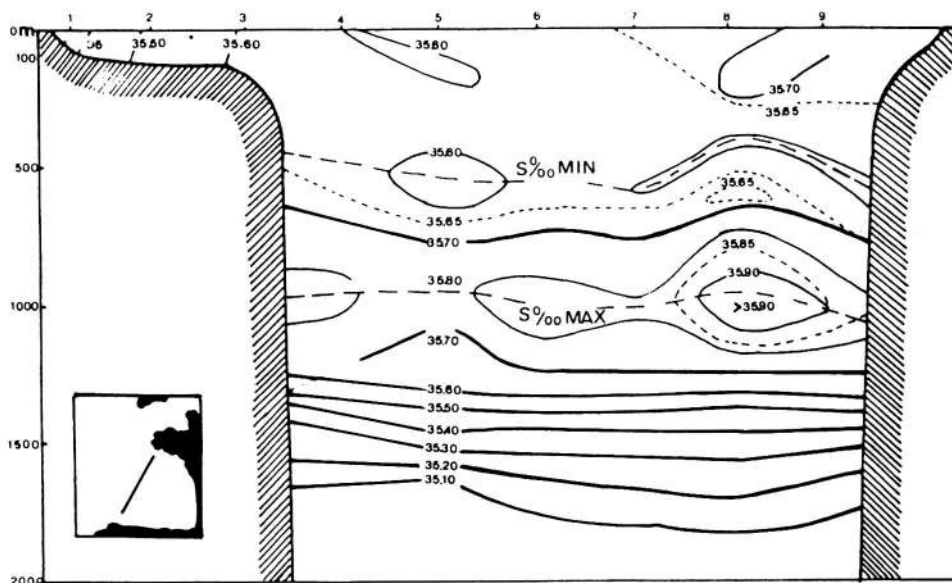
En los muestreos realizados en los últimos años representados en la figura 13-1 podemos apreciar cómo hay una disminución progresiva coincidente con la elevación de las temperaturas, así mismo se observa una implantación más precoz en Zumaya, de forma que cuando se alcanzan los valores máximos de biomasa en Mompás (San Sebastián), en la estación de Zumaya está disminuyendo (ocasionalmente coinciden los máximos en ambas estaciones).

Al intentar establecer una correlación entre la biomasa de *Porphyra linearis* y la media de temperaturas de agua y aire (esta medida se establece debido a que el nivel que habitualmente ocupa el alga permanece durante



(Según FRUCHAUD et al.,1976)

FIGURA 15: Perfil térmico en el exterior e interior del Golfo de Vizcaya



(Según FRUCHAUD et al., 1976)

FIGURA 16: Perfil de salinidades en el interior y exterior del Golfo de Vizcaya donde se aprecia la vena de agua mediterránea de mayor salinidad

bastante tiempo en seco) obtenemos en una correlación lineal un valor $r = 0,4$ y en una exponencial $r = 0,4$; ahora bien considerando por separado los datos de Mompás y Zumaya correspondientes al invierno 1981-82 y por otro los restantes valores, obtenemos unas correlaciones lineales de 0,88 y 0,79 y exponenciales de 0,83 y 0,91, respectivamente, de donde se aprecia una clara relación de la temperatura ambiente (media de t^a atmosférica y del agua) y la biomasa existente aún cuando existe un período anómalo (1981-82) en el que también se cumple la relación pero ajustándose a otro tipo de ecuación.

Conviene tener en cuenta que la utilización de valores medios de temperatura en ecología puede conducir a error (NIELSEN, 1978) si no se considera conjuntamente la desviación típica.

En este caso, aunque parece que la temperatura juega un importante papel no hay que olvidar otros factores internos (fotoperíodo) o externos (fitófagos) que pueden regular y condicionar el ciclo de esta especie.

3.3.6. *Pluviometría e insolación*

La costa norte de la Península y más concretamente la costa vasca es una de las zonas más húmedas de Europa. Este hecho según URIARTE (1980) está motivado por razones meteorológicas (anticiclón de las Azores), orográficas (paso en Euskadi entre la Cordillera Cantábrica y los Pirineos) y térmicas (recalentamiento estival de las aguas en el fondo del Golfo de Vizcaya).

De forma inversa, las brumas, a veces persistentes, que caracterizan el paisaje costero del País Vasco disminuyen la insolación. Así, según PARRROT (1960), en una escala de 0 a 10 (donde 0 significa cielo completamente despejado y 10 completamente cubierto) asigna para la estación de Biarritz en base a observaciones realizadas entre 1890 y 1920 un valor medio anual de 6,05 con una desviación típica de 0,7; siendo el valor máximo de 7,1 en diciembre y el mínimo 4,6 en agosto.

4. OCEANOGRAFIA QUIMICA

4.1. Introducción

La Oceanografía química se ocupa del estudio de los componentes del agua de mar, éstos son el cloruro sódico (27,37 gr./l.), cloruro de magnesio (3,36 gr./l.), sulfato de magnesio (2,24 gr./l.), sulfato de calcio (1,32 gr./l.) y otras sales hasta un total de 35,06 gr./l.; también encontramos numerosos oligoelementos como Uranio ($1,5 \times 10^{-6}$ gr./l.), Vanadio ($0,3 \times 10^{-6}$ gr./l.) e incluso Oro (6×10^{-9} gr./l.)

La explicación a la salinidad del agua de mar hay que buscarla en la oceanografía geológica ya que el magma que aflora a través de las dorsales oceánicas libera agua y elementos responsables de la salinidad del agua de mar.

Este agua (el 90% del volumen del océano) fue generada en un «gran cataclismo» posiblemente ocurrido hace 4.000 millones de años, pero el proceso aún continúa hoy en día.

Calculando actualmente el volumen de agua de los océanos es de $1,37 \times 10^9 \text{ km}^3$, la cantidad de sales disueltas ascendería a $5 \times 10^{16} \text{ Tm}$.

Entre las sustancias presentes en el agua de mar, las que revisten importancia desde el punto de vista de la productividad biótica son las denominadas nutrientes o sales minerales necesarias para el desarrollo de la vida vegetal, cuya presencia o ausencia en las aguas superficiales condiciona en última instancia la riqueza pesquera de cada región del océano.

Estos nutrientes son fundamentalmente los fosfatos, nitratos, nitritos y silicatos y su aporte a las aguas superficiales se realiza normalmente por afloramientos o «upwelling» o por aporte de las aguas continentales.

Pueden producirse aportes ocasionales como producto de la contaminación, éste puede ser el caso de la contaminación por detergentes ricos en fosfatos. En estos casos y cuando el mencionado aporte se produce en una bahía o lugar cerrado, se produce un fenómeno conocido como «eutrofización» con un desarrollo masivo de fitoplancton en una primera fase seguida de una anoxia total por descomposición bacteriana que terminan en una liberación de ácido sulfídrico que acaba rápidamente con cualquier vestigio de vida en las aguas a la vez que produce un desagradable olor (tal como ocurrió no hace mucho tiempo en la Bahía de Túnez).

El nitrógeno se encuentra en el mar en cualquiera de sus estados de oxidación siendo su ciclo muy complejo al intervenir en él numerosas formas bacterianas. Normalmente muchas bacterias anaerobias producen desnitrificación, es decir, reducción biológica de nitratos y nitritos a óxido nitroso y nitrógeno libre, tal como ocurre en las fosas del Pacífico entre los 150 y 800 metros de profundidad. Por el contrario algunas algas (cianofíceas) utilizan el nitrógeno libre directamente; la mayoría de las algas lo utilizan como nitratos. Otras bacterias marinas como *Nitrosocystis oceanus* que vive a más de 1.000 metros de profundidad son capaces de transformar el amoníaco en nitratos.

En primavera, al aumentar la insolación, se produce un crecimiento explosivo del fitoplancton que utiliza el nitrógeno inorgánico disuelto y este acaba desapareciendo. El fitoplancton a su vez es comido por el zooplancton que devuelve parte del nitrógeno al medio en forma de amoníaco.

Así pues, existe una distribución estacional más o menos claramente definida de los compuestos de nitrógeno al mar. Los nitratos (a excepción de los mares tropicales) tienen un mínimo en verano y un máximo invernal.

Los nitritos presentan un pequeño máximo en primavera y otro en otoño que desciende a valores de cero en invierno. Los valores de amoníaco oscilan mucho y no muestran una clara distribución estacional.

En cuanto a la distribución vertical de nitratos, es menor en la zona fótica (iluminada) y va aumentando hasta llegar a un máximo a nivel de la capa de compensación (donde fotosíntesis = respiración); luego desciende hasta desaparecer a los 200 metros.

El fósforo existe en el agua de mar como fosfatos inorgánicos y normalmente este elemento no suele ser limitante ya que antes se agotan los nitratos.

En primavera el fósforo está en estado inorgánico, en verano en forma orgánica y así es transportado hacia el fondo por hundimiento, allí se recupera en forma de fósforo inorgánico durante el invierno y es devuelto a la superficie completándose de esta forma su ciclo.

Normalmente una riqueza en nitratos suele ir acompañada de un aumento de fosfatos manteniéndose aproximadamente la relación de 15 átomos de Nitrógeno por cada uno de Fósforo.

Los silicatos son necesarios para el desarrollo de las algas diatomeas que fabrican pequeños caparazones duros (frustulas) con este elemento.

A la oceanografía química le corresponde determinar y estudiar la evolución de los gases disueltos en el agua de mar, fundamentalmente los gases atmosféricos: nitrógeno, oxígeno y CO_2 . Entre ellos los que presentan mayor interés son el O_2 y CO_2 .

La fuente del oxígeno disuelto en el agua de mar es el propio oxígeno atmosférico, así como el producido por los mecanismos fotosintéticos del fitoplancton o de las plantas macrofitas.

Ocasionalmente y de forma limitada pueden aparecer aguas anóxicas, es decir sin oxígeno (por debajo de los 150 m. en el Mar Negro) o anoxias parciales como en los fiordios noruegos y en fosas del Pacífico en Canadá y Chile.

Con respecto al CO_2 , existe un intercambio con la atmósfera y mientras en los polos pasa del aire al mar, en los trópicos ocurre precisamente lo contrario.

Por otra parte el CO_2 disuelto en el agua de mar tiene una importante misión al formar un sistema «tampón» que equilibra el pH del agua de mar que oscila entre 7,4 y 8,4 en función de la actividad biológica de las aguas.

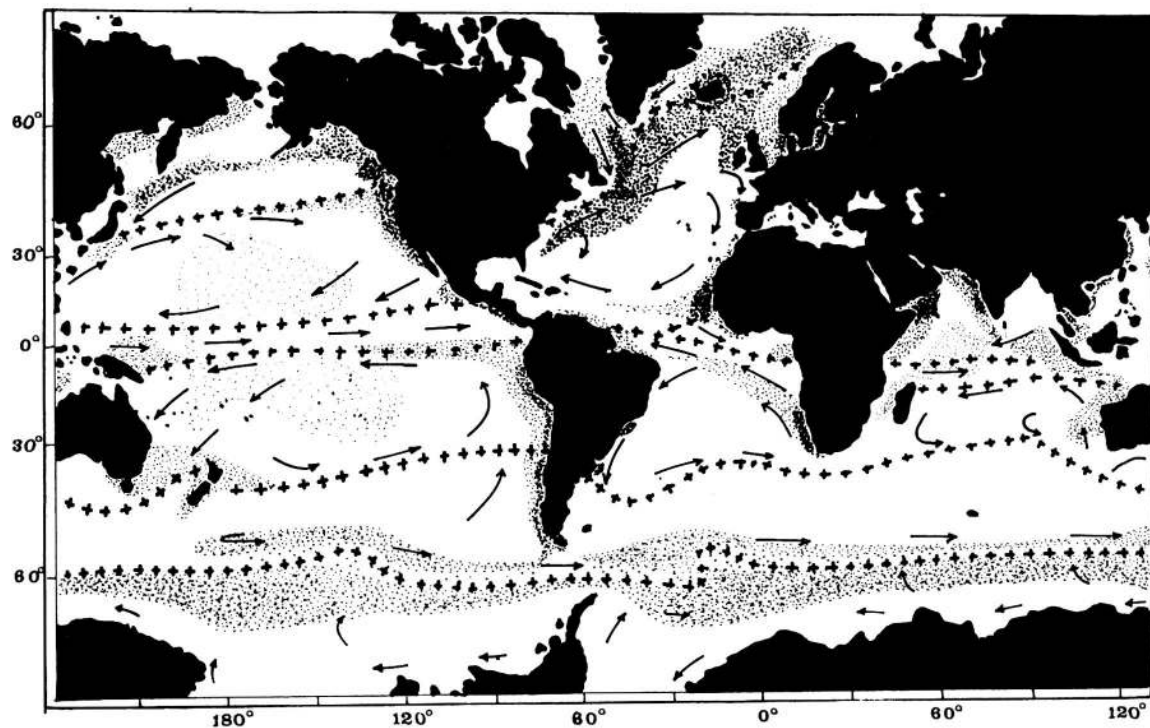


FIGURA 17: Zonas de convergencia en el océano (+) y áreas fértiles (en punteado).

La circulación oceánica condiciona las zonas de afloramiento donde la riqueza en sales nutritivas (nitratos, fosfatos y silicatos) se traduce en una mayor productividad y en consecuencia una mayor riqueza pesquera.

(En punteado más oscuro producción superior a los 500 mg. de carbono por m.² y día, en punteado más claro, producción entre 1.50 y 500 C/m.² día según KOBLENTZ - MISHKE et al., 1968).

4.2. Oceanografía química en la costa vasca

4.2.1. *Introducción*

Los estudios realizados hasta la fecha en el extremo SE del Golfo de Vizcaya son muy escasos. En los veranos de 1932 y 1933 fueron llevados a cabo algunos trabajos sobre batimetría, temperatura y salinidad frente a la costa guipuzcoana (DE BUEN, 1933, 1934).

Más recientemente y dentro de un estudio piloto de lucha contra la contaminación litoral bajo el patrocinio de la OMS (MANCY, 1975 & MACKAY, 1976) se realizaron una serie de análisis de nutrientes frente a la costa guipuzcoana desde 1976 a 1977 (HERNANDO & IBAÑEZ, 1980), también cabe destacar el estudio realizado para la empresa Iberduero en 1976 frente a Punta Endata (ARIAS et al., 1980).

4.2.1.1. Oxígeno disuelto

El oxígeno en general es más abundante a 20 metros de profundidad que en superficie, a partir de dicho nivel va disminuyendo progresivamente hasta alcanzar un mínimo situado entre los 800 y 1.000 metros para posteriormente aumentar alcanzando a los 1.500 metros la concentración que existía a 500 metros. Después de un aumento muy lento hasta los 2.000 metros, a partir de esta profundidad la concentración de oxígeno disuelto se mantiene constante en valores sobre 4,9 ml./l. (BERTHOIS, 1965) (Figura 18).

Los valores en la capa superficial en la costa vasca son bastante homogéneos en el tiempo y en el espacio, únicamente se observan algunos valores algo más bajos en agosto, coincidiendo con la elevación de temperaturas y estratificación máxima de las capas superiores. Ocasionalmente encontramos a 20 metros de profundidad valores muy bajos en octubre de 1976 frente a Jaizkibel (concentración de materia orgánica por aporte fluvial o antrópico?).

4.2.1.2. Nitratos

La concentración de nitratos en el agua de mar oscila entre 1-36 microgramos átomo N por litro, alcanzando en el Atlántico los máximos valores sobre los 7 microgramos en profundidades comprendidas entre los 350 y 800 metros (RILEY & CHESTER, 1971).

En la costa vasca (HERNANDO & IBAÑEZ, 1980) se observa claramente una evolución a lo largo del tiempo. En primavera, verano y otoño los valores superficiales son pequeños (inferiores a un microgramo), en invierno aumentan hasta 6 microgramos, manteniéndose esta cantidad homogénea en los 100 metros superiores.

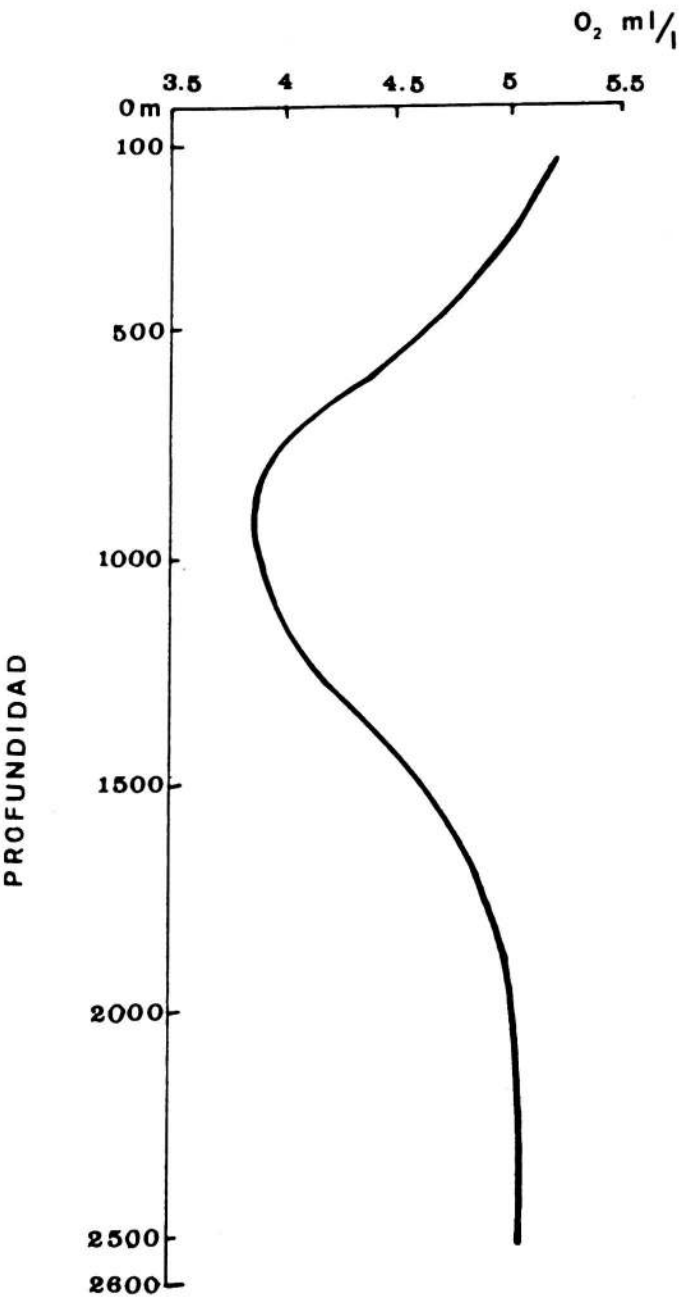


FIGURA 18: Concentración de-oxígeno disuelto en el agua de mar en función de la profundidad en el Golfo de Vizcaya (según BERTHOIS, 1965)

En las zonas costeras se aprecian dos máximos el primero correspondiente al afloramiento invernal y el segundo a los aportes fluviales en primavera (este último en ocasiones es importante ya que alcanza valores cercanos a los 9 microgramos).

La distribución de los nitratos presenta dos modelos extremos representados en las Figuras 19 y 20, en agosto los nitratos se han agotado en superficie (han sido utilizados por el fitoplancton en primavera) y aparece una fuerte estratificación donde las sales se encuentran acumuladas en concentraciones de 10 microgramos por debajo de los 40 metros de profundidad. En invierno se produce una mezcla de las capas inferiores con las superiores, alcanzándose una concentración de 6 microgramos homogénea en toda la columna de agua.

Estos datos coinciden con los encontrados por ARIAS et al. (1980) entre Zumaya y Deba.

4.2.1.3. Nitratos

La interpretación de los nitratos resulta más compleja si bien ARIAS et al. (1980) encuentran un ciclo estacional, en la costa guipuzcoana encontramos en abril y octubre un marcado incremento entre los 40 y 80 metros de profundidad, siendo por lo general más altos los valores en las zonas próximas a la costa.

4.2.1.4. Fosfatos

En general la evolución de los fosfatos es paralela a la de los nitratos, manifestándose sin embargo un enriquecimiento superficial en las estaciones costeras entre mayo y junio, aunque también existe el máximo invernal entre enero y marzo.

El máximo en superficie oscila sobre los 0,5 microgramos átomo por litro y en las zonas cercanas a la costa aparece otro máximo acentuado en primavera (frecuentemente con valores cercanos a 0,4) y un tercero en septiembre.

Como en el caso de los nitratos cabe pensar en el aporte fluvial a la hora de interpretar estos máximos de primavera.

4.2.1.5. Silicatos

Los silicatos, estudiados por ARIAS et al. (1980) alcanzan valores de hasta 5 microgramos átomo por litro si bien su interpretación es compleja dado que no parecen ajustarse claramente a un ciclo estacional.

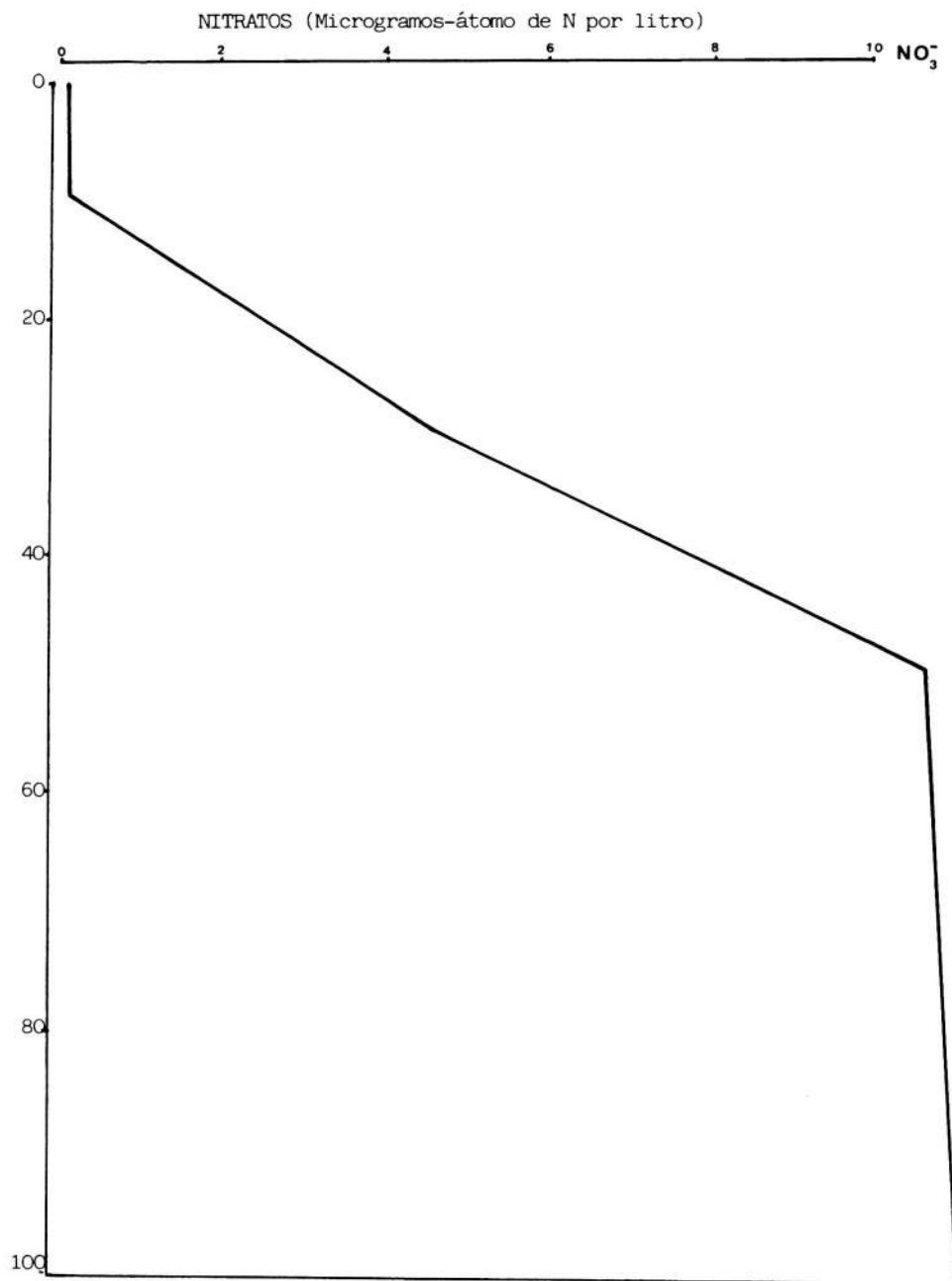


FIGURA 19: Distribución de los nitratos en función de la profundidad en el mes de agosto (según HERNANDO & IBÁÑEZ, 1980)

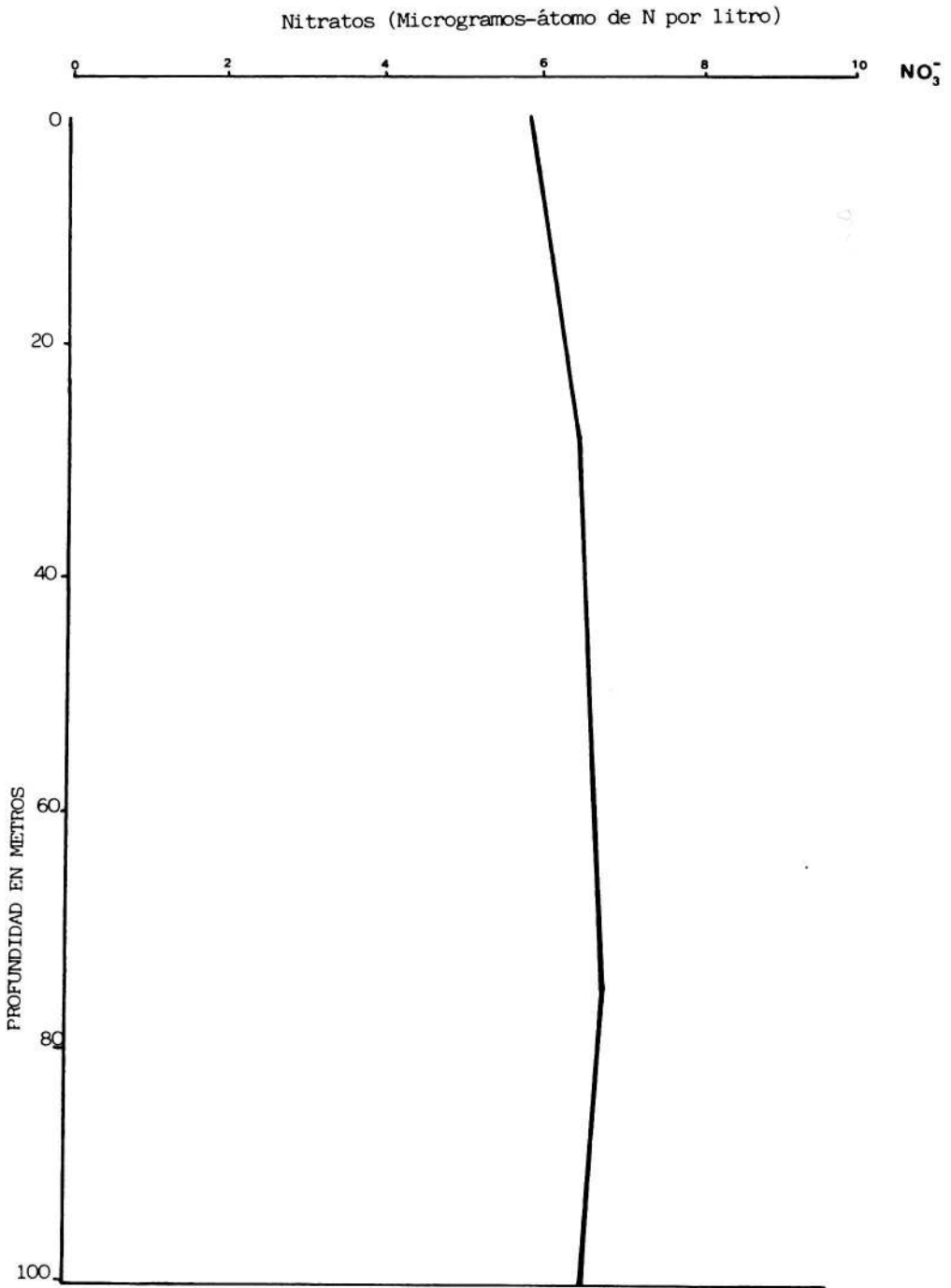


FIGURA 20: Distribución de los nitratos en función de la profundidad en el mes de febrero (según HERNANDO & IBAÑEZ, 1980).

4.2.1.6. Discusión

En general podemos diferenciar claramente dos patrones bien distintos de distribución de los parámetros contemplados; el primero se presenta en verano bajo el signo de una marcada estratificación, por encima de los 10 metros aparece una capa cálida carente de nutrientes y con baja salinidad, por debajo, entre los 10 y 50 metros (con la termoclina situada en torno a los 30 metros) una zona de transición brusca donde aumenta el contenido de nitratos y fosfatos que se estabilizan por debajo de los 50 m. hasta los 100.

El segundo patrón corresponde a los meses de invierno y se caracteriza por una mezcla de todas las capas donde hasta los 100 metros se mantienen constantes la temperatura, oxígeno disuelto, fosfatos y nitratos.

A la vista de estos datos podemos apreciar cómo en la costa vasca ocurre un fenómeno inverso al producido en la costa NW de la Península. En efecto cuando frente a Galicia ocurre un afloramiento de aguas profundas originado por los vientos dominantes del NE que comienzan en el mes de mayo, en la costa vasca comienza un período de calma y estancamiento de las capas superficiales lo cual produce un recalentamiento de las mismas que favorece aún más la estratificación estival con disminución progresiva de los nutrientes en las capas superficiales al ser estos utilizados por el fitoplancton.

En noviembre por el contrario, cuando el afloramiento de la costa galáico-portuguesa desaparece, frente a la costa vasca se produce una fuerte corriente y mezcla con enriquecimiento en nutrientes de las capas superficiales.

Si bien tradicionalmente se han estudiado desde comienzos del presente siglo los afloramientos marinos que abarcan zonas de gran extensión, también pueden producirse afloramientos a nivel local en función de la geometría de la costa (MILLOT, 1979; HUA & TOMASSET, 1979).

En este contexto, en fecha muy reciente (DICKSON et al., 1980) se ha descubierto mediante fotografía infrarroja desde satélite una zona de afloramiento en el Golfo de Vizcaya que coincide con el borde de la plataforma continental francesa (Figura 21) y que a su vez es el área de reproducción del chicharro (Figura 22).

En cualquier caso conviene recordar que tan importante como la capacidad de fijar carbono inorgánico (fotosíntesis) favorecido por los fenómenos de afloramiento de nutrientes, es la eficiencia del ecosistema a través de la red trófica que sea capaz de traducir este aumento de nutrientes en biomasa de eslabones, a veces alejados del origen de dicha red (WOOSTER, 1981).

Los niveles más altos de biomasa de fitoplancton aparecen en la costa vasca en primavera (ESTRADA, 1982) y son producidos primero por diatomeas sustituidas por dinoflagelados al comienzo del verano. Sigue un mínimo estival coincidente con la marcada estratificación de las capas superficiales donde aparecen grandes dinoflagelados. De igual forma en la costa vasca se aprecian variaciones estacionales en el zooplancton estudiadas en fecha muy reciente por varios autores (ALCARAZ, 1981; VILLATE & ORIVE, 1981 y ANDREU, 1981).

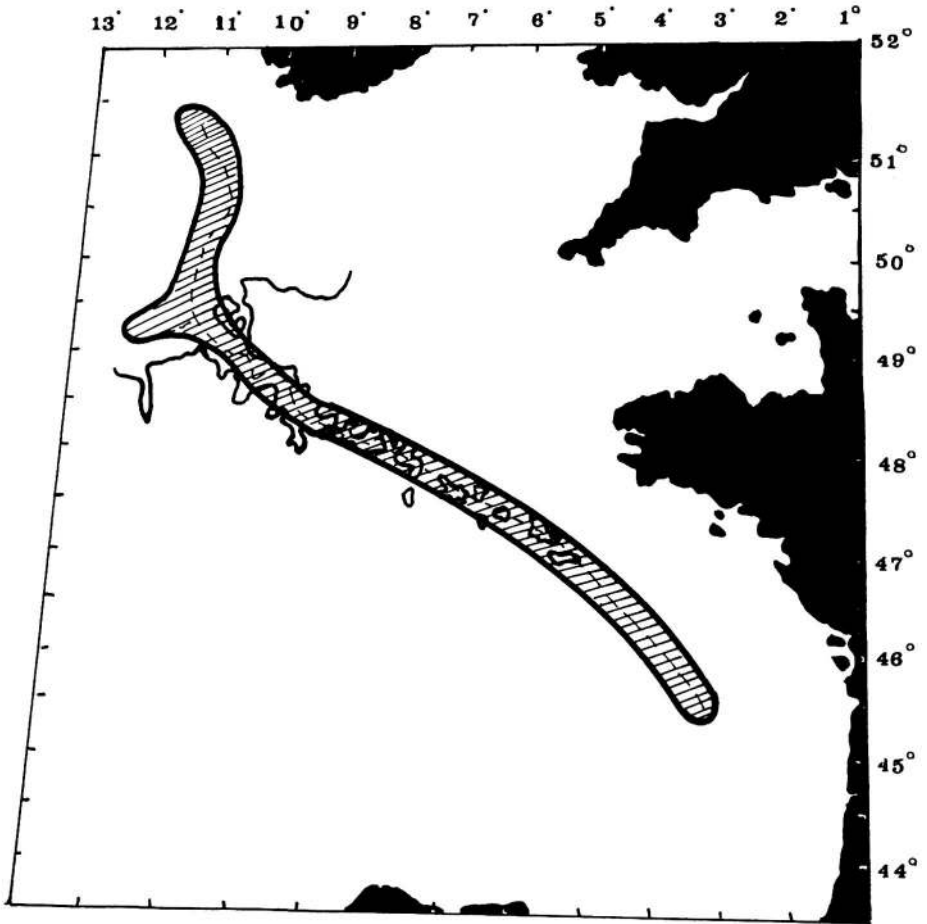


FIGURA 21: La zona rayada corresponde con el afloramiento detectado mediante fotografía infrarroja desde satélite en el Golfo de Vizcaya. (DICKSON et al., 1980)

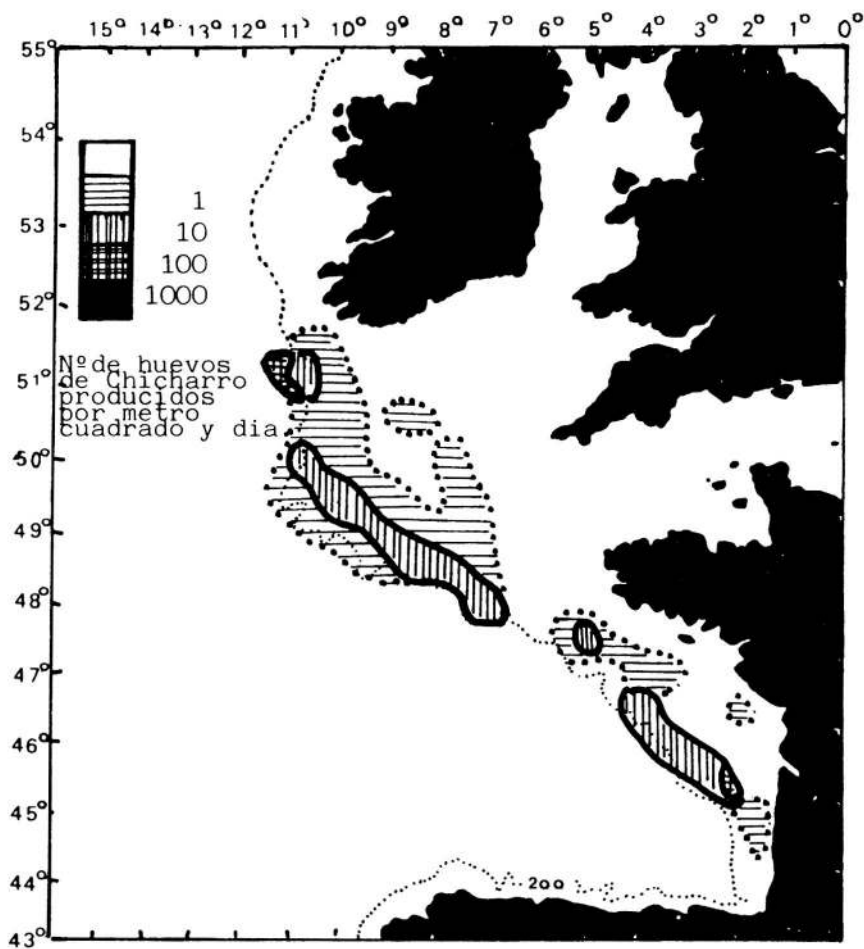


FIGURA 22: Reproducción del Chicharro en el Golfo de Vizcaya (LOCKWOOD, 1978)

BIBLIOGRAFIA

- ALCARAZ, M. (1981): *Inv. Pesq.* 45(1):3-16.
- ALLAIN, CH. (1967): *Science et Pêche* 164/5:16 pp.
- ALLAIN, CH. & ALONCLE, H. (1968): *Science et Pêche* 176:15 pp.
- ANDREU, P. (1981): *Inv. Pesq.* 45(1):157-163.
- ARIAS, E., MANRIQUEZ, M., CALDENTE, P. & SOUSA, J.M. (1980): *Inv. Pesq.* 44(1):13-34.
- BELLOC, G. (1929): *Rev. Trav. Inst. Pêch. marit.* 2(1):13-29
- BENARD, CH. (1905): *Bull. Soc. Géogr.* 9(3):185-190.
- BERTHOIS, L. (1965): *Rev. Trav. Inst. Pêch. marit.* 29(4):383-392.
- BUEN, F. de (1933): *Soc. Oceanogr. Guipúzcoa* 1:40 pp.
- BUEN, F. de (1934): *Ibid*: pp.
- CARRUTHERS, J.N. (1930): *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 17(1):241-275.
- CONTRERAS, L. (1967): *Munibe* 28(1/4): 182-206.
- CONTRERAS, L. (1977): *Estudios sanitarios en la costa guipuzcoana*. Publ. Caja de Ahorros Municipal S.S.:177 pp.
- CUSHING, P.H. (1982): *Climate and fisheries* Academic Press:373 pp.
- DIXON, R.R., GURBOTT, P.A. & PILLAI, V.N. (1980): *J. Phys. Ocean.* 10(5):813-819.
- ELLET, D.J. (1982): *World Clim. Progr. Rep. WCP21*:254-260.
- ESTRADA, M.. (1982): *Inv. Pesq.* 46(3):496-491.
- FELDMANN, J. & LAMI, R. (1941): *Bull. Soc. Bot. France* 88:123-142.
- FIEUX, M. (1978): *Oceanis* 4(4):336-348.
- FISCHER-PIETTE, E. (1963): *Ann. Inst. Oceanogr.* 40:165-312.
- FLOS, J. (1982): *Inv. Pesq.* 46(2):215-230.
- FRUCHAUD-LAPARRA, B., LE FLOCH, J., LE ROY, C., LETAREAU, J.Y. & MADELAINE, F. (1976): *Rap. Scient. CNEXO* 30:108 pp.
- GARSTANG, W. (1898): *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 5:199231.
- HELLAN-HANSEN, B. & NANSEN, F. (1926): *Geofys. Publ. Oslo* 4(2):76 pp.
- HERNANDO, J.L. & IBAÑEZ, M. (1980): *Lurralde* 3:109-123.
- HUA, L. & THOMASSET, F. (1979): *IRIA Rap. Rech.* 366:48 pp.
- IBAÑEZ, M. (1979): *Lurralde* 2:37-75.
- IBAÑEZ, M., ANGULO, R. & IRIBAR, X. (1980): *Biogeografía de la Costa Vasca*. Ed. Haranburu S.S.: 284.
- MALOD, J.A., BOILLLOT, G., CAPDEVILLA, R., DUPEUBLE, P.A., LEPVRIER, C., MASCLÉ, G., MULLER, C., & TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1982): *Oceanis* 8(8):655-666.
- MANCY, K.H. (1975): *Report on a visit to Spain. Control of pollution in rivers and coastal waters* 27 Feb.-11 March 1975 WHO.
- MILLOT, L. (1979): *Oceanol. Acta* 2(3).
- MÖLLER, L. (1941): *Institut für Meerskunde* (Atlas) 128 mapas.
- NELSON, E.W. (1920): *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 12(3):700-717.
- NIELSEN, M.G. (1978): *Nat. Jutlandica* 20:55-258.
- ORTON, J.H. (1919): *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 12(2):339-366.
- POTAYCHUK, S.I. (1972): *Cons. Int. Exp. Mer. Rap. Proc. Verb.* 162:154-158.
- RILEY, J.P. & CHESTER, R. (1971): *Introduction to marine chemistry*. Academic Press:465 pp.
- SERVAIN, J. (1977): *Rapport 5 Univ. Bretagne Occidentale*: 11 pp.
- TRÉGLOS, J. (1972): *Meteor. Natl. Notes de l'établis. d'étud. et rech. Météorol.* 302:36 pp.
- TREGUER, P. LECORRE, P. & GRALL, J.R. (1979): *Deep Sea Res.* 26A:1121-1152.
- VANNEY, J.R. (1979-80): *Oceanis* 5(4):687-719.
- VILLATE, F. & ORIVE, E. (1981): *Inv. Pesq.* 45(2):327-336.
- VINCENT, A. & KURC, G. (1969): *Rev. Trav. Inst. Pêch. marit.* 33(1):79-96.
- (1969): *Ibid* 33(2):203-212.
- WOOSTER, W.S. (1981): *Coast. Estuar. Sci. Am. Geophys. Union.* 1-3.